



IGME

6

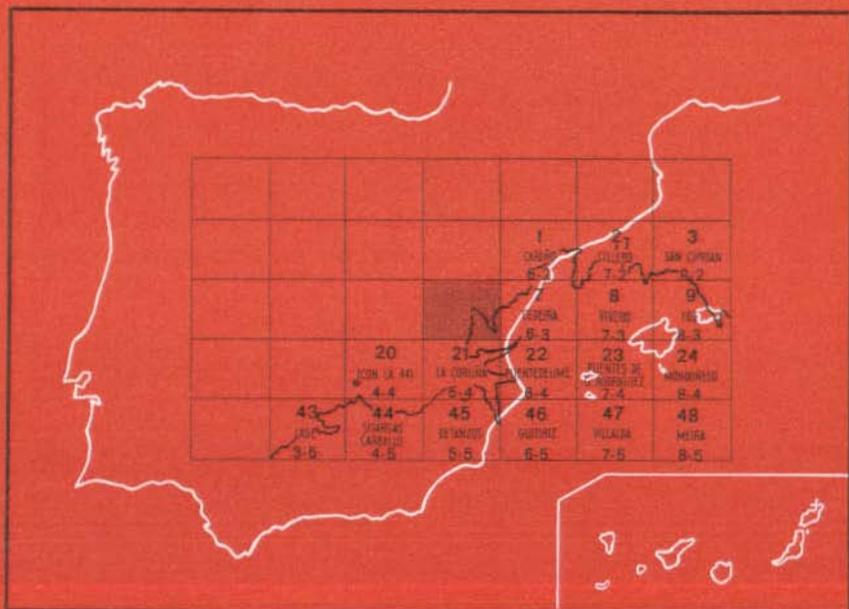
5-3

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SAN SALVADOR DE SERANTES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SAN SALVADOR DE SERANTES

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:

Geología: Victorio Montesión López y Felipe Fernández Martínez.

Petrología: Mercedes Peinado Moreno y María José López García.

Asesoramiento: Enrique Martínez García, de la Universidad de Salamanca.

Supervisión IGME: A. Huerga Rodríguez.

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 - 12.066 - 1976

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

1.2 SERIE DE ORDENES (PC-S)

La Serie de Ordenes está formada por los siguientes tipos de rocas que describimos a continuación:

1.2.1 Metapsamitas y metapelitas; conglomerados (Cg)

Los materiales que se observan aquí son los mismos que ya se citaron en la Memoria de la Hoja núm. 21 (La Coruña), y su descripción tropieza con las siguientes dificultades: *a)* Regionalmente la Serie de Ordenes se va estrechando de S. a N.; *b)* La reducida extensión de la misma en esta Hoja, y *c)* La escasez de buenos afloramientos. Si a esto se añade la existencia de varias etapas de deformación sucesivas, se hace muy difícil el establecer una columna tipo para la zona en cuestión. En dicha serie abundan las rocas de grano fino (metapelitas) con tránsito gradual a metagrauwackas, siendo éstas muy escasas y predominando los términos de aspecto esquistoso. Las metagrauwackas afloran esencialmente al S. de la Hoja.

En las proximidades de las granodioritas, estas rocas adquieren diferenciaciones bandeadas milimétricas ricas en plagioclasa, presentando entonces un aspecto gnéisico leucocrático.

Los esquistos y micaesquistos del NE. aparecen acintados según bandas homométricas que oscilan de 2 a 5 cm. de potencia. Al O. de la granodiorita de El Ferrol, la Serie de Ordenes presenta una facies algo diferente; en general es más silicea, aumenta el tamaño de grano (conglomerados, Cg, en Crevadoiro-Covas, coordenadas Lambert $x = 229$; $y = 1.004,5$) y son más frecuentes las intrusiones básicas.

Por tanto, distinguimos metapsamitas (incluyendo en éstas metagrauwackas y tránsitos intermedios) y metapelitas, cuyas características petrográficas se describen en el apartado de Petrografía (4.1).

1.2.2 Anfibolitas (ϵA)

Se encuentran en toda la serie, distribuidas en lentejones o filones de hasta 10 m., preferentemente al N. de Covas-Crevadoiro, resultantes de las manifestaciones pos- F_1 .

A continuación se describen las principales características de este tipo de rocas consideradas como ortoderivadas mediante criterios estructurales y petrográficos. Aparecen en filones, unas veces concordantes y otras discordantes con las estructuras de la serie sedimentaria, pero siempre afectados por la esquistosidad principal (S_2). Son de grano fino, casi siempre compactas y de tonos verde oscuro, siendo posible separar dos tipos fundamentales desde el punto de vista petrográfico:

INTRODUCCION

Geográficamente, la Hoja está situada al O. de la provincia de La Coruña (NO. de España), incluyéndose geológicamente dentro de la zona IV, Galicia media-Tras Os Montes del esquema paleogeográfico del NO. de la Península Ibérica, establecido por MATTE en 1968. En esta zona se encuadra un dominio oeste caracterizado por rocas sedimentarias y básicas metamorizadas, con ausencia de «Ollo de Sapo» y Paleozoico datado.

A grandes rasgos, los materiales que encontramos son de dos tipos: graníticos y metamórficos. La erosión actúa sobre ellos de diferente forma, definiendo las rocas metamórficas un relieve relativamente llano en oposición al relieve abrupto de los granitos que forman las cotas dominantes.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

La estratigrafía de la Hoja queda reducida únicamente a la descripción de las rocas correspondientes a la Serie de Ordenes (PC-S) y al Cuaternario.

Las consideraciones generales sobre los límites y la edad de la Serie de Ordenes ya fueron expuestas en la Memoria de la Hoja núm. 21 (La Coruña). Nos inclinábamos entonces a suponer una edad Precámbrico Superior sin descartar la posibilidad de que fuese Paleozoico Inferior.

a) *Metadioritas*

Son de grano fino y presentan textura ígnea residual. El anfíbol, verde tipo hornblenda ($2va \approx 64-68$, $\gamma-z \approx 14$). Define la esquistosidad principal (S_2), que es más acusada unas veces que otras. Las plagioclasas (oligoclasa-andesina) están zonadas y sausrinizadas, y el cuarzo (en escasa proporción) aparece en agregados intersticiales con extinción ondulante.

b) *Cuarzoanfíbolitas*

De grano fino-medio. El cuarzo es relativamente abundante, con cristalinidad elevada, suturado y con extinción ondulante. El anfíbol es actinolítico.

No se han hallado paraanfíbolitas, tan desarrolladas en las Hojas de La Coruña y Puentedeume, lo que puede deberse más a dificultades de observación que a su ausencia real.

Se concluye pensando que las ortoanfíbolitas deben su origen al metamorfismo de rocas filonianas.

1.2.3 Conclusiones sobre la Serie de Ordenes

Esta potente serie es eminentemente detrítica, con grano de tamaño medio y fino, estando caracterizada por la presencia de estructuras de carga. La composición es grauwáckico-pelítica, con cuarzos y plagioclasas angulosos y estas últimas sin alterar. Presentan ritmicidad, y en algunos casos «graded-bedding», no observándose estratificación cruzada.

Los sedimentos seguramente se depositaron en zonas no muy profundas o en medios de alta densidad, con momentos de sedimentación en que el carácter del medio ambiente de la cuenca es reductor, como indica la presencia de niveles grafitosos.

1.3 CUATERNARIO (Q, QD, QCI-P, QAI)

Queda limitado a una pequeña cuenca al E. de Trasancos (con arcillas amarillentas y abundantes cantos de cuarzo angulosos y heterométricos) y a la presencia de algún depósito arenoso-limoso en las cuencas de los ríos.

La morfología costera de la Hoja se caracteriza por costas muy bajas en las rocas metamórficas y acantilados relativamente altos (40-50 m.) en las graníticas. En las zonas bajas son frecuentes las playas de arenas claras y finas, así como las dunas, en algunos casos ya fijadas por la vegetación.

Diferentes tipos de materiales recientes quedan representados en la Hoja.

Por un lado, se presentan arcillas amarillentas y abundantes cantos de cuarzo y cuarcita heterométricos y subangulosos, pertenecientes a un Cuaternario Indiferenciado (Q), situado en una pequeña cuenca al E. de Trabancos.

Por otra parte, quedan representados los materiales costeros (QD y QCI-P). La morfología costera se caracteriza por costas muy bajas en las rocas metamórficas y abruptas y relativamente altas (40-50 m. sobre el nivel del mar) en las graníticas. En las zonas bajas son frecuentes las playas de arenas claras (muy ricas en cuarzo) y finas (QCI-P); así como dunas (QD), en algunos casos fijadas por exuberante vegetación.

Depósitos de tipo aluvial (QAI) están escasamente representados por presentarse normalmente débiles cursos fluviales de no gran actuación. Suelen estar constituidos por material arenoso-limoso con aislados cantos de cuarzo y material granítico o metamórfico, según donde estén desarrollados.

2 TECTONICA

La región estudiada está afectada por una tectónica polifásica de edad hercínica y posiblemente antehercínica.

Para hacer una descripción de los episodios ocurridos en esta región, consideramos indispensable hacer una mención a trabajos anteriores desarrollados por algunos autores, de los cuales los más completos son hasta el momento los de la escuela holandesa de Leiden, el de MATTE (1968) y las Memorias de las Hojas núms. 21 y 22 de La Coruña y Puentedeume (1973). En estos trabajos, y fundamentalmente en los últimos, se exponía la idea de que los acontecimientos tectónicos regionales ocurrían según dos etapas principales de deformación y una tercera más débil y local que las anteriores, así como alguna deformación póstuma de menor importancia. Se hablaba de un metamorfismo polifásico en el que la mayor intensidad correspondía a la interfase de las dos primeras deformaciones.

Por observaciones realizadas en esta Hoja llegamos a la conclusión de la existencia de cuatro fases principales de deformación de diversa intensidad y algunas tardías locales siempre de menor importancia. Por consiguiente, en relación con las Memorias de las Hojas citadas (La Coruña y Puentedeume) se manifiesta que diversas estructuras mesoscópicas consideradas entonces como de Fase I deben corresponder en realidad a una fase anterior. Igualmente la Fase IV aquí admitida correspondería a observaciones locales en dichas Hojas. A continuación describiremos las deformaciones que aquí se ven y su relación con el metamorfismo.

Fase I

No se observan aquí mesoestructuras correspondientes a esta fase, debido a que fueron prácticamente borradas por la gran intensidad de la Fase II. No obstante, se ve algún resto de esquistosidad definida por alter-

nancias de lechos claros y oscuros y también abundantes filoncillos de cuarzo de exudación afectados posteriormente por las Fases II y III.

Los criterios a escala microscópica son evidentes cuando existen minerales como granate y estaurólita (Memoria de la Hoja núm. 22, Puente de Ume) anteriores a la esquistosidad principal S_2 , indicando su posible relación con estructuras planares desarrolladas al mismo tiempo que la Fase I y que asimilamos a S_1 .

Estas superficies S_1 están deformadas por plegamientos posteriores y se desarrollan subparalelamente a la estratificación, de ahí su problemática identificación lejos de las zonas de charnela.

Fase II

Es de gran intensidad. La característica fundamental es la de dar superficies penetrativas S_2 de flujo, que es el rasgo tectónico más evidente de la región.

Los pliegues, donde se observan, son isoclinales, de escala decimétrica a métrica, la mayor parte de las veces tumbados con vergencia al E., pero que en algún caso pueden estar verticalizados por efecto de la Fase III principalmente. Posiblemente sean pliegues menores de una gran estructura (¿manto de corrimiento?). Los ejes tienen una dirección aproximada NNO.-SSE.

La esquistosidad S_2 viene definida por una fuerte orientación de los minerales micáceos y se deforma alrededor de cristales de plagioclasa y cuarzo. La biotita es en algún caso precinemática (afectada por S_2), pero la mayor parte de las veces es sincinemática, ya que se orienta según esas superficies. El granate ya hemos dicho que es precinemático y en algún caso presenta sombras de presión. La andalucita es sin a postesquistosidad 2.

Fase III

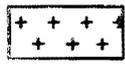
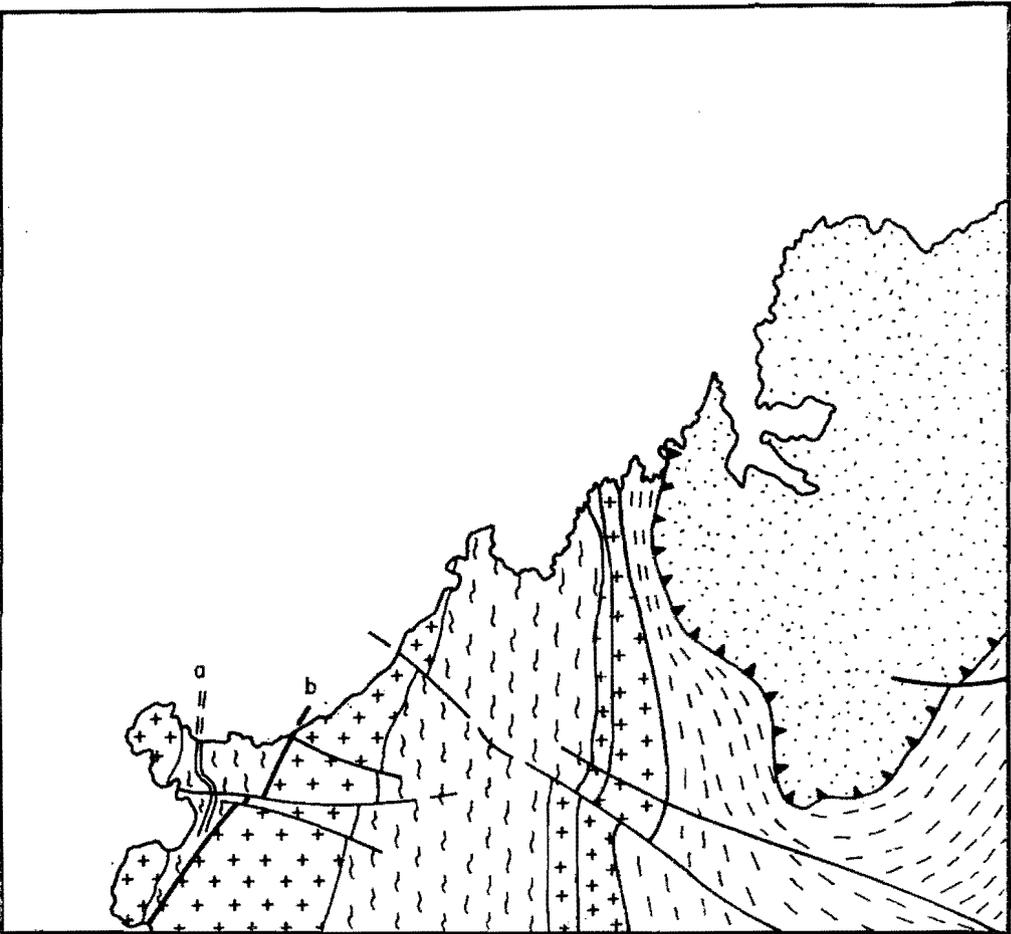
A esta fase corresponden las estructuras más evidentes de la zona, aunque es de menor intensidad que la anterior.

Desarrolla pliegues subsoclinales subverticales de diversa escala, ligeramente vergentes al O. con ejes de dirección N. 20° E. y buzamiento axial casi siempre hacia el S. (0°-15°), plegando a la esquistosidad de flujo S_2 .

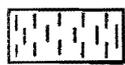
Origina una esquistosidad S_3 de crenulación que constituye algunas superficies poco penetrativas en las que excepcionalmente se alinean cristales de clorita.

Fase IV

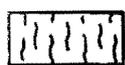
Regionalmente es la fase que produce las mayores estructuras, y por ello le asimilamos el pliegue de Santa Comba, al que consideramos pliegue menor de la sinforma de Cabo Ortegal (fig. 1).



Granitos (s.l.)



Series Ordovícico-Silúricas



Serie de Ordenes (Precámbrico-Silúrico)



Precámbrico «Complejo de Cabo Ortegal»

a Pliegue de Santa Comba. Estructura menor de la sinforma de Cabo Ortegal

b Falla de Esmelle.

Fig. 1.—Esquema geológico del NO. de la provincia de La Coruña (E. 1:250.000.)

Es un pliegue de gran radio de curvatura, al que se le asocian pequeños pliegues de arrastre con ejes cuya dirección NE-SO., varía desde 20 a 60°.

Otras deformaciones

Se observan dos crenulaciones tardías y débiles, muy locales, la primera subhorizontal y la segunda de dirección NNO-SSE.

Dos sistemas de fractura han sido observados:

Uno de dirección N. 40° E., cuya mejor representación es la falla de Esmele (fig. 1), que pone en contacto la granodiorita con la Serie de Ordenes, originando una zona de cataclasis a ambos lados de la misma. Esta cataclasis disminuye en intensidad de forma gradual a medida que nos alejamos de la falla.

El otro sistema está formado por fallas de desgarre (decrochements) de dirección aproximada N. 110° E., con desplazamientos que oscilan de 100 m. a 1 km., correspondiendo a una compresión tardihercínica.

Las edades de estas fases de deformación son problemáticas al no hallarse sedimentos posteriores al depósito de la Serie de Ordenes (PC-S), por lo que se han establecido por comparación con las zonas más externas del geosinclinal paleozoico, donde los procesos sedimentarios son continuos y también por datación radiométrica de los granitos de Guitiriz y Forgoselos (Hojas núm. 72, Lugo, y núm. 22, Puentedeume).

Respecto a la Fase I, podría corresponderse con la Fase I de MARTINEZ GARCIA (1971, 1973), establecida en el S. de Galicia como de edad intrasilúrica. Sin embargo, en la zona de esta Hoja podría ser posterior, ya que afecta a materiales silúricos (observados en la Hoja núm. 7, Cedeira). También puede corresponder con la fase supuesta precámbrica por la Escuela de Leiden (HILGEN, 1971), (ZUUREN, V., 1969) y desarrollada en los esquistos de Ordenes.

Las restantes fases estarían comprendidas dentro de la Orogénesis Hercínica, desde el Devónico Superior hasta finales del Estefaniense.

3 HISTORIA GEOLOGICA

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

materiales sufrirían con posterioridad la primera etapa de deformación F_1 , durante el Silúrico o Devónico Inferior, con manifestaciones de filones básicos.

A continuación se desarrolla la segunda fase de deformación (hercínica), que es la más intensa, dando lugar a pliegues normalmente tumbados con vergencia al E. y a una esquistosidad de plano axial S_2 que reorganizará metamórficamente las rocas básicas anteriormente citadas, al igual que los metasedimentos.

La tercera fase de deformación de pliegues, con ligera vergencia «retro» (hacia el O.) y desarrolla una crenulación S_3 .

Con posterioridad a una fase tardía F_4 , que se acompaña de macroestructuras, se desarrollan granodioritas tardías que suelen presentar deformación protoclastica.

Finalmente se generan crenulaciones tardías y dos sistemas de fallas.

4 PETROLOGIA

4.1 PETROGRAFIA DE LA SERIE DE ORDENES

En este apartado hacemos la descripción petrográfica de los materiales de la Serie de Ordenes ya citados en el apartado 1.2.1 y que clasificábamos en metapsamitas y metapelitas.

a) *Metapsamitas (metagrauwackas y términos intermedios)*

En una matriz cuarzomícacea esquistosada, más o menos abundante, destacan fenocristales de cuarzo y también plagioclasa sub-automorfa o angulosa de composición albitica ($An = 8$ a 13 por 100), con zonación irregular, maclas deformadas y a veces inclusiones grafitosas o cuarzo y/o albíta mirmequíticos. Esporádicamente pueden observarse, además, fragmentos de rocas ígneas constituidas por un agregado de pequeñas plagioclasas tabulares a veces orientadas.

Estructuralmente evidencian una esquistosidad dominante (S_2), a la que se superpone ocasionalmente una crenulación (S_3). De acuerdo con la primera se desarrolla clorita, moscovita y biotita, según grado metamórfico. Aparece también granate xenoblástico preesquistoso a S_2 y andalucita poscinemática respecto a la misma esquistosidad (muy escasa), y en contadas ocasiones blastos de clorita transversales afectados por la misma fase.

Hay circones, turmalina, epidota, rutilo y opacos como accesorios más frecuentes, y algunas venas de feldespato potásico tardías.

b) *Metapelitas*

Presentan una textura planar, a veces microbandeada, definida por las micas, moscovita y clorita o biotita en función del metamorfismo. A veces alternan milimétricamente con tipos más groseros, en tránsito a las rocas anteriores.

Estos tipos de rocas pasan gradualmente de un tipo a otro en alternancias centimétricas, haciendo difícil el reconocimiento «de visu».

4.2 CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO Y RELACION BLASTESIS-DEFORMACION

Los únicos materiales metamórficos observados en la Hoja son los de la Serie de Ordenes, descrita en el apartado 1.2, en la que se observaron las paragénesis siguientes:

Cuarzo-plagioclasa-moscovita-clorita;
Cuarzo-plagioclasa-moscovita-clorita-biotita;
Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita;
Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate, y
Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-andalucita,

que indican un metamorfismo epizonal o estadio bajo (WINKLER, 1970) y que corresponden a las tres subfacies de la facies de esquistos verdes, definidas por la aparición de biotita y granate, respectivamente (fig. 2).

Microscópicamente se desarrolla una esquistosidad principal (S_2), a la cual el granate es preesquistoso. Iguales características texturales se han observado al S. de la misma formación y en las cuales es coetáneo con estaurólita (Memorias de las Hojas núms. 21 y 22, La Coruña y Puenteume).

Sin embargo, la andalucita se desarrolla en blastos poscinemáticos, hecho que, unido a la frecuente proximidad geográfica a los cuerpos graníticos intrusivos, nos lleva a no descartar cierta influencia de éstos en su formación.

La esquistosidad principal (S_2) pliega a niveles de cuarzo de diferenciación preexistentes, y existe de manera generalizada una crenulación tardía en cuyos planos S_3 se orientan blastos de clorita.

Dada la uniformidad de paragénesis y la falta de zonas más profundas aflorantes, no se pueden precisar las características báricas del metamorfismo; sin embargo, la presencia en fase temprana de granate y estaurólita con desarrollo posterior de andalucita, indican unas condiciones intermedias de baja presión, más reducida en la segunda fase que en la primera, de la que quedan los relictos ya citados.

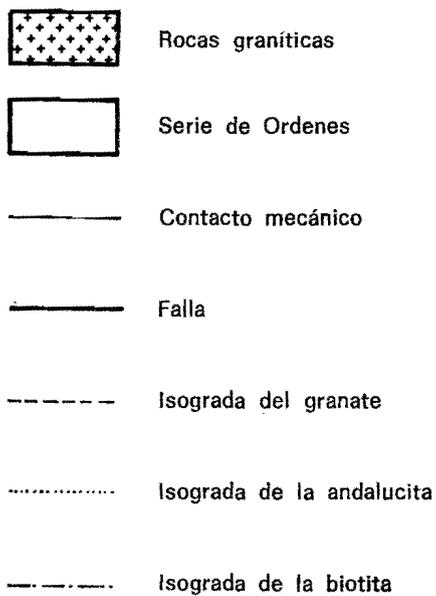
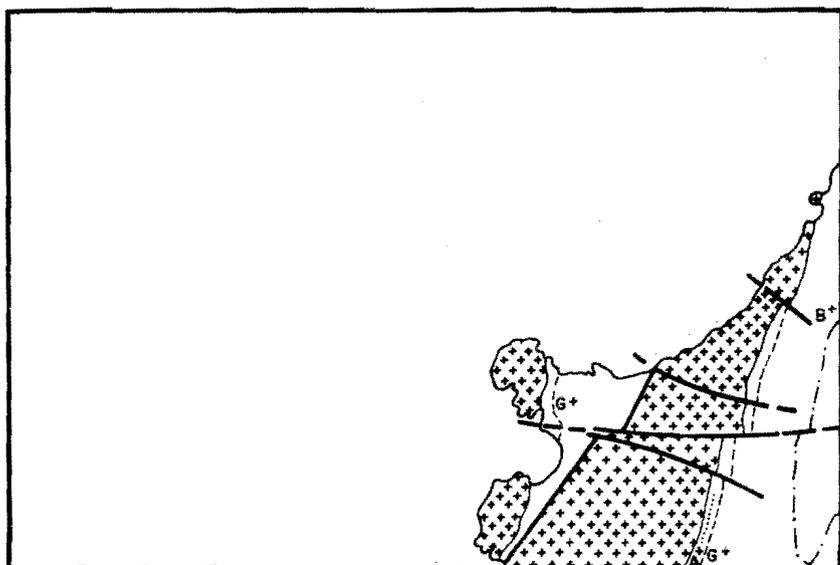


Fig. 2.—Desarrollo de las isogradas en la Hoja de San Salvador de Serantes.
(Escala 1:250.000.)

4.2.1 Metamorfismo de contacto

Las granodioritas tardías producen en los materiales metamórficos encajantes ciertos desequilibrios minerales sólo patentes en las proximidades inmediatas del contacto (5-10 m.).

Se produce una feldespatización, blastesis moscovítica, incluyendo fibrolita y pseudomorfos cordieríticos.

Cuando la andalucita está presente hay transformación a moscovita, lo que induce a suponer su formación anterior al emplazamiento de las masas granodioríticas, que provocan fundamentalmente un metasomatismo alcalinizante.

Por tanto, en las proximidades del contacto se podrían alcanzar condiciones intermedias entre corneanas hornbléndicas y probablemente cordierita-feldespato potásico (WINKLER, 1967).

4.3 ROCAS PLUTONICAS

4.3.1 Rocas graníticas (s. l.)

Ocupan aproximadamente la mitad de la Hoja. La granodiorita de El Ferrrol (coordenadas Lambert $x = 220$; $y = 1.000$) forma una gran franja que se va estrechando de S. a N. (en el S. tiene 6 km. de anchura, y en el N., 3). Regionalmente es concordante con la dirección de las estructuras y da los mayores relieves.

Además de la citada granodiorita, hay dos pequeñas intrusiones granodioríticas en el O. de la Hoja: la de San Jorge, al S. (coordenadas Lambert $x = 222,5$; $y = 1.000$), y la de Cabo Prior, al N. (coordenadas Lambert $x = 226$; $y = 1.005$).

En conjunto las clasificamos como adamellitas de dos micas, con megacristales del grupo de las granodioritas tardías, CAPDEVILA y FLOOR (1970).

4.3.1.1 Granodioritas tardías. *Ortogneis* ($\tau_1\gamma\eta^2$, $\rho_{03}\gamma\eta^2$, $\rho_{11}\gamma\eta^2$) ($_{N6}\gamma^1$)

Su emplazamiento es en forma de intrusión longitudinal, siguiendo la dirección regional de las estructuras. La roca encajante es la Serie de Ordenes, que en el contacto está muy plegada, con pliegues cuyos ejes están muy inclinados. En ocasiones, y al NE., se observan enclaves desorientados en las granodioritas, que se atribuyen a fenómenos de hundimientos locales de la bóveda (Piecemeal-stoping).

El contacto de las granodioritas con la Serie de Ordenes es intrusivo y discordante (cortan de forma neta la esquistosidad principal S_2). En algún caso es posible un rejuego posterior de la superficie de contacto, aunque normalmente las granodioritas se acomodan a la estructura regional.

El contacto O. de la granodiorita de El Ferrol con la Serie de Ordenes está afectado por la falla de Esmelle, la cual juega un importante papel en la deformación de las granodioritas (filonización), por un estiramiento de los megacristales de feldespato, así como por una orientación muy neta de las micas, que define una esquistosidad de fractura de dirección N. 40° E. A ambos lados de la falla la tectonización decrece gradualmente.

Son de grano medio-grueso y tienen megacristales de feldespato con orientación de flujo. Estos megacristales en los bordes de la intrusión presentan una marcada orientación planar que disminuye hacia el centro.

Las micas, ligeramente orientadas en la facies común (${}_1^b\gamma\eta^2$), aparecen en haces en las facies muy gruesas (${}_{21}\gamma\eta^2$), y definen una neta alineación en las facies muy deformadas (${}_{NG}^b\gamma^1$).

Tienen abundantes enclaves de rocas más básicas (pórfidos tonalíticos), normalmente en formas elipsoidales, con la dirección del eje mayor coincidente con la regional.

Las rocas, que en general suelen estar algo deformadas, muestran entre sí tránsitos graduales, estando caracterizadas las más deformadas por la presencia de porfídoclastos muy triturados de feldespato potásico, a veces también de plagioclasa (aunque ésta se tritura con mayor facilidad) en una mesostasis intensamente milonitizada de cuarzo y sericita procedente de la destrucción de las micas.

En una pequeña zona hacia el N., la tectonización es más frágil y se caracteriza por una fragmentación más uniforme de todos los minerales.

La cataclasis se manifiesta por la presencia de cuarzo en agregados de recristalización tan sólo esporádicamente de forma fluidal, ya que su movilización es menor y a más pequeña escala. Las micas se conservan, aunque intensamente flexionadas y con los bordes desflecados.

El feldespato potásico ($2V\alpha \approx 80$) constituye fenocristales de hábito prismático (más corto en Cabo Prior que en el resto). Está maclado según leyes de Karlsbad y albita-periclina en zonas; se trata, por tanto, de ortosas microclinizadas. Hay pertitas normalmente en venas; las más gruesas con maclas polisintéticas. Salvo en Cabo Prior, que son más esporádicas, hay frecuentes inclusiones de pequeñas plagioclasas zonadas, cuarzo y biotita.

La plagioclasa puede estar zonada irregularmente, entonces el tipo de maclas que presenta suele ser más complejo, con ley incluso de periclina. Los valores medidos indican un porcentaje aproximado de un 11 al 14 por 100 para la zona de Cabo Prior, con zonados muy leves, normales. En un área intermedia se obtienen valores que oscilan del 15 al 22 por 100. Hacia el E. la zonación es más acusada, y el aspecto más básico de la plagioclasa se corrobora con valores del 34 al 35 por 100 An para el núcleo, descendiendo al 30, 22 y 12 por 100 en las diferentes zonas hacia el exterior.

El cuarzo muy abundante en la mayoría de los casos, pero debe estar ligado a la deformación.

La biotita es rojiza, disponiéndose en Cabo Prior en grupos muy característicos, estrechamente relacionados con la moscovita.

La moscovita contiene normalmente numerosos opacos y rodea a veces a la biotita, por lo que se deduce su formación a partir de ella en un proceso tardío, pero dentro de la cristalización magmática para gran parte de ella.

Los accesorios son: apatito (prismas cortos), zircón (incluido en biotita), opacos y sillimanita (incluida en moscovita en forma de agujas).

Respecto a la composición, presenta la mayoría una relación feldespato potásico-plagioclasa análoga a adamellita (NOCKOLDS, 1954) (*), y en líneas generales se señala una diferenciación más ácida en el NO.

Al O. de la granodiorita de San Jorge la zona presenta características propias, pues las rocas adoptan un cierto bandeo fluidal con orientación y agrupación en bandas de elementos claros y oscuros, no observándose criterios de fracturación, por lo cual creemos que este tipo de deformación es más bien de origen profundo. El cuarzo se dispone en bandas casi monominerales, de grano grueso, bordes suturados y extinción ondulante alternando con el feldespato, microclina en agregados poligonales en relación con plagioclasa zonada mirmequítica. Las micas, de las que predomina la biotita, están en agregados estirados, con la orientación general, y el granate fracturado puede estar incluido en plagioclasas.

4.3.2 Granito de moscovita ($_{3-4}\gamma_m^2$)

Al S. de la Hoja se presenta una diferenciación tipo granito de moscovita, de reducida extensión. Tiene tamaño de grano fino con abundante moscovita en placas y escasa biotita. El feldespato potásico está predominando sobre la plagioclasa, suele incluir a ésta y al cuarzo. La plagioclasa se presenta maclada y sin zonar.

4.3.3 Rocas filonianas posttectónicas

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

(*) De la clasificación de NOCKOLDS, aparecida en numerosos libros de Petrología de la época.

4.3.3.1 Diques ácidos: Pórfidos graníticos (FO) y cuarzo (q)

a) *Pórfidos graníticos* (FO).—Son frecuentes en el O. de la Hoja, en las proximidades de la falla de Esmelle y en Pedrouzo-Covas. Siguen una dirección predominante NE-SO. y su potencia oscila de los 0,5-20 m.

Son rocas granudas cuyo tamaño de grano varía de medio a fino. Están constituidos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita en proporciones variables y con textura holocristalina, porfídica algo orientada. Como accesorios hay, esporádicamente: zircón, esfena y opacos, estando como secundarios carbonatos tipo ankerita, óxidos, clorita, rutilo y sericita. La matriz es de grano medio (entonces son frecuentes intercrecimientos gráficos) o de grano fino, constituida aquí por un agregado de feldespato tabular (algo orientado) y cuarzo, con láminas de moscovita intersticial.

Los fenocristales son de feldespato potásico, plagioclasa y a veces de cuarzo, y son más frecuentes en los casos de matriz más gruesa.

El feldespato potásico se macla con ley de Karlsbad y puede tener perfitas en parches e incluir plagioclasa y cuarzo (textura gráfica). La plagioclasa (oligoclasa ácida) maclada, pero sin zonar, puede entrecrecer gráficamente con cuarzo.

La biotita en láminas dispersas no se presenta en los pórfidos de matriz fina, y cuando está, suele generar blastos de moscovita.

Hay, además, feldespato potásico en venas en forma de adularia en algunos casos.

b) *Cuarzo* (q).—Se ha observado la presencia de varios filones de cuarzo en el NE. de la Hoja, de escasa potencia (0,5-2 m.), transversales a la dirección regional de las estructuras. En algún caso se observa cómo el filón es una inyección de cuarzo que rellena una fractura, presentando normalmente mineralización.

4.3.3.2 Diques básicos, diabasas y/o doleritas ($\begin{smallmatrix} b \\ c \end{smallmatrix} \epsilon^3$)

Son relativamente abundantes en la zona de Covas (costa), de escasa potencia (0,5-1 m.), donde se presentan como rocas de grano fino y textura diabásica a veces algo porfídica. La plagioclasa está generalmente en prismas alargados entrecruzados y zonados (núcleos de Labrador y periferia de oligoclasa-andesina), algunos curvados, en cuyos intersticios hay anfíbol verde ($2V\alpha = 74$; $\gamma-z = 10$) y con núcleos de clinopiroxeno incoloro ($TV\gamma = 50$; $\gamma-z = 40$). Aparece clorita por transformación del anfíbol; presenta prismas de apatito, opacos, cuarzo y feldespato potásico intersticiales, mostrando entrecrecimientos gráficos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

No es ésta una región apropiada para la localización de agua, debido a la falta de porosidad tanto en materiales graníticos como metamórficos. De todas formas, las posibilidades aumentan en las siguientes zonas: *a)* En la zona de borde de las granodioritas con la Serie de Ordenes; *b)* En las zonas de influencia de fallas de desgarre, fundamentalmente en la que coincide con el arroyo de Casabella, por la mayor trituración de las rocas, hecho que implica una mayor permeabilidad; *c)* En las zonas de abundante diaclasado, por la razón expuesta anteriormente, y *d)* En la pequeña cuenca que va de la Mariña a Covas.

No obstante, los caudales obtenidos no servirán nada más que para cubrir las necesidades de pequeñas industrias y usos domésticos.

5.2 CANTERAS

Son relativamente abundantes en las granodioritas de El Ferrol ($\Gamma\Upsilon\eta^3$), ya que éstas suelen ser aptas para su explotación, tanto por el propio material canterable como por el perfecto diaclasado desarrollado que favorece la extracción en bloques. Los materiales extraídos se destinan para cimentaciones, áridos de carreteras, ornamentaciones, etc. En general toda la masa de granodioritas de El Ferrol es material canterable por sus características intrínsecas, así como por la facilidad de acceso a ellas desde El Ferrol, principal punto de destino.

5.3 MINERIA

En esta Hoja hay dos zonas que fueron aprovechadas minieramente desde la antigüedad hasta tiempos relativamente recientes. Los yacimientos que en ellas se encuentran son de tipo filoniano y están relacionados genéticamente con la intrusión de las granodioritas.

a) Zona de Montefaro-Meiras (coordenadas Lambert $x = 235,7$; $y = 1.008,5$)

La importancia de la zona radica en el aprovechamiento minero de una serie de filones de cuarzo y de alguna brecha de falla, ambos mineralizados. En la actualidad se han abandonado los trabajos.

Estos filones están en número de 10 a 15, con una dirección E.-O., buzamiento subvertical, o fuertemente al S. y cuya potencia oscila de 20 cm. a

1,5 m. La mineralización se presenta como rellenos hidrotermales (mesotermales) de cuarzo y adularia mineralizados, que ocupan fracturas tardihercínicas.

La mineralización fundamental es de arsenopirita cataclástica, con fracturas rellenas por ganga (de cuarzo fundamentalmente). Tiene diminutas inclusiones de bismutina, pirrotina, calcopirita y ocasiona en el encajante sericitización de plagioclasa.

Aparte de la mineralización evidente, sería de interés un estudio más profundo de estos indicios, por presentarse paragénesis en la que es habitual la presencia de oro.

b) *Zona de Covas (coordenadas Lambert x = 229,6; y = 1.003,2)*

De este yacimiento no observamos vestigios en la actualidad, debido al mal estado de las obras, ya que se abandonaron hace bastantes años (1913).

Según datos IRIMO (1934), este criadero consistía en una serie de filones (5) de cuarzo de dirección N. 70° E. y buzamiento al E., mineralizados que debieron ser objeto de explotación en época romana. La mayor potencia era de 4 m. en la zona de granodiorita muy deformada. La mineralización que presentaba era de arsenopirita, a la que se asociaban piritita, calcopirita, Au y Ag.

Hoy creemos, por los minerales que aquí se citan y por la paragénesis mineral observada en Montefaro, que ambos yacimientos son del mismo tipo, es decir, originados a partir de fracturas rellenas por disoluciones hidrotermales.

6 BIBLIOGRAFIA

- CAPDEVILA, E., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution NW de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 101-111.
- FERNANDEZ POMPA, F. (in litt).—«Memoria explicativa de la Hoja núm. 22, Puente deume». *I. G. M. E.*
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalín Unit: A new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW) Spain». *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam, serie B, 74, núm. 4.
- IRIMO, A. (1934).—«Yacimiento aurífero de Covas, en el término municipal de Serantes». *Catálogo inscriptivo de criaderos minerales de España*, t. II.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1971).—«Esquema geológico del NO. de la provincia de Zamora (NO. de España)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, t. I, pp. 273-286.

- (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincias de Zamora, León y Orense, NO. de España)». *Studia Geológica*, V, pp. 7-106, Salamanca.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice». *These doctoral-Lab. Geol. de la Fac. de Sciences de Grenoble*, vol. 44, pp. 1-123.
- MONTESERIN LOPEZ, V., y FERNANDEZ POMPA, F. (in litt).—«Memoria explicativa de la Hoja núm. 21, La Coruña». *I. G. M. E.*
- WINKLER, H. G. F. (1970).—«Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a classification based on Isograds in Common Rocks». *N. Ib. M. Miner. Mh. Jg. 1970*, I-I, 5, pp. 189-248.
- ZUUREN, A. van (1969).—«Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 1-71.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA