



IGME

69

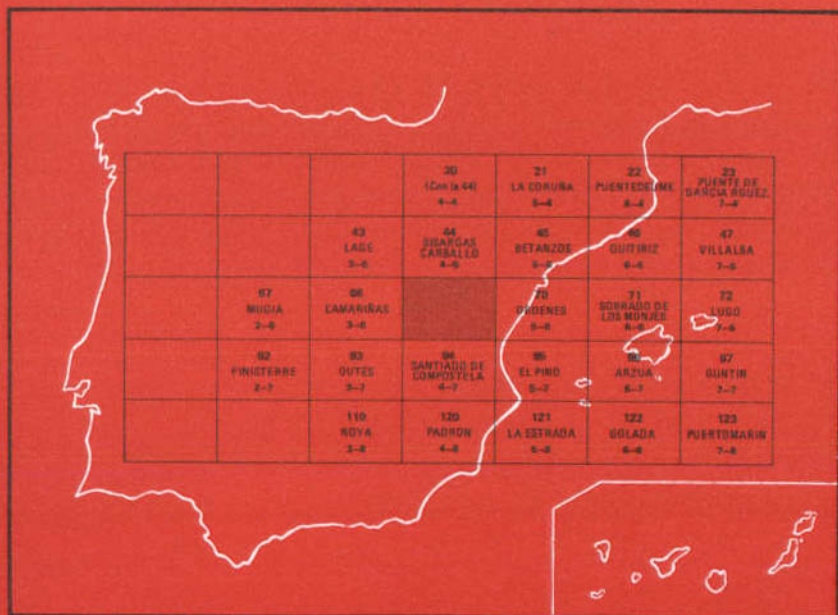
4-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SANTA COMBA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SANTA COMBA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria fueron realizadas por IBERGESA durante el año 1978 con normas y supervisión del IGME; interviniendo en las mismas los siguientes Licenciados en Ciencias Geológicas:

Cartografía y Memoria: J. L. Alonso Alonso; J. C. González González.

Petrología: M. Peinado Moreno, A. Pérez Rojas y M.J. López García.

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-36253—1981

Imprime ADOSA — Príncipe de Vergara 210 — Madrid-2

0 INTRODUCCION

La presente Hoja se encuentra localizada en la parte centro-occidental de la provincia de La Coruña (NO de España).

Desde el punto de vista geológico pertenece a la zona Centro-Ibérica, según la división en zonas establecida por JULIVERT et al. (1972). Como es conocido, la zona Centro-Ibérica se caracteriza por un gran desarrollo del metamorfismo y granitización hercinianos, así como por la presencia de varios macizos básicos de interpretación polémica, tanto desde el punto de vista petrológico (ARPS et al. 1975) (MARTINEZ GARCIA et al. 1975), como estructural (MATTE y RIBEIRO, 1967) (RIES y SHACKLETON, 1971) (ANTHONIOZ y FERRAGNE, 1978).

Esta Hoja comprende parte del Macizo de Ordenes y de los metasedimentos subyacentes a dicho macizo.

Dos de los rasgos más característicos de la zona estudiada son la formación de una foliación milonítica durante la fase I y la intrusión de rocas básicas y ultrabásicas, algunas de ellas catazonales de alta presión, afectadas por la primera fase de deformación.

En base a sus características estratigráficas y petrográficas se han

diferenciado dos dominios: Dominio del Macizo de Ordenes y dominio Periférico del Macizo de Ordenes.

Dominio del Macizo de Ordenes

Está constituido en su base por gneises alcalinos blastomiloníticos con algunas intrusiones de retroeclogitas. Sobre esta unidad se sitúa una serie predominantemente esquistosa, grauwáckica hacia el techo, con intrusiones de anfibolitas y rocas ultrabásicas.

La característica principal de este dominio es la intrusión de rocas básicas y ultrabásicas prefase I.

Dominio periférico del Macizo de Ordenes

Está constituido por esquistos y metareniscas, que han sido extensamente migmatizados, en el ángulo SO de la Hoja. Este dominio ha sido masivamente intruido por granitoides hercínicos.

Bordeando al complejo básico por el S y O existen un conjunto de rocas metasedimentarias que han sufrido un grado de metamorfismo alto, llegando a producirse migmatizaciones.

También afloran una serie de rocas graníticas de edad Hercínica correspondiente a la serie alcalina y calcoalcalina.

Las rocas básicas y ultrabásicas aparecen describiendo un gran arco. De O a E se diferencia:

- Anfibolitas epidóticas que envuelven al macizo de gabros Monte Castelo.
- Ultrabásicas (piroxenitas principalmente), que forman una banda discontinua. Se encuentra dentro de las anfibolitas por su parte occidental.
- Metagabros pegmatoides, relacionados con las rocas ultrabásicas y que predominan hacia el SE.
- Gabros de Monte Castelo que ocupan la parte central de la Hoja y tiene aspecto de domo.

La evolución geomorfológica del "país gallego" estuvo sujeta a una intensa erosión de la antigua superficie cratonizada en la Orogenia Herciniana, hasta parte del Terciario en el que debido a la Alpídica, respondió a los esfuerzos tectónicos fracturándose según bloques con movimiento relativo.

Parece observarse una superficie de erosión muy generalizada, de cota aproximada entre 400 y 500 m, que ocupa la mayor parte de la Hoja y que debe corresponder a la "superficie fundamental" de BIROT, P. et SOLE

SABARIS, L. (1954). En ningún caso se llega a la superficie de erosión principal situada a los 600 m y que los citados autores denominaron "superficie de Chantada".

En la zona centro-occidental, la superficie fundamental se encuentra degradada.

Por debajo de los 400 m, se diferencian la superficie intermedia degradada y la superficie drenada por la red actual.

Los rasgos morfológicos vienen impuestos por un control litológico-tectónico: Macizo de gabros de Monte Castelo y granodiorita precoz, sobre todo el macizo básico que debido a su forma subcircular determina un resalte topográfico, preferentemente al SO. Esto da lugar a que la red fluvial sea de tipo radial; destacando los ríos Pontepedra, Dubra, y en particular el Jallas.

Existen estudios geológicos sobre la zona y áreas próximas relacionadas con ésta. Destacan los de la Escuela de Leyden y otros:

DEN TEX, E. (1966); FLOOR, P. (1966, 1970); KONING, H. (1966); VOGEL, D.E. (1966); WARNAARS, F.W. (1966, 1967); ZUUREN, A. VAN (1969); CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970); RIES, A.C. y SCHACKETON, R.M. (1971); ARPS, C.E.S. (1977) y MATTE, P. et CAPDEVILA, R. (1978).

En el aspecto minero, sobresalen dentro del Plan Nacional de Minería, las investigaciones realizadas en los Proyectos Carballo-Noceda-Santa Comba, Santa Comba-Bembibre-Salgueiroas, Corcoesto, Monte Neme y Carballo-Monte Castelo, realizados por IBERGESA con normas y supervisión del IGME.

En la realización de esta Hoja se ha contado de forma especial con el último Proyecto citado.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

Si exceptuamos algunos recubrimientos cuaternarios recientes, el resto de los materiales que afloran en la Hoja han sido afectados por la Orogenia Herciniana y son en su mayor parte cuerpos intrusivos hercínicos o prehercínicos. Además, gran parte de los metasedimentos son migmatitas y gneises de alto grado, siendo el resto sucesiones predominantemente esquistosas,

con escaso contraste litológico; por lo que poco puede decirse de la estratigrafía de los terrenos antehercínicos, sobre todo teniendo en cuenta que debido a la intensa deformación y metamorfismo no se conservan fósiles ni estructuras sedimentarias que pudieran constituir criterios de polaridad.

Se describen a continuación los metasedimentos de los diferentes dominios, así como el Cuaternario.

1.2 DOMINIO DE ORDENES

1.2.1 Serie de Ordenes (PC-S)

Se sitúa a ambos lados de la banda ortoanfibolítica Bazar-Carballo. La banda de metasedimentos situada al W, entre los gneises alcalinos y las anfibolitas consiste fundamentalmente en esquistos monótonos, con una pequeña franja de esquistos albiticos en su parte basal, junto a los gneises alcalinos. El tránsito hacia estos gneises es gradual, por intercalación de capas gneísicas. Esta banda de metasedimentos situada al O de las anfibolitas, se junta con la banda oriental en el extremo SE de la Hoja, en donde las anfibolitas presentan un aspecto intrusivo más discontinuo, en pequeñas bandas.

Los metasedimentos situados al E de las anfibolitas son también bastante monótonos.

Está constituida por un conjunto de materiales que han sufrido un metamorfismo regional de grado variable, así como un metamorfismo de contacto no muy desarrollado asociado a las intrusiones.

La sedimentación ha sido de tipo grauwáckica-pelítica, dando una serie metamórfica monótona de gneises y esquistos, principalmente.

Ha sido instruida por facies básicas (anfibolitas y gabros) y por la granodiorita precoz. En la parte S la serie está filonitizada y se pone en contacto con los gneises alcalinos.

Se sitúa en la zona SE de la Hoja. También continúa a modo de orla entre los gabros y anfibolitas y entre éstos y la granodiorita. Al S del macizo de gabros aflora claramente en la carretera Carballo-Santiago dando facies granatíferas tipo gneis, puede existir cierta influencia térmica con la presencia de cornubianitas. El contacto con los gabros es claramente intrusivo, siendo menos marcado con las anfibolitas. La otra orla se sitúa al E del macizo de gabros de forma discontinua, dando facies gneísicas deformadas e incluso blastomiloníticas, generalmente granatíferas.

Parece encontrarse un mayor desarrollo de metamorfismo térmico en la

parte E de la terminación meridional de la granodiorita, indicando algunos autores como WARNAARS, F.W. (1967), una aureola de contacto.

Esta serie aparte de la influencia marcada en los metasedimentos por las intrusiones ya reseñadas, se caracteriza por una mayor variedad estratigráfica que en la Hoja de Carballo.

Hacia el muro de la serie se sitúan facies principalmente pelíticas, de aspecto grisáceo con biotitas orientadas y grano medio-fino. Dan facies de micasquisto generalmente plagioclásicos y a veces granatíferos. También son frecuentes gneises plagioclásicos. Hacia el E la serie es más metagrauwáckica. Cerca del borde SE se observa una moscovitización de la serie metamórfica dando facies tipo migmatita.

No se ha observado estratificación gradual cruzada, ni cualquier otro tipo de estructura sedimentaria debido posiblemente al grado de alteración alto.

Generalmente está afectada por la esquistosidad S_1 , en algunos puntos interferida por la esquistosidad S_3 que produce pliegues a pequeña escala y crenulación.

En cuanto a la edad de la serie no es posible una datación rigurosa por falta de fósiles y relaciones claras tectónicas-estratigráficas, con otras zonas. Mientras que DEN TEX, E. (1965) la consideró Precámbrica, MON-TERERIN, V. y POMPA, F. (1975) suponen para ella una edad Precámbrico-Silúrica, más aceptada generalmente.

1.3 DOMINIO PERIFERICO DEL MACIZO DE ORDENES

Este dominio comprende los metasedimentos subyacentes a los gneises alcalinos blastomiloníticos. Se trata de una sucesión de esquistos y metaareniscas generalmente con alto grado de metamorfismo, presentando migmatización en el ángulo SO de la Hoja.

1.4 CUATERNARIO (QA¹)

Tiene poco desarrollo en la Hoja, aunque la superficie degradada por la red fluvial actual sea importante, sobre todo al S y SE.

Se reduce a los depósitos aluviales de los ríos Grande al N y Dubra al S; si bien son frecuentes en las rocas básicas (gabros y anfibolitas) depósitos eluviales ("brañas") de poca potencia; explotados anteriormente para beneficiar la ilmenita.

2 PETROLOGIA

2.1 INTRODUCCION

Se describen primeramente los metasedimentos —incluyendo en ellos algunas rocas de origen dudoso (gneises alcalinos) que pueden representar tobas ácidas—, para pasar después a rocas metamórficas sin implicaciones estratigráficas (cornubianitas y granulitas), y a continuación a rocas intrusivas, comenzando por las prehercínicas para finalizar con las hercínicas.

Los gabros por su edad indeterminada, se tratan en un apartado exclusivo.

2.2 DOMINIO DE ORDENES

2.2.1 Gneises alcalinos (PC-Sgn)

Se presentan en el Complejo de Agualada y en una banda que bordea el Macizo de Ordenes. En ellos aparece un bandeo paralelo a la foliación milonítica, formado por capas con composiciones diferentes, unas muy cuarcíticas, otras exclusivamente cuarzo feldespáticas, otras muy micáceas e incluso presentan intercalaciones de esquistos. El tránsito a la serie de Ordenes es gradual, en el Complejo de Agualada en tal medida que su delimitación cartográfica resulta subjetiva.

En definitiva, parece que estas rocas presentan caracteres originales sedimentarios, por lo cual se piensa que tal vez puedan representar tobas ácidas. Su origen volcánico ha sido sugerido por algunos autores (Hoja de Lalín, 154).

Al microscopio se presentan como unos gneises blastomiloníticos o porfidoclasticos constituidos por cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita, minerales opacos, esfena y circón. En algunas muestras también epidotas (allanita y clinozoisita) en forma de pequeños prismas, granates fracturados y algunas moscovitas.

Los porfidoclastos suelen ser de plagioclasa con algunas inclusiones de feldespato potásico (a veces éste puede ser también porfidoclastico) y están rodeados de una matriz recristalizada, microgranuda y orientada, constituida por cuarzo y biotita acompañados de los dos feldespatos.

El aspecto general recuerda el de una ortorroca (¿metavulcanitas?) a la escala microscópica. Sin embargo, sus condiciones de yacimiento parecen indicar un origen diferente para esta formación.

2.2.2 Serie Ordenes: Esquistos, gneises plagioclásicos y metagrauvas

Al microscopio se presenta como una serie monótona de micasquistos, metagrauvas, filitas y gneises plagioclásicos, con algunas facies más cuarcíticas y que está afectada por metamorfismo de grado bajo a medio.

Los micasquistos están constituidos por una alternancia irregular de lechos cuarcíticos granoblásticos y bandas de biotita y moscovita asociadas que generalmente están mal orientadas. Además es frecuente encontrar pequeños granates xenomorfos y alguna plagioclasa de reducido tamaño. Los accesorios comunes son minerales opacos, circón, esfena y leucoxeno. El término de metagrauvas se ha empleado para denominar las facies más ricas en plagioclasa detrítica.

Los gneises plagioclásicos presentan un grado de recristalización notablemente mayor que los micasquistos. La plagioclasa tiene forma ovoide o muy xenomorfa y está maclada. En contadas ocasiones presenta una ligera zonación. Las micas forman lechos separados por otros ricos en cuarzo. La moscovita generalmente está mal orientada, como consecuencia de su carácter tardío. La biotita, por el contrario, se dispone según una dirección preferente muy marcada.

Todos estos gneises contienen abundantes granates de pequeño tamaño, xenomorfos, aislados, en pequeñas agrupaciones o blindados dentro de los blastos de plagioclasa.

El feldespato potásico es de común aparición en forma de pequeños filoncillos tardíos.

En el sector NO, entre los gneises con plagioclasa y granate aparecen intercalados micasquistos con estaurolita, originada en el metamorfismo regional hercínico.

Al S de la Hoja, en el contacto con la granodiorita de La Silva, se desarrolla abundante sillimanita y las plagioclasas además de estar zonadas, presentan abundantes mirmequitas.

En algunas muestra, tomadas en las intercalaciones de la Serie de Ordenes, dentro de las anfibolitas y próximas al macizo de gabros, se observan prismas de distena en parte retromorfizados y cristales tardíos de cloritoide.

2.2.3 Cuarcitas plagioclásicas (PC-Sq)

Aparecen al E de Brea (SE de la Hoja) en forma de lentejones alargados de orientación NNO–SSE. Dan resaltes, de erosión con respecto a los micasquistos por su carácter más cuarcítico y milonítico. Corresponden a cuarcitas plagioclásicas granatíferas y gneises cuarcíticos, bastante milonitizados, de color gris, grano fino y poca potencia.

Se disponen concordantes con la esquistosidad principal de la serie.

2.3 DOMINIO PERIFERICO DEL MACIZO DE ORDENES

2.3.1 Esquistos y metareniscas (PC-Se)

Son los metasedimentos subyacentes a los gneises alcalinos y presentan diversos grados de metamorfismo.

Petrográficamente esta denominación corresponde a una serie de micasquistos más o menos ricos en pequeños blastos de albita.

La composición de esta serie hace pensar que deriva al menos en parte, de lavas sódicas metamorfizadas.

La esquistosidad suele estar ondulada según micropliegues bastante simétricos y definida por la alternancia irregular de lechos de cuarzo y micas. En numerosas muestras se observan también microlitos sigmoides de una esquistosidad anterior plegada.

La albita puede llegar a ser extraordinariamente abundante. Se presenta generalmente en forma de blastos ovoides de tamaño medio, con maclas de Karlsbad e inclusiones pecilíticas de cuarzo y minerales opacos. En principio se supone que sea un mineral metamórfico, sin descartar el que sea heredada, al menos en parte, ya que en contadas muestras parece observarse esto último. En el primer caso, habría que suponer que esta formación ha sufrido un metamorfismo anterior, puesto de manifiesto en los pequeños granates y rutilos que pueden encontrarse blindados dentro de la albita.

Por último, puede añadirse que otros minerales frecuentes en esta formación son escaso feldespato potásico, circón y apatitos y turmalinas relativamente abundantes.

Hacia el límite SE de la Hoja los micasquistos de la serie en los que no se observan ninguno de los dos feldespatos, pueden contener algún cristal de estauroлита o de andalucita, tanto más abundantes cuanto mayor es la proximidad a las rocas graníticas que afloran escasamente allí.

2.4 CORNUBIANITAS (K_2^{2-})

Están representadas en el macizo de gabros, granodiorita precoz y en la Serie de Ordenes, sobre todo en los bordes con las citadas intrusiones.

En el macizo de gabros, aparecen en forma de xenolitos de dimensiones variables, dando siempre formas alargadas según la esquistosidad que presen-

tan. Llevan preferentemente la dirección NO—SE. Además, existen otros con dirección NE—SO, más frecuentes hacia el SE del macizo. En todos ellos, la esquistosidad buza hacia el E, lo mismo que en el resto de cornubianitas.

Aparecen en campo como gneises con estructura ligeramente bandeada, generalmente muy alterados, observándose en algunos afloramientos la pérdida casi total de dicho bandeo, siendo frecuente la presencia de granate y cuarzo.

Resulta difícil diferenciar en el campo los distintos xenolitos de cornubianitas, retrogranulitas y xenolitos metamórficos distintos a los anteriores.

La presencia de todos ellos, parecen ser la causa de un enriquecimiento en álcalis, sílice y probablemente alúmina, lo que motivó la contaminación de los gabros, dando facies con biotita y granate.

En la granodiorita precoz, aparecen como xenolitos alargados en la dirección NNE—SSO, son generalmente escasos y presentan buzamiento de la esquistosidad al E.

Los caracteres microscópicos coinciden notablemente en muchas ocasiones con los que presentan las retrogranulitas.

En principio se ha utilizado este término para los enclaves dentro de los gabros en los que sólo se observa metamorfismo térmico que puede ser variable de grado alto a medio.

Las rocas están fuertemente afectadas por procesos de alteración y sólo se perciben grandes granates fracturados en una mesostasis cuarzo-sericítica. En ocasiones, no se observan diferencias claras entre estas cornubianitas y lo que se ha denominado como retrogranulitas y se piensa que existen todos los posibles términos, dependiendo la presencia de unas u otras de que los metasedimentos originales hayan sido englobados por los gabros en zonas superficiales o profundas.

2.5 MIGMATITAS

A lo largo de todo el extremo O de la Hoja afloran una serie de gneises bandeados afectados por metamorfismo de alto grado e íntimamente relacionados con los granitos de dos micas.

Los gneises presentan estructura bandeada (a veces oftalmítica), con diferenciación más o menos acusada de leuco y melanosoma. Se hayan asociados a numerosos diques granitoides y a zonas ricas en esquistos que contienen sillimanita.

Los gneises bandeados están constituidos por plagioclasa maclada, hipidiomorfa, glandular o xenomorfa, rara vez zonada y forma lechos leucocráticos junto con el cuarzo que están salpicados de pequeñas biotitas. En algunas muestras, al cuarzo y la plagioclasa se unen pequeñas cantidades de feldespato potásico. Las dos micas se presentan asociadas en lechos, de espesor y grado de orientación muy variables, en los que se encuentran pequeños granates. La biotita suele estar salpicada de granos opacos y pequeños apatitos y circones. La moscovita, con carácter claramente tardío contiene a veces inclusiones de pequeñas agujas de sillimanita.

Las zonas de predominancia esquistosa que se encuentran están formadas por rocas con caracteres microscópicos muy similares a los de estos gneises, con la diferencia de que el bandeo mineralógico es más difuso y que mientras que el feldespato potásico está ausente, la plagioclasa es mucho más escasa y está peor desarrollada.

Las rocas granitoides que se encuentran en esta formación tienen una composición algo heterogénea (granitos de dos micas, granodioritas de dos micas e incluso facies cuarzodioríticas) pero el tipo más común es un granito de dos micas, con grano fino y en el que resaltan algunos cristales muy similares a los de estos gneises, con la diferencia de que el bandeo mineralógico es más difuso y que mientras que el feldespato potásico está ausente, la plagioclasa es mucho más escasa y está peor desarrollada.

Las rocas granitoides que se encuentran en esta formación tienen una composición algo heterogénea (granitos de dos micas, granodioritas de dos micas e incluso facies cuarzodioríticas) pero el tipo más común es un granito de dos micas, con grano fino y en el que resaltan algunos cristales feldespáticos algo mayores.

El feldespato potásico suele ser xenomorfo y se encuentra finamente pertitzado o desarrolla crecimientos micrográficos con el cuarzo. La plagioclasa presenta una débil zonación y las micas se encuentran agrupadas en pequeños lechos o agregados. Los accesorios menores de más común aparición son apatitos aciculares, granos de zircón y minerales opacos.

2.6 RETROGRANULITAS (Γ^{1-2})

Se presentan en enclaves de poca potencia, asociados a los bordes S y E del macizo de Gabros y en facies metamórficas de la serie de Ordenes, que le rodean. Corresponden a facies bandeadas micáceas más recrystalizadas que el resto de los metasedimentos. Su orientación preferente es NO—SE.

Estos gneises están constituidos por fenoblastos de granates fracturados

y más rara vez de plagioclasas, que resaltan en un mosaico de cuarzo y plagioclasa, que generalmente está muy sericitizada debido al metamorfismo térmico. A estos minerales suelen acompañar biotita roja, minerales opacos, circón, zoisita, anfíbol verde pálido y rutilo.

En contadas muestras se ha observado también cordierita, ortopiroxeno, sillimanita y espinela verde. El ortopiroxeno se transforma a anfíbol verde acicular; la sillimanita se origina por fibrolitización de biotita y la espinela aparece cuando los granos presentan estructuras coroníticas. Algunos gneises de Ordenes asimilables a estas condiciones retrogranulíticas situados al O de los gabros contienen también distena y estaurólita. Los minerales que contienen, evocan unas condiciones de metamorfismo de facies de granulitas, de temperaturas superiores a los 700°C, íntimamente relacionado con el emplazamiento de los "sills" de rocas básicas.

Se piensa que el intervalo de presión es amplio: desde el campo de estabilidad de la distena hasta unas posibles condiciones de metamorfismo de contacto que corresponden a las denominadas cornubianitas, pero existiendo pasos intermedios. Probablemente la presencia de estos enclaves es responsable de la contaminación de los gabros, con elevación del contenido de alúmina y sílice en ellos.

2.7 ROCAS BÁSICAS Y ULTRABÁSICAS

2.7.1 Introducción

Se sitúan en el borde occidental del Macizo de Ordenes, formando parte de la orla básica-ultrabásica del mismo (Sobrado, Mellid, Lalín y Santiago de Compostela).

Estos complejos describen un arco en el que se disponen en su parte occidental las anfíbolitas epidóticas de Bazar-Carballo y en la parte cóncava aflora el macizo de gabros de Monte Castelo de forma subredondeada.

Dentro de las anfíbolitas epidóticas, hacia el O, se localizan facies ultrabásicas (piroxenitas y peridotitas serpentinizadas, principalmente) en contacto con metagabros pegmatoides.

Aunque muy escasas también aparecen facies de retroeclogitas.

2.7.2 Peridotitas, serpentinitas y piroxenitas

Constituyen una serie de afloramientos alineados, describiendo un arco similar al de las anfíbolitas epidóticas, en las que normalmente encajan.

Destacan por su extensión cartográfica los asociados a metagabros pegmatoides al NO de Bazar y W de Salgueiros. También se encuentran estas facies en el macizo de gabros y en la Serie de Ordenes (borde SE, ya en el límite de la Hoja).

La aparición de metaperidotitas está relacionada con zonas en las que el metamorfismo tuvo una mayor intensidad, dando texturas metamórficas. Se sitúan al N del macizo gabros (Entrecruces) y en el ángulo SE afloran en forma de enclave, orientado de NO a SE con más de 30 m de potencia. Se presentan con aspecto esquistoso de color verde claro, alterado.

El otro afloramiento ultrabásico es de grano fino, muy máfico con mineralización diseminada. Su extensión no llega a los 400 m² y está orientado según la dirección NO-SE. Se observa un paso gradual desde los gabros a metagabros pegmatoides que pasan a su vez a anfibolitas bandeadas, ya en contacto con la lherzolita feldespática con espinela.

MAASKANT, P. (1970) supone que las lherzolitas con espinela intruyeron durante un ciclo orogénico precámbrico bajo condiciones de alta presión.

Las rocas ultrabásicas del S de Agualada se pueden considerar como la prolongación de la banda Cauces-Ralugenta en la Hoja de Carballo que en esta zona da afloramientos discontinuos y alineados, describiendo un arco similar al de las anfibolitas ya citado y que incluso parece penetrar en los gabros. Se encuentran muy relacionados con los metagabros de textura pegmatoides, siendo cada vez más abundantes éstos hasta que al S de Bazar no hay ultrabásicas. El paso gradual con los metagabros coincide con el aumento de feldespato en éstas, pudiendo observarse con nitidez en el Monte Madoña. Fenómeno que ocurre también en la zona comprendida entre Bazar y Salgueiros en la que, el contacto entre metagabros y ultrabásicas debido a la mezcla de ambos es difuso.

Estos pequeños afloramientos dan gran variedad petrológica, sin predominio de ningún tipo de roca.

El contacto con el encajante suele ser de tipo mecánico aunque no siempre se observa claramente en el campo.

Debido a su asociación con las ortoanfíbolitas, su variedad petrográfica y su porcentaje más elevado de CaO y Al₂O₃, se consideran como ultramáficas de tipo estratiforme que han sufrido los mismos eventos metamórficos que el complejo anfíbolítico a que están asociadas (WARNAARS, 1967).

Están constituidas mineralógicamente por clinopiroxenos, ortopiroxenos, olivino, a veces plagioclasa y como accesorios espinela y opacos. Secundarios se encuentran serpentina, anfíbol, clorita, talco, carbonatos y ortoanfíbol.

Según la proporción de los minerales esenciales existen los siguientes los siguientes tipos petrológicos: wherlitas que son las más abundantes, lherzolitas al N, peridotitas hacia el O y piroxenitas en el centro del cuerpo principal (son clinopiroxenitas y websteritas). Además se da una gran variedad de rocas más o menos anfibólicas y serpentínicas, resultado de las transformaciones meso y epizonales del metamorfismo hercínico y algunos términos feldespáticos de transición a gabros.

La textura es granuda equi o heterogranular de tamaño de grano variable, a veces cataclásticas o porfidoclástica.

El olivino se dispone incluido en los piroxenos y en contacto con plagioclasas desarrolla coronas simplectíticas de ortopiroxeno-espinela. A veces recrystaliza intersticial a los otros minerales.

El ortopiroxeno (broncita) constituye cristales independientes y desmezclas en el clinopiroxeno (diópsido) y puede quedar incluido en éste. Hay también desmezclas de clino en ortopiroxeno.

El anfíbol primario poiquilítico es de color castaño, generalmente en escasa proporción. Los opacos son intercumulares. A veces se ha observado biotita en torno a opacos.

La espinela es marrón o verde. La primera (picotita) es más o menos idiomorfa y se encuentra incluida en olivino y ortopiroxenos. La verde (pleonasto) puede ir rodeada por el anfíbol.

Las serpentinas presentan textura afieltrada y están constituidas por un entramado de antigorita y crisotilo dentro del cual resaltan algunas cloritas, opacos o carbonatos secundarios. En ocasiones se pueden observar claramente pseudomorfosis de estos minerales citados según los máficos preexistentes.

Las piroxenitas están afectadas por fuertes procesos de anfibolitización que enmascaran parcialmente los restos que quedan del orto y clinopiroxeno primarios. Además puede contener algunas cloritas, minerales opacos, serpentinas y más rara vez, esfena, clinozoisita o espinela. Los anfíboles más comunes son una hornblenda parda y actinolita.

Las texturas pueden ser granudas, porfidoclásticas o nematoblásticas. Estas últimas aparecen principalmente cuando la anfibolitización es muy acusada.

2.7.3 Anfibolitas (ξA^{1-2})

Describen un arco entre una serie metamórfica al W y los gabros de Monte Castelo por su parte cóncava, más deformado que el citado macizo.

Este arco de anfibolitas epidóticas incluye en su parte occidental facies

ultrabásicas, asociadas a metagabros pegmatoides. Disminuye de potencia hacia el SE. WARNAARS, F.W. (1967) las denominó anfibolitas de "Bazar". La morfología del relieve es suave en su parte central e incluso peneplanizado, mientras que en los extremos da elevaciones que sobrepasan incluso los 500 m (Monte Chan de Negreira).

Dan un contacto mecánico con el encajante de la parte occidental en el que aparece con frecuencia una trituración y milonitización; deformación que se hace más patente hacia el S.

El contacto de las anfibolitas epidóticas con los gabros de Monte Castelo es difuso, en el que se sitúan metagabros de características próximas a ambos.

Estas anfibolitas son rocas con una esquistosidad bien definida. Si se exceptúan una serie de diferenciaciones que son relativamente minoritarias, son muy homogéneas, de color verde oscuro debido a la hornblenda, con un punteado claro debido al feldespato y la epidota. Son de grano medio a fino, con textura granonematoblástica.

Dentro de las anfibolitas como diferenciaciones y enclaves abundantes y de gran interés existen rocas ultrabásicas y metagabros pegmatoides, estos últimos se hacen más frecuentes hacia el S y se presentan mezclados con las típicas anfibolitas generalmente en puntos próximos a los afloramientos de ultrabásicas. Hay también enclaves de gneises que han sufrido metamorfismo de contacto y que puede corresponder a restos de una antigua serie metamórfica.

Se trata de posibles basaltos toleíticos de naturaleza gabroidea que han sufrido sucesivamente tres grados metamórficos distintos. El primero superior a la subfacies de granulitas con hornblenda-granate y los siguientes de facies anfibolitas y esquistos verdes respectivamente (WARNAARS, 1967). Todos estos episodios quedan impresos y más o menos relictos en estas rocas.

El metamorfismo de alto grado se pone en evidencia en asociaciones tales como hornblenda-rutilo, granates en atolón con inclusiones de rutilo y simplectitas piroxeno-plagioclasa. Rocas con tales características no son frecuentes dentro del complejo, debido en primer lugar a la adaptación parcial de los gabros primitivos a dichas condiciones y en segundo lugar a la obliteración de las mismas por los eventos posteriores.

La transformación a las condiciones metamórficas de grado medio ha sido mucho más amplia y condiciona un tipo de roca muy frecuente en este complejo que se puede denominar ortoanfibolitas y gneises anfibólicos con y sin granate. En ellas son corrientes las texturas ofíticas residuales.

Mineralógicamente están constituidas por hornblenda verde y plagio-

clasa, ésta en varios estados de saussuritización. Puede haber orientación mineral o no y el tamaño de grano es variable. A veces hay fracturación tardía transversal.

La hornblenda es verde con núcleos castaños y puede transformarse en anfíbol verde-azulado en la periferia. Está frecuentemente anubarrada por opacos puntuales.

La plagioclasa suele ser xenomorfa, zonada, especialmente hacia el borde y con leyes de macla complejas, en ocasiones deformadas. La saussuritización produce frecuentes intercrecimientos simplectíticos de albita-epidota. De forma accidental aparece clinopiroxeno residual en el anfíbol y biotita y granate generalmente en zonas de borde del complejo. El granate suele estar incluido en anfíbol y a veces es retromórfico a epidota.

Como elementos accesorios hay apatito, bien sea acicular incluido en los minerales principales o en prismas; ilmenita transformándose sucesivamente en rutilo y esfena y cubos oxidados de sulfuros en zonas de fractura.

Por último, puede haber cuarzo intersticial o en gotas sobre plagioclasa.

Son relativamente frecuentes las venas de albita, feldespato potásico, cuarzo, epidota y clorita.

Los metagabros en facies de esquistos verdes tienen una mineralogía típica: anfíbol verde-azulado o incoloro, albita, epidota (clinozoisita y pistacita), esfena, cuarzo y clorita.

Se advierten todos los pasos intermedios de retrogradación a estas últimas condiciones y las texturas son muy variables en cuanto a grado de orientación, tamaño de grano y proporciones relativas de los minerales principales.

Por último, hay que señalar asociaciones de tipo distena-granate-rutilo en pararocas intercaladas en el complejo, en las cuales hay además citada gedrita (WARNAARS, 1967) que corrobora las condiciones catazonales sufridas en primer lugar por las rocas de este complejo.

Referente a los valores físicos a que ha estado sometido hay que reseñar una P de 11-12 kb para el clímax del ciclo metamórfico Precámbrico, descendiendo posteriormente la presión litostática durante la orogenia hercínica lo que permite la entrada de H₂O en el sistema inicialmente cerrado (WARNAARS, 1967).

2.7.4 Metagabros pegmatoides

Se incluyen dentro de este grupo una serie de rocas que se pueden definir como metagabros y ortoanfibolitas y que van ligados en la mayor parte de los casos a rocas ultrabásicas, aflorando dentro de las anfibolitas

epidóticas. Pero existen también otros metagabros que están incluidos en los gabros del macizo de Monte Castelo, normalmente como diferenciaciones preferentemente en el borde, que han sufrido efectos de metamorfismo con mayor intensidad que el resto de los gabros; no incluyéndose estos metagabros en este apartado.

Estos metagabros pegmatoides se sitúan principalmente en los alrededores de Salgueiroas, Castriz y Bazar. Hacia el SE, no se encuentran asociados a las ultrabásicas, constituyendo en Villamayor una banda exclusivamente de metagabros, formando un arco con la concavidad al E.

El contacto con las anfíbolitas se produce según unas rocas en donde el anfíbol se hace exclusivo.

Los afloramientos más importantes no tienen una forma definida aunque suelen estar alargados en la dirección de la esquistosidad regional.

Son de grano grueso y presentan el aspecto de anfíbolitas en parches, con el anfíbol concentrado en unos puntos en grandes cristales, igual que la plagioclasa lo hace en otros. Con frecuencia la textura es porfidoclástica, definida por la presencia de blastos de los dos minerales anteriores dispersos en una matriz esquistosa de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Son muy frecuentes las plagioclasas saussuritizadas y la cloritización del anfíbol. Por otra parte, se observa un anfíbol primario de color castaño que se transforma en otro tardío verde pálido. Con frecuencia se observan también numerosos granos de titanita.

Los metagabros pegmatoides, como ya se ha dicho, van ligados normalmente a rocas ultrabásicas y especialmente a piroxenitas, existiendo en el arco donde se alinean estos metagabros numerosos puntos, a nivel de afloramiento, donde se observa la asociación de metagabros pegmatoides y piroxenitas.

2.7.5 Retroeclogitas (Σ^{1-2})

Aparecen como bandas abudinas en los gneises alcalinos blastomiloníticos.

Al microscopio se presentan como unas anfíbolitas nematoblásticas muy granatíferas y ricas en plagioclasa. Además contienen algo de biotita y cuarzo y pequeñas cantidades de titanita, rutilo, apatito y clinozoisita. Los granates, con tamaño máximo de hasta 3 mm están fracturados y corroídos por núcleos irregulares de plagioclasa. Están rodeados por anfíbol verde pálido y plagioclasa. El anfíbol se presenta indistintamente en placas o en agregados simplectíticos. El cuarzo forma delgadas bandas y el rutilo aparece marginado por esfena.

2.8 ROCAS INTRUSIVAS POST–FASE I

2.8.1 Granito de dos micas cataclástico (γ^2)

Se presenta en cuatro macizos:

– Macizo de Pico de Meda, denominado así por GEULCIA 64, respetando dicha denominación si bien dicha localidad no pertenece a la Hoja de Santa Comba, estando situado al NO de la presente Hoja.

– Macizo de Vasilongo, situado al E del anterior, que intruye en los gneises alcalinos y en la serie de Ordenes.

– Otro macizo se sitúa al E de Santa Comba y que denominamos “granito de Vilarcloa”.

– Una apófisis de un macizo que se ensancha hacia el S, se presenta al S del extremo E de la banda anfibolítica Bazar-Carballo.

El macizo de Pico de Meda y el situado al E de Santa Comba están constituidos por granitos de dos micas de grano medio, con diverso grado de deformación y está en estrecha relación con migmatitas.

El granito de Vasilongo y la apófisis citada en el último lugar son granitos más evolucionados, de grano grueso, con presencia de megacrístales y claramente alóctonos.

Es de textura heterogranular, hipidiomorfa, porfidoclástica o cataclástica, producto de la fuerte deformación tectónica sufrida. El carácter porfídico está puesto de manifiesto por la presencia de megacrístales de microclina y plagioclasa.

Tiene como minerales principales: cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita y moscovita. Como minerales accesorios: circón, apatito, óxidos de hierro y opacos.

El cuarzo es fuertemente ondulante, heterométrico, en granos individuales estirado o en agregados de tendencias fusiformes. en parte triturado y recristalizado.

Las plagioclasas están orientadas o frecuentemente sericitizadas y con zonación débil o que no se percibe.

La biotita es muy abundante, se presenta en lechos o agregados alrededor del cuarzo y las plagioclasas. La moscovita es normalmente abundante y se asocia a la biotita.

Las diferenciaciones de leucogranitos son de textura orientada por deformación y con frecuentes corrosiones entre feldespato y cuarzo.

2.8.2 Granito moscovítico ($4\gamma^2$)

El granito de Vasilongo presenta algunas diferenciaciones de borde, consistentes en granitos moscovíticos de grano fino. Está ligeramente deformado, es generalmente turmalínífero y lleva asociado filones de cuarzo con mineralizaciones de W.

Es de textura granuda, hipidiomorfa, deformada y cataclástica. Contiene como minerales esenciales: cuarzo, plagioclasa, microclina y moscovita. Como accesorios hay: biotita, apatito, circón, rutilo y opacos.

La microclina se presenta en fenocristales alargados, con pertitas gruesas, corroída por cuarzo e incluyendo parcialmente a plagioclasa en los bordes y a láminas de biotita.

La plagioclasa es de tipo ácido (albita y oligoclasa), en prismas no orientados entre sí, con maclas polisintéticas deformadas, frecuentemente está sericitizada.

El cuarzo en agregados intersticiales, deformado conforme a la orientación de la moscovita y adaptándose a los feldespatos, presenta extinción ondulante.

La moscovita es más abundante que la biotita; se presenta formando bandas que se adaptan a los feldespatos, algunas láminas están deformadas y otras formadas sobre plagioclasa. En general la moscovita parece tardía en cuanto a su recristalización.

2.8.3 Granodiorita precoz con diferenciaciones de granito de dos micas ($\times \gamma\eta^2$)

2.8.3.1 Granodiorita de Freijeiro

Se sitúa al SO de la Hoja formando la parte central de un macizo granítico heterogéneo, al E de Santa Comba, donde afloran la granodiorita precoz con fenocristales y diferenciaciones de granito de dos micas de grano fino, poco orientado. Se presentan mezclados, siendo los contactos intrusivos. Este último, parece ser posterior ya que en algunos casos se dispone en diques dentro de la granodiorita.

El contraste litológico de ambas facies influye en la morfología, de modo que el granito de dos micas suele aflorar en zonas topográficamente más deprimidas, mientras que la granodiorita ocupa las más llevadas. El primero, se encuentra más compacto por estar menos alterado.

La granodiorita es principalmente biotítica, con abundantes megacrístales de feldespato que incluso superan los 8 cm. En ocasiones aparecen texturas de flujo con orientación de megacrístales.

Al N de esta formación granitoide, se observa una tectonización más intensa. El granito de dos micas es más moscovítico, de grano medio y claramente orientado, con fuerte cataclasis mineral.

Las granodioritas están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Además, como accesorios menores más comunes se encuentran circón, apatito y minerales opacos. Presentan comúnmente textura granuda hipidiomorfa con grado de deformación desde moderado hasta intenso, que se traduce en la presencia de rocas de marcado carácter porfidoclástico.

La proporción de los dos feldespatos es aproximadamente igual o bien, domina la plagioclasa. Esta suele ser hipidiomorfa, ligeramente zonada y está provista de maclas de albita-Karlsbad. En ocasiones festonea a cristales de feldespato potásico y tiene entonces lugar el desarrollo de abundantes mirmequitas. El feldespato potásico es ortosa microclinazada, xenomorfa y poiquilítica. El cuarzo, con deformación más o menos acusada, se encuentra en granos lo agregados de tamaño medio, intersticiales entre los feldespatos y las micas o bien presenta grano fino y está fuertemente recristalizado y orientado. En las muestras que contienen feldespatos algo porfídicos, éstos tienen elementos cristalográficos curvados. La biotita, con coloración rojiza, se presenta en láminas aisladas o en pequeños y delgados lechos, algo orientados. Contiene casi siempre numerosas inclusiones de apatito o circón. La cloritización o moscovitización de este mineral es un fenómeno frecuente. La moscovita, a veces muy abundante, se origina también blásticamente sobre los cristales feldespáticos.

Las rocas graníticas intrusivas en estas granodioritas de Freijeiro son similares a los granitos de dos micas anteriormente descritos, por lo que no es necesario insistir en sus caracteres microscópicos.

2.8.3.2 *Granodiorita de La Silva*

Aflora al NE y E de la Hoja, según un macizo de forma alargada, en la dirección de las estructuras regionales. Incluye escasos xenolitos esquistosos, la mayor parte afectados por metamorfismo térmico. También presenta en su parte N diques doleríticos.

El contacto es intrusivo discordante, sobre todo con la Serie de Ordenes. Su borde occidental se pone indistintamente en contacto con el macizo de gabros o con la mencionada serie que suele estar afectada por ambas intrusiones.

Predominantemente se trata de una granodiorita biotítica con megacris-

tales que presenta una orientación de flujo coincidente con la dirección de los xenolitos. Además existen otras facies desde granito de dos micas hasta adamellititas, tonalitas e incluso metagranodioritas. La presencia de granito y tonalitas ya ha sido citada por CAPDEVILA, E. et FLOOR, P. (1970).

Todo el macizo está deformado, presentando una fuerte cataclasis, siendo menos observable hacia el E de la intrusión donde es frecuente la disyunción bolar.

El cortejo filoniano tiene escasa importancia, apareciendo diques escasos de pegmatita y básicos de tipo dolerita, situados sobre todo en la zona SE de La Silva.

Los tipos petrográficos no difieren notablemente de los citados al tratar de la granodiorita de Freijeiro. Únicamente se encuentran facies cuarzo-dioríticas y tonalíticas con relativa abundancia, caracterizadas por la presencia de plagioclasas xeno o hipidiomorfas, muy netamente zonadas y de restos de hornblenda dentro de algunas láminas de biotita. En estas rocas y en numerosas granodioritas la biotita es muy abundante y se agrupa en agregados con estructura en "schlieren". Entre los accesorios comunes, además de apatito, existen epidota y esfena.

En general, se puede decir que este macizo es composicionalmente muy heterogéneo y se puede pasar gradualmente de rocas ácidas a otras de composición intermedia.

2.9 GABROS, METAGABROS Y EPIDIORITAS (θ^{1-2})

Estas facies se sitúan en el macizo de gabros "Monte Castelo". Ocupa la parte central de la Hoja y el borde S de la de Carballo.

Su forma es subcircular con aspecto de domo, destacando en el paisaje con un resalte topográfico, sobre todo al SO, donde da el punto más elevado de la Hoja con 568 m (Monte Insúa). Su diámetro es del orden de 15 Km. Parece estar ligeramente alargado en dirección NW-SE que es la dirección regional preferente.

Se encuentra bordeado por anfibolitas epidóticas, Serie de Ordenes (que le envuelve de forma casi continua, excepto en la zona O) y granodiorita precoz.

El contacto con las anfibolitas se realiza según una esquistosidad concordante en abanico, buzando generalmente al E, siendo el paso gradual debido a la presencia de metagabros en ambas litologías. Las ortoanfibolitas envuelven al macizo por su parte cóncava.

Al S de los gabros del Monte Castelo se sitúa una banda metamórfica de

la Serie de Ordenes, constituida por gneises plagioclásicos con granate principalmente y corneanas con granate, que desaparece al O. Estas mismas facies orlan de forma discontinua al citado macizo por su parte oriental, entre éste y la granodiorita precöz. Asociados a su borde S y E, aparecen granulitas retromórficas.

Asociadas a los bordes NE y E, se localizan facies de dioritas, metatonalitas cataclásticas, cuarzo-dioritas, metacuarzo-dioritas, dioritas y metagabros pegmatoides. Posiblemente se deban a una mayor deformación, intensidad de metamorfismo y contaminación.

Se observa una heterogeneidad de facies básicas en el macizo: al O y N, predominan metagabros, epidioritas y gneises anfibólicos, mientras que en la parte oriental son frecuentes las epidioritas y metagabros granatíferos. En la zona central existen metagabros y epidioritas, pero son los gabros anfibolitizados, los más abundantes.

Anfibolitas epidóticas y gneises anfibólicos se disponen en su parte interna, mientras que facies de cuarzo-anfibolitas aparecen en su borde E.

En el Proyecto de Investigación Minera Carballo-Monte Castelo, realizado por el IGME, se diferenció en su parte SO una franja de anchura irregular atravesada por el río Dubra, en la que el contacto difuso se estableció atendiendo exclusivamente a criterios de mineralización. No obstante los gabros de esta zona se encontraban más recristalizados, máficos y menos alterados. Predominan los gabros olivínicos, hiperitas, troctolitas y gabros anfibolitizados. La metalización viene dada por la paragénesis pirrotina-pentlandita-calcopirita, de origen intramagmático, primario.

Dentro de esta zona de gabros mineralizados, intruyen rocas ultrabásicas de grano fino que corresponden a lherzolitas con espinela. También se encuentran metagabros pegmatoides con abundante anfíbol.

Otras facies ultrabásicas se encontraron al NE de Entrecruces, constituidas por metaperidotitas anfibólicas.

Los gabros en general, se presentan en forma masiva, de grano fino-medio y grueso, bastante máficos y en ocasiones con disyunción bolar. No obstante son frecuentes las rocas gabroicas deformadas, contaminadas y epidioritizadas.

La deformación y anfibolitización se han debido producir en condiciones más tardías que las que afectaron a las ortoanfibolitas epidóticas y por tanto de más baja presión de metamorfismo, si bien el comportamiento de ambos cuerpos litológicos han debido responder de manera distinta a los esfuerzos.

En la zona SE de este complejo básico, aparece un grado de deformación mayor, motivado por un predominio de metagabros y epidioritas.

Dispersos por todo el macizo, se encuentran xenolitos de dimensiones variables, alargados en dirección NO—SE y NE—SO, con buzamiento dominante al E. Otra orientación menos frecuente se acerca a la E—O. Presentan un aspecto bandeado gneísico, bastante alterados y constituidos por gneises granatíferos, a veces sillimaníticos; cornubianitas plagioclásicas granatíferas y menos frecuentes granulitas retromórficas.

La contaminación de los gabros se produce en el contacto con estos xenolitos metamórficos, presentando biotita, cuarzo y granate, al mismo tiempo que tiende a desaparecer el piroxeno.

Referente a la edad existente diversas opiniones, así WARNAARS, F.W. (1967) indica que la intrusión múltiple tuvo lugar después de la principal fase Hercínica y antes del emplazamiento de la granodiorita precoz, hecho que parece corroborar los datos cartográficos. KONIG, H. (1966) considera al macizo intruido en una fase tardihercínica debido a su escasa deformación.

La interpretación genética del macizo de gabros, presenta dificultades, debidas a su trazado cartográfico, deformación y composición heterogénea.

WARNAARS, F.W. (1967) lo estudió con mayor profundidad, considerando una intrusión múltiple de sills con una orientación general N—S. Cada sill presenta una polaridad en la composición mineralógica. Considera asimismo, que procede de un basalto tholeítico, próximo a los de alto contenido en alúmina.

Atendiendo a su trazado cartográfico parece corresponder a un domo, sobre todo por la relación con el encajante, al S de la Hoja de Carballo.

Ultimamente se han elaborado algunos modelos de interpretación, como el propuesto por VAN CALSTEREN (1977) conocido como "pluma del manto"

Finalmente, presenta un cortejo filoniano de diques de cuarzo y pegmatitas, de escaso recorrido longitudinal, pero que llegan a tener 5 m de potencia. Su dirección es variable predominando la NO—SE y E—O.

El conjunto está afectado por procesos de transformación en parte metamórficos, al parecer epizonales, acompañados de hidratación que enmascaran las características primitivas. Estas transformaciones pueden asociarse al desarrollo de esquistosidad, más patente en la mitad septentrional y oriental del complejo. En el resto, los anfíboles neoformados muestran orientación paralela entre sí, sin aparición de planos de deformación encontrándose las facies litológicas mejor conservadas en el S y SW.

El metamorfismo origina anfíbol verde o verde-azulado e incoloro en coronas sobre los máficos originales con neoformación de finos opacos, rutilo y esfena. Esta en corona sobre los metálicos primitivos, así como

clorita y feldespato potásico según venas y elementos secundarios como talco y epidota (clinozoisita a partir de plagioclasa en los tipos más deformados).

Las facies más máficas localizadas en el borde SE dan hiperitas y gabros de orto y clinopiroxeno, que esporádicamente llevan olivino. En el resto aparecen gabros anfibólicos y hacia el E y N dioritas con o sin cuarzo.

Muestran texturas de tipo acumulado con plagioclasa y olivino, cuando existen, como primeros cristalizados y orto y clinopiroxeno posteriores; con carácter tardío respecto de los anteriores, generalmente opacos. Posteriormente se desarrolla anfíbol castaño en la interfase piroxeno-plagioclasa y en torno a opacos, así como escasa biotita.

La plagioclasa está maclada, presentando en ocasiones orientación ígnea, y frecuentemente deformación mecánica. Escasos elementos intersticiales están zonados.

Su composición oscila según WARNAARS (1967), entre An-50-An-80 mostrando una variación cíclica debida según dicho autor, a la presencia de diferentes "sills".

El olivino aparece incluido en el ortopiroxeno, en proporción subordinada a ambos piroxenos aunque WARNAARS cita tipos litológicos próximos a troctolitas.

Se localizan a veces como enclaves en las variedades anfibolíticas mostrando, en este caso, la roca grano fino, por enfriamiento rápido y espinela en granos independientes que en otros casos aparecen como vermiformes en el ortopiroxeno. Este mineral muestra exoluciones de clinopiroxeno, estando, generalmente incluido por éste, asimismo con exoluciones, a veces complejas entre ambos. Los piroxenos, con más frecuencia el ortopiroxeno, presentan además exoluciones en forma de parches rijizos, probablemente de óxidos que se mantienen aún en el anfíbol cuando la transformación ha sido total.

Como elementos secundarios talco según olivinos y cloritas en fracturas.

Los términos epidioríticos, bastante alterados, con textura gabro-diabásica, a veces heterogranular están constituidos por plagioclasa saussuritizada, anfíbol castaño poiquilítico de la anterior, raras veces con núcleos de clinopiroxeno, y en ocasiones parches de anfíbol incoloro, con placas posteriores de biotita rojiza transformada en crolita + opacos; feldespato potásico + esfena con opacos en proporciones variables generalmente aureolados por esfena; circón y apatito con inclusiones de opacos. La biotita puede también aparecer marginando al anfíbol.

Estos tipos pueden mostrar zonas lineares de grano grueso con plagioclasa, granate automorfo y cuarzo intersticial, con apatitos aciculares.

Hay también términos noríticos con muy escaso clinopiroxeno, orientación de plagioclasa y ortopiroxeno aureolado por anfíbol, biotita y zonas lineares con plagioclasa de grano grueso, cuarzo intersticial y granate poiquilítico del anterior, similares a los que aparecen en los tipos dioríticos.

Los metagabros más comunes están constituidos por anfíboles claros o incoloros y plagioclasas zonadas, ampliamente saussuritizadas, que resaltan en una mesostasis microcristalina, de aspecto fluidal constituida esencialmente por cuarzo, clorita, epidota y anfíbol. Suelen contener además, cristales opacos xenomorfos que se transforman periféricamente a esfena.

Los enclaves muestran en algunos casos evidencias de transformación térmica, siendo en otros análogos a las rocas de caja del complejo. Entre estos últimos se encuentran anfíbolitas granatíferas con biotita y rutilo y gneises plagioclásicos granatíferos con rutilo pseudomorfizados por esfena, probablemente retromórficos de granulitas.

Los del primer tipo presentan texturas granoblásticas, son de composición sedimentaria probablemente grauváquica, formados por un agregado de plagioclasa, con granate, hiperstena, que se sustituye por agregados de anfíbol, algo de biotita y cordierita.

En otros, más biotíticos, se neoforma sillimanita a expensas de biotita, mostrando además granate y pequeña proporción de espinela verde incluida en plagioclasa.

Muestra pues condiciones propias de metamorfismo de alto grado, con temperaturas superiores a los 700°C.

2.10 ROCAS FILONIANAS

— Filones de cuarzo mineralizados (F_a^2)

Tienen una amplia representación sobre todo asociados a facies graníticas. Presentan mineralización de Sn, W, y menos frecuente de mispíquel, pirita y oro.

Los de mayor interés son los de la zona de Monte Couso (Barilongo) donde actualmente se explota un cortejo abundante de filones en el granito cataclástico, de igual orientación que éste, N 30° E y que suelen estar mineralizados con casiterita y wolframita. También presentan mispíquel y en menor proporción turmalina, schœelita y pirita. Su potencia es variable. El origen parece ser neumatolítico-hidrotermal. Suelen presentar agregados de moscovita.

– Cuarzo (F_q^2)

Están ampliamente representados tanto en granitos alcalinos de dos micas como en rocas básicas y metamórficas. Son particularmente escasos en la granodiorita precoz (serie calcoalcalina).

Excepto los de Barilongo, los demás suelen tener dirección variable, predominando desde la NNE-SSO hasta la E-O, poca potencia y escaso desarrollo longitudinal. No obstante, en el macizo de gabros suelen tener orientación ENE-OSO y potencia de hasta 5 m, blanco masivo, como el que se encuentra en la parte central de la Hoja, al N de Arroyo de Rebordelos.

– Pegmatitas (FP^2)

Son muy frecuentes en los granitos alcalinos de dos micas, pero dado su escaso desarrollo, no están cartografiadas.

En el macizo de gabros "Monte Castelo" se sitúan preferentemente al NO, encontrándose un poco más al centro (salto de Ferbeda) un filón concordante con los metagabros, mineralizados en sus proximidades. La potencia no sobrepasa los 4 m y la dirección varía entre NNE-SSO y NE-SO, encontrándose verticalizados y buzando al E. Las moscovitas llegan a tener 5 cm de longitud.

Se presentan también en la zona situada al SE del macizo de gabros, entre éstos y la granodiorita precoz, asociadas a la Serie de Ordenes. Afloran en masas discordantes, explotadas en otro tiempo, con dirección E-W y potencia superior a los 5 m.

Próximas a las últimas pegmatitas citadas e incluidas en la granodiorita precoz (generalmente poco frecuentes dada su composición) aparece una masa de pegmatitas de más de 30 m de potencia y dirección NNW-SSE que corresponden a facies de borde.

En el borde S de la Hoja y al E del río Dubra se encuentra una zona pegmatítica que se sitúa ya en la Hoja siguiente.

Petrológicamente están constituidas por cuarzo, feldespato (microclina y albita), moscovita, a veces turmalina y ocasionalmente circón, berilo y granate. Existen agregados moscovíticos intercrecidos. En algunas pegmatitas se observa intercrecimiento gráfico de cuarzo y microclina; ésta suele exhibir pertitas y está maclada.

– Pórfido granítico (FO^2)

Están situados preferentemente al NO del macizo de gabros (en anfíbolitas) y al E de Aqualada.

En el primer caso llevan la dirección NE–SW, mientras que en la zona de Agualada se reduce a un único dique de orientación NNE–SSO. Este último se encuentra desplazado a lo largo de su corrida longitudinal por fallas próximas a la dirección E–O, describiendo una pequeña inflexión con la concavidad al O e interrumpido al S por el granito de dos micas.

Están asociados a rocas básicas y metamórficas; son de grano fino, generalmente concordantes con la esquistosidad, excepto el localizado al NW de los gabros que corta a un xenolito metamórfico. Sobrepasan los 8 m de potencia y tienen un gran desarrollo longitudinal. Parecen representar la actividad plutónica más tardía.

Tienen textura porfídica y están constituidos por fenocristales de ortosa, albita y cuarzo, en una matriz microcristalina (recristalizada) formada por los mismos minerales con biotita (cloritizada) y moscovita. Suele presentar pertitas. Como accesorios: opacos, circón, apatito y a veces esfena.

– Dolerita

Están representados en la granodiorita precoz, en su parte N. Tienen forma alargada y orientados en la dirección NE–SO, la potencia es reducida excepto al situado al S de La Silva que sobrepasa los 15 m.

Son rocas de grano fino-medio, en la que destacan cristales de plagioclasa desde 1 a 3 mm, con aspecto de gabro con textura diabásica.

3 TECTONICA

3.1 FASES DE DEFORMACION

En la zona estudiada se han localizado dos fases principales de deformación, que denominamos 1ª y 3ª por motivos de correlación, ya que al N de esta Hoja, en la Hoja de Carballo ha sido localizada una fase intermedia que da lugar a la formación de pliegues de ejes curvos en relación con zonas de cizalla.

3.1.1 Fase I

Origina una foliación milonítica en las rocas cuarzo-feldespáticas. Como es conocido, cuando las milonitas son muy ricas en micas, tienen la apa-

riencia de esquistos, habiéndose propuesto el término de filonitas (SIBSON, 1977).

En el área que nos ocupa, la milonitización se origina por la deformación plástica intracristalina del cuarzo, dando lugar a "quartz ribbons" y la cataclisis de los feldespatos, tal como ha sido citado por otros autores (WAKEFIELD, 1977) (SIBSON, 1977). En las rocas cuarcíticas con escaso contenido en micas, la deformación se manifiesta por la formación de cintas de cuarzo separadas por delgados lechos micáceos.

Todas las rocas prehercínicas han sufrido un intenso estiramiento durante esta fase, de tal forma, que no se observan pliegues de fase I. En ocasiones los "quartz ribbons", más que cintas son varillas de cuarzo, dando lugar sobre el plano de la foliación milonítica, a una lineación mineral con estiramiento extraordinariamente intenso.

Las únicas rocas en la que no es penetrativa la foliación milonítica son las rocas piroxénicas que existen en el área, es decir, las retroeclogitas y las rocas ultrabásicas, aunque queda fuera de duda su origen Prefase I; ya que aparecen como "boudins" rodeados por la foliación milonítica, mientras el centro permanece indeformado. Es decir, que juegan durante la fase I un papel similar a los megacristales de feldespato, que por su carácter frágil, quedan como ovoides rodeados por la foliación milonítica desarrollada en un encajante más dúctil.

WAKEFIELD (1977) ha realizado un estudio de los tipos de rocas situadas en las zonas de cizalla, llegando a la conclusión de que las milonitas se originan en zonas profundas, mayores de 10-15 Km, en donde reina un comportamiento casi-plástico de los materiales rocosos.

La mayoría de los autores coinciden en señalar la estrecha relación de las milonitas con cabalgamientos o zonas de cizalla dúctil. En la zona que nos corresponde, la milonitización afecta a todas las rocas prehercínicas, con excepción de las ultrabásicas, como se mencionó anteriormente.

3.1.2 Fase II

Durante esta fase se forman pliegues de dirección 10-20° N, que deforman la foliación primaria y que generalmente tienen planos axiales sub-verticales.

Corresponden a esta fase el monoclinar que dibuja el conjunto de las estructuras del mapa y otros dos monoclinales menores situados respectivamente al S del Complejo de Agualada y en el punto en que los gneises alcalinos pasan a la Hoja situada al S de la presente (véase esquema tectónico). En la relación con estos dos últimos monoclinales se desarrollan

franjas de crenulaciones (véase mapa), que son extremadamente raras en el resto del mapa, a excepción de la zona más occidental (véase cortes), en donde aparece una crenulación vertical muy penetrativa en relación con un anticlinal que se prolonga en la Hoja de Carballo, en donde se manifiestan claramente los dos flancos de dicha estructura.

3.1.3 Tectónica de fractura

Aparecen fundamentalmente tres sistemas de fracturas tardías, todas ellas sin desplazamiento:

- Un sistema de dirección 140° N.
- Un sistema de dirección 20° N, desarrollado fundamentalmente en el ángulo NO del mapa, en donde se presentan además de algunas fracturas un conjunto de filones mineralizados y un dique de pórfido con esta misma dirección. Una falla situada al E de Santa Comba de dirección $30-40^{\circ}$ N y otra paralela a esta última que afecta el macizo ultrabásico de Castriz, quizás estén en relación con este sistema.
- Un sistema de valles rectilíneos con recubrimientos cuaternarios, que atraviesa el macizo de gabros de Monte Castelo, quizás está determinado por un sistema de fracturas de dirección N-S.

3.2 CONCLUSIONES

La historia de la deformación parece bastante asimilable a la propuesta para zonas más externas del Orógeno Herciniano, por lo cual todas las deformaciones podrían considerarse Hercínicas. Efectivamente, la fase I corresponde a una tectónica tangencial y podría correlacionarse con la fase I, descrita por MATTE (1968) o por MARCOS (1973), si bien, en el área estudiada corresponde a una deformación más profunda, como lo indica tanto el desarrollo de milonitas, como el que no se observen pliegues de fase I, debido a la gran cantidad de deformación. La fase III correspondería a la fase II de MATTE (1968) y a la fase III de MARCOS (1973).

Es necesario señalar, por otra parte, que no existe deflacción de las lineaciones de estiramiento mineral o de los ejes de pliegues de fase III en relación con el sector del Macizo de Ordenes que comprende la Hoja, tal como ha sido observado en otros macizos básicos (RIBEIRO, 1974).

4 HISTORIA GEOLOGICA

La historia previa a la fase I es bastante enigmática, debido a que tanto las relaciones geométricas entre las distintas unidades de rocas como su carácter petrológico iniciales han sido borrados o enmascarados por la intensa deformación que tuvo lugar durante la primera fase y el metamorfismo hercínico respectivamente.

Los metasedimentos del dominio de Ordenes podemos considerarlos como una serie eugeosinclinal constituida fundamentalmente por esquistos monótonos, con rocas ácidas interestratificadas (gneises alcalinos) de probable origen volcánico, presentando al techo una serie esquistoso-grauwáckica que ha sido interpretada como flysch (MONTESERIN y FERNANDEZ POMPA, 1975) en el flanco E de la sinforma de Ordenes. No existe un criterio que pueda ser determinante para establecer la edad de estos materiales. En primer lugar, nunca se han encontrado fósiles, por su características litológicas, podrían correlacionarse tanto con series precámbricas (FONTBOTE y JULIVERT, 1974), como con series silúricas (MARTINEZ GARCIA et al., 1975).

La presencia de estas series de granates esqueléticos dentro de blastos de albita, ha sido interpretado (DEN TEX y FLOOR, 1967) como indicador de un polimetamorfismo, atribuyendo al Precámbrico el metamorfismo más antiguo, mientras para otros autores (MATTE, 1968) la presencia de estos granates no es un argumento definitivo en favor de un metamorfismo Precámbrico.

Anteriormente o durante la fase I intruyen rocas básicas y ultrabásicas, que muestran una relación intrusiva respecto a los gneises alcalinos al N del Complejo de Agualada, en la Hoja de Carballo. Tanto en el N como en el S de dicho Complejo, situado en la presente Hoja, las anfibolitas parecen haberse intruido en relación con una falla o cabalgamiento que limite el Complejo por su borde W, dando la impresión de una envolvente alrededor de dicho Complejo.

Las asociaciones de rocas metabásicas-metagabros-ultrabásicas se suponen relacionadas con la corteza oceánica y han sido denominadas ofiolitas. Las rocas básicas y ultrabásicas de los macizos básicos del NW de la Península han sido considerados como una secuencia ofiolítica en parte Precámbrica y en parte Silúrica (DEN TEX, 1978), o como ofiolitas en relación con el ciclo caledoniano (MARTINEZ GARCIA et al., 1975).

Además de las anfibolitas y rocas ultrabásicas (peridotitas, piroxenitas y serpentinas), aparecen algunos "boudins" de retroeclogitas incluidos en los gneises alcalinos blastomiloníticos del Complejo de Agualada y de la banda

que bordea el Macizo de Ordenes. Estas rocas son las únicas de las que se puede argumentar con reservas que han sufrido un metamorfismo de alta presión. Las retroeclogitas aparecen en numerosos lugares del Hercínico europeo, siempre en unidades precámbricas en zonas fuertemente tectonizadas o en la vecindad de fallas profundas, en estrecha relación con rocas básicas y ultrabásicas (DUDEK, 1977) y se han interpretado tanto como procedentes de rocas intrusivas o efusivas de composición tholeítica que han sufrido un metamorfismo catazonal junto a las rocas adyacentes (DENTEX, 1971), como emplazadas en forma de cuerpos rígidos por efectos tectónicos, representando su alteración retromórfica una acomodación a su entorno actual (DUDEK, 1977).

Posteriormente a la fase I, sobreimpuesta a todas las rocas descritas anteriormente se ha desarrollado una extensa migmatización sobre el área, con producción de granitos de anatexia que van desde parautóctonos a claramente alóctonos. Las rocas básicas han debido suponer una barrera para la progresión del frente migmatítico en el interior de los macizos, lo que determina que la migmatización y los granitos de anatexia sean mucho más abundantes fuera de éstos.

La situación de los gabros en la historia geológica es bastante imprecisa. Afectados únicamente por el metamorfismo herciniano al igual que las anfibolitas y ultrabásicas, su relación con las fases de deformación no está suficientemente clara, ya que la ausencia de una esquistosidad bien desarrollada como en las anfibolitas, no quiere decir que no sean pre-fase I, puesto que las rocas piroxénicas (ultrabásicas, retroeclogitas) no desarrollan foliación y aparecen como "boudins" rodeados por la foliación milonítica, como se indicó anteriormente. Por otra parte, es sintomático el que los únicos gabros existentes en el NW de España aparezcan junto a las rocas básicas y ultrabásicas de los macizos, presentando algunas intrusiones situadas en la Hoja de Carballo la misma disposición cartográfica que la banda de anfibolitas y ultrabásicas de Bazar-Carballo, por lo que podría pensarse en una estrecha relación. El problema lo presenta el Macizo de Monte Castelo, ya que nos llevaría a interpretarlo como un klippe en el caso de que fuera anterior a la primera fase. Aunque en el S de la Hoja de Santa Comba, esto no supondría muchas dificultades, ya que donde se halla encajado, las rocas subyacentes dibujan una flexión monoclinal, en la Hoja de Carballo no se observa una disposición sinclinal en la serie de Ordenes, ya que aparece como una serie buzando de forma casi continua al E; por lo tanto queda en pie su interpretación como domo o klippe. Hay que hacer constar por otra parte, en cuanto a su relación con la granodiorita de La Coruña, que los gabros aparecen como anteriores al emplazamiento de ésta.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

La Hoja ha sido objeto de varios Proyectos de Investigación geológica-minera.

A partir del año 1972 varios de estos Proyectos dentro del Plan Nacional de Minería realizaron prospecciones geofísicas, geoquímicas (con los consiguientes estudios de laboratorio), labores y cartografía a varias escalas.

Se puede establecer dos tipos de Minería, una asociada a rocas ácidas y otra a básicas-ultrabásicas.

En la parte SO y O, se explotó en otro tiempo estaño, wolframio y en menor cantidad oro.

Durante el Proyecto Santa Comba-Bembibre-Salgueiros las menas que han sido explotadas contenían ferberita y scheelita principalmente. Estaban asociados principalmente a las Minas "Susana" y "Bonza", al N y SE respectivamente de Santa Comba; en las que la mineralización se encontraba en anfibolitas y cuarzo anfibolitas del granito migmatizado.

La explotación ha sido superficial por lo que se desconoce la valoración real de los yacimientos, aunque tienen poco interés por la falta de continuidad y potencia.

Actualmente no se encuentran en explotación. En Barilsugo existe una mina que se está explotando, asociada a filones de cuarzo de dirección N 30° E, dentro del granito de dos micas. La paragénesis metálica está constituida por wolframita, casiterita, mispíquel y pirrotina, siendo los dos primeros los más importantes.

La minería existente antes del Proyecto Carballo-Monte Castelo estaba basada casi exclusivamente en rocas ácidas que aportaban estaño, wolframio, caolín y titanio (en básicas).

El citado Proyecto tenía como objetivos la investigación minera para Cu, Ni, Cr, Ti y asbestos.

La mayor parte de las metalizaciones corresponden a sulfuros, pero el grado de metalización es normalmente bajo, no existiendo ningún yacimiento con una cierta concentración. La metalización se encuentra diseminada en las rocas resultantes de la consolidación de magmas básicos-ultrabásicos, por lo que su origen es ultramagmático primario.

La paragénesis más frecuente es pirrotina – pentlandita – calcopirita.

El estudio metalogénico en rocas básicas y ultrabásicas se puede resumir en:

Macizo de Monte Castelo

La metalización se concentra en la zona SW, denominada de gabros mineralizados. También al NO y N se ha localizado mineralización.

La paragénesis que aparece es la citada anteriormente, constituyendo la primera asociación formada en el magma.

Rocas Ultrabásicas

La mineralización principal se sitúa al N de Castriz. La paragénesis metálica consta de magnetita como principal (relacionada con el proceso de serpentinización) y como accesorios pirrotina – calcopirita – pentlandita – ilmenita y cromita, enumerados por orden de formación.

Presenta mínimo interés por su carácter accesorio.

Anfibolitas

La concentración mineral es baja por ser la metalización diseminada y accesorio. Aparece como fundamental la ilmenita y como accesorios pirita – calcopirita – covellina – pirrotina – hematites y rutilo.

Metagabros pegmatoides

La metalización estudiada corresponde a los metagabros situados al N de Castriz. Presenta la paragénesis típica: pirrotina – pentlandita – calcopirita, existiendo minerales nuevos por reemplazamiento y sustitución. Se encuentra también diseminada por lo que carece de interés.

Los asbestos en la Minería de la zona se reducen a indicios en forma de vetas en serpentinas, al E de Ferreira (NE Hoja).

El mineral más abundante es la ilmenita asociada a gabros y anfibolitas, encontrándose concentrada de modo secundario en aluviones y sobre todo en depósitos eluviales (“brañas”), frecuentes en el macizo de Monte Castelo, sobre todo en la zona de Angeriz y S. de Ambroa.

5.2 CANTERAS

Dada la abundancia de rocas graníticas, básicas y ultrabásicas podría pensarse en su utilización industrial como roca ornamental. Esto no es posible por el alto grado de fracturación y alteración.

Aridos

La mayoría de estas canteras se encuentran abandonadas y estaban asociadas a gabros, anfibolitas y gneises alcalinos. Actualmente sólo se explotan dos. La situada en la parte oriental de la Hoja (ENE de Pontevedra) en granodiorita precoz, donde debido a la alteración de las aguas de arroyada, se separan las arenas de distinto tamaño para construcción. La otra se encuentra al OSO de Brea (SE de la Hoja) próxima al contacto con las anfibolitas epidóticas de Bazar, y dentro de la Serie de Ordenes, en facies de micaesquistos plagioclásicos con granate.

Caolín

Los escasos yacimientos de caolín en la zona, están asociados generalmente a granitos alterados por fracturación y posteriores procesos hidrotermales. Destacan los explotados actualmente en Barilongo, al N de Santa Comba.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Teniendo en cuenta la importancia climática de la región, con un índice de pluviosidad media anual por encima de los 1.500 mm, cabe esperar poca incidencia hidrogeológica, de todas formas la litología presenta escasas posibilidades para la formación de acuíferos. Se distinguen los siguientes conjuntos de materiales:

- Granitoides y migmatitas, excepto que se encuentren fracturados y alterados, su permeabilidad es muy pequeña. En todo caso los mantos acuíferos tendrían carácter local.
- Metasedimentos (esquistos y gneises). Debido a la baja permeabilidad no presentan mantos acuíferos productivos en profundidad.
- Rocas básicas y ultrabásicas, reúne condiciones impermeables por lo que se descartan como materiales formadores de acuíferos.
- Cuaternario, aunque sean sedimentos relativamente porosos; debido a su escaso desarrollo es de esperar mantos acuíferos locales y poco productivos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P.M. et FERRAGNE, A. (1978).— "Le Precambrien Poly-metamorphique allochtone du nord-ouest de la Peninsule Iberique. Temoin d'un mappe de charriage calédonienne?" *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos* 27. Edición homenaje a I. PARGA PONDAL.
- APARICIO, A.; GARCIA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975).— "Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central Español". *Bol. Geol. y Min. de España*. T. LXXXVI—IV.
- ARPS, C.E.S. et al. (1977).— "Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide". *Leidse Geol. Mede. Deel* 51.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches Morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique".
- CALSTEREN, VAN, P.W.C. et al. (1977).— "Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide". *Leidse Geol. Meded. Deel* 51. Biz 63-64.
- CAPDEVILA et FLOOR, P. (1970).— "Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne". *Bol. Geol. y Min.* T. 81.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1971).— "A synopsis of the Geology of Western Galicia Hist. Struct. Golfe Gascogne". *Technip Ed.* 1.
- DEN TEX, E. (1978).— "El zócalo Policíclico y su importancia en la evolución de la cadena varisca en Galicia Occidental". *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*. 27 Edición homenaje a ISIDRO PARGA PONDAL.
- DUDEK, A. (1977).— "Les eclogites dans le Variscides de l'Europe centrale et occidentale". *Boll. Intern. CNRS, Rennes*, núm. 243, pp. 105-111.
- FONTBOTE, J.M. y JULIVERT, M. (1974).— "The Precambrian in the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe". *Conference Liblice*. 1972, Praha.
- I.G.M.E.: Proyecto.— "Estimación del potencial minero en el Subsector I Galicia. Area 1 y 2 Carballo-Noceda-Santa Comba (La Coruña)". *IGME. Plan Nacional de la Minería*.
- I.G.M.E.— "Estudio de posibilidades mineras del área Santa Comba-Bembibre-Salgueiros, 2ª fase del proyecto Carballo-Santa Comba". *IGME. Plan Nacional de la Minería*.
- I.G.M.E.— "2ª Fase de investigación de W-Sn, en la zona de Monte Neme (La Coruña). Escala 1:10.000". *IGME, 1977. Plan Nacional de la Minería*.

- I.G.M.E.— “2ª Fase de investigación en la zona de Corcoesto (La Coruña). Escala 1:10.000”. *IGME, Plan Nacional de la Minería*.
- I.G.M.E.— “Proyecto de investigación minera en Carballo-Monte Castelo (La Coruña) para Cu-Ni-Cr-Ti y asbestos”. *IGME, 1977. Plan Nacional de la Minería*.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974).— “Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000”. *Memoria explicativa*.
- KONING, J. (1966).— “Les types des roches basiques et metabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)”. *Leidese. Geol. Meded, Deel 36*.
- MARCOS, A. (1973).— “Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)”. *Trabajos de Geología (Universidad de Oviedo)*.
- MARTIN CARDOSO, G. et al. (1953).— “Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Carballo, Hoja 44”. *Publicaciones IGME*.
- MARTINEZ GARCIA, E.; FERNANDEZ POMPA, F.; ARCE, M.; FERNANDEZ MARTINEZ, F.; FERNANDEZ TOMAS, J. y MONTERSERIN, V. (1975).— “Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegal (Galicia, NW España)”. *Tecniterrae, Agosto-Septiembre*.
- MASKANT, P. (1970).— “Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia NW Spain”. *Leidse Geol. Meded, Vol. 45*.
- MATTE, P.H. y RIBEIRO, A. (1967).— “Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le Paleozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions?”. *C.R. Acad. Sc. Paris, 264; 2268-2271*.
- MATTE, P.H. (1968).— “La estructura de la virgation Hercynienne de Galice (Espagne)”. *Geologia Alpine 44 (1968)*.
- MONTERSERIN LOPEZ, V.; FERNANDEZ POMPA, F. et al. (1975).— “Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 21 (5-4) La Coruña”. *Publicaciones del IGME (MAGNA)*.
- RIBEIRO, A. (1974).— “Contribution a l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental”. *Serviços Geológicos de Portugal, Mem. 24*.
- RIES, A. y SHAEKLETON, R.M. (1971).— “Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal, remnants of a Hercinian thrust plate”. *Nature Physical Science. Vol. 234*.
- SIBSON, R.H. (1977).— “Faults rocks and fault Mechanism”. *J. Geol. Soc. Lond. Vol. 133*.
- WAKEFIELD, J. (1977).— “Mylonitization in the lethakane shear zone Eastern bostswand. *Jl. Geol. Soc. London. Vol. 133*.

WARNAARS, F.N. (1966).— "Las rocas básicas de Monte Castelo (La Coruña)". *Leidse Geologische Mededelingen, Deel 36*.

WARNAARS, F.W. (1967).— "Petrography of a peridotite amphibolite —and gabbro— bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)".

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA