



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

SP SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

 **IGME**

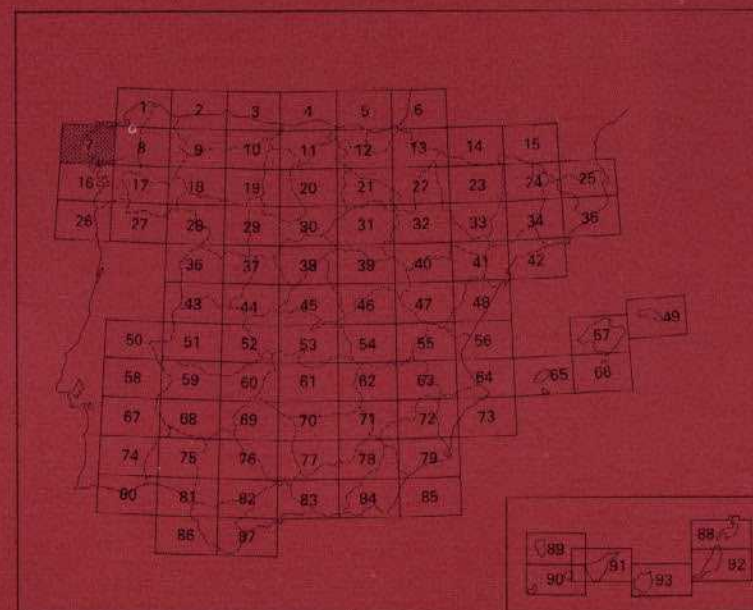
7
1-2

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

SANTIAGO DE COMPOSTELA

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

SANTIAGO DE COMPOSTELA

Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S.A., T.C.R., S.A., e IMINSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en ellas los siguientes Técnicos Superiores:

—**Geología de campo y gabinete.**

F. GONZALEZ LODEIRO.
J. HERNANDEZ URROZ.
J.R. MARTINEZ CATALAN.
A. NAVAL BALBIN.
E. ORTEGA GIRONES.
J.G. DE PABLO MACIA.

—**Petrología y Metamorfismo.**

Rocas graníticas y filonianas:

J.L. BARRERA MORATE (D. Petrología. U. C. Madrid).

F. BELLIDO MULAS (D. Petrología. U. C. Madrid).

D. Esquistoso de Galicia Central y Occidental:

F. BELLIDO MULAS.

U. de Malpica-Tuy:

E. ORTEGA GIRONES (D. Geotectónica. Oviedo).

C. CASQUET MARTIN (D. Petrología. U. C. Madrid).

M. NAVIDAD FERNANDEZ DE LA CRUZ (D. Petrología. U. C. Madrid).

U. de Santiago.

F. BELLIDO MULAS.

D. del Complejo de Ordenes.

F. BELLIDO MULAS.

—**Colaboración y asesoramiento.**

F. ALDAYA VALVERDE (D. Geotectónica. Salamanca).

C.E.S. ARPS (Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden, Holanda).

F. GONZALEZ LODEIRO (D. Geotectónica. Salamanca).

J. D. HILGEN (Universidad de Amsterdam, Holanda).

M. IGLESIAS PONCE DE LEON.

J. R. MARTINEZ CATALAN (D. Geotectónica. Salamanca).

—**Geología económica.**

M. T. GONZALEZ AGUADO.

—**Dirección del Proyecto y supervisión del I.G.M.E.**

A. HUERGA RODRIGUEZ.

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

Depósito Legal: M-2568-1984

Impresión - Fotocomposición.—G. SOLANA - CARMAGRAF, S.A.
C/ Carmen Bruguera, 26. Madrid-26 y Sambara, 40. Madrid-27

I N D I C E

	Págs.
0.—INTRODUCCION	7
0.1.—SITUACION	7
0.2.—ANTECEDENTES	7
0.3.—DEFINICION DE LOS DOMINIOS Y UNIDADES QUE COMPONEN LA HOJA Y SUS RELACIONES EN EL CONTEXTO REGIONAL	8
1.—ESTRATIGRAFIA	14
1.1.—DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA CENTRAL Y OCCIDENTAL	14
1.1.1.—Esquistos micáceos, grafitosos y cuarcíticos	14
1.2.—DOMINIO DE LAS UNIDADES DE MALPICA-TUY Y DE SANTIAGO	17
1.2.1.—Esquistos y paragneises metablásticos, con paranfibolitas intercaladas	19
1.2.2.—Ortoanfibolitas	20
1.2.3.—Esquistos cuarcíticos y metablásticos	21
1.2.4.—Gneises félsicos con intercalaciones de eclo- gitas, retroeclogitas y anfibolitas granatíferas	21
1.2.4.1.—Gneises félsicos	22
	5

1.2.4.2.—Eclogitas, retroeclogitas y anfibolitas granatíferas	23
1.2.5.—Grupo de Cean-Razo	24
1.2.5.1.—Anfibolitas de Cean-Razo	25
1.2.5.2.—Esquistos de Cean-Razo	25
1.3.—DOMINIO DEL COMPLEJO DE ORDENES	26
1.3.1.—Unidad de Bazar-Castriz	26
1.3.1.1.—Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas	26
1.3.1.2.—Anfibolitas y "flaser gabros"	27
1.3.2.—Unidad de Betanzos-Arzua	29
1.3.2.1.—Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita. Retrogranulitas ácidas	29
1.3.2.1.1.—Anfibolitas	29
1.3.2.1.2.—Retrogranulitas ácidas	30
1.3.2.2.—Esquistos de Ordenes. Esquistos, metagrauvas y paragneises	30
1.3.2.3.—Cuarцитas plagioclásicas y gneises cuarcíferos	32
1.4.—TERCIARIO. ARCILLAS, ARCILLAS ARENOSAS Y ARENAS	33
1.5.—CUATERNARIO	34
1.5.1.—Pleistoceno	34
1.5.1.1.—Playas antiguas y rasa litoral	34
1.5.2.—Holoceno	35
1.5.2.1.—Marismas	35
1.5.2.2.—Playas actuales	35
1.5.2.3.—Campos de dunas	36
1.5.2.4.—Coluviones	36
1.5.2.5.—Depósitos aluviales y fondos devaguada	36
1.5.2.6.—Indiferenciado	37
2.—TECTONICA	39
2.1.—DESCRIPCION GEOESTRUCTURAL DE LA HOJA	39
2.2.—FASES DE DEFORMACION	42
2.2.1.—Fases de deformación prehercínicas	42
2.2.2.—Primera fase de deformación hercínica	43

4.—HISTORIA GEOLOGICA	75
5.—GEOLOGIA ECONOMICA	79
5.1.—MINERIA, YACIMIENTOS E INDICIOS	79
5.2.—CANTERAS	84
5.3.—HIDROGEOLOGIA	88
5.3.1.—Terrenos precámbricos y paleozoicos y rocas ígneas	88
5.3.2.—Terrenos terciarios y cuaternarios	88
6.—BIBLIOGRAFIA	91

0.—INTRODUCCION.

0.1.— SITUACION.

La Hoja 01-02/7 (Santiago de Compostela), correspondiente al Mapa de España a escala 1:200.000, se sitúa en el NO. de la Península Ibérica, abarcando gran parte de la provincia de La Coruña y el extremo nororiental de la de Pontevedra.

La morfología de la Hoja varía entre formas más o menos llanas y relieves moderadamente accidentados que no llegan a constituir sierras de importancia y cuya máxima cota sobrepasa escasamente los 700 m.

Los ríos más importantes que atraviesan la región son el Allones, Xallas, Tambre y Ulla, que desembocan en la costa occidental atlántica.

Desde un punto de vista geológico, se sitúa dentro de la Zona III de LOTZE (1945) (Zona Galaico-Castellana) o entre las Zonas IV y V de MATTE (1968) (Zona Galicia media-Tras os Montes y Galicia occidental-NO. de Portugal), o de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al. (1972) (Fig. 1).

0.2.— ANTECEDENTES.

Los primeros trabajos geológicos en el NO. de la Península fueron realizados por SCHULZ en 1832, publicando en 1834 el "Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia". Dentro de esta primera etapa de investigación, cabe citar también a BARROIS (1882) y a MACPHERSON (1886), que realizan una síntesis estratigráfica que abarca la región estudiada estableciendo las bases de la estratigrafía y a HERNANDEZ SAMPELAYO que aporta gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1942. Posteriormente CARLE (1945) presenta un mapa geotectónico del occidente de Galicia.

Más recientemente hay que citar los trabajos de LOTZE (1945, 1956) y los de PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960, 1963, 1966 y 1967) especialmente su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000 (1963) y sobre todo la "Carte geologique du Nord-Ouest de la Península Ibérique" a E. 1:500.000 publicada bajo su dirección siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del N. de Portugal celebrada en 1965.

Es a partir de 1963 y con la publicación del mapa citado anteriormente, cuando comienzan a editarse trabajos de más detalle, como son los de la Universidad de Leiden (Holanda) -que desde 1954 venía trabajando en el noroeste de la Península, bajo la dirección de SITTER (1955-1957), de ROEVER (1956-1958) y DEN TEX (1959 en adelante)- y los de MATTE y CAPDEVILA.

De estos trabajos hay que citar, por afectar más directamente al presente estudio, los de INSINGER (1961), AVE LALLEMANT (1965), DEN TEX (1965, 1966, 1978, 1980, 1981a, 1981b), GEUL, COLLEE & PILAAR (1964), WOENSDREGT (1966), WARNAARS (1967) MATTE (1968), CAPDEVILA (1969), ZUUREN (1969), ARPS (1970), MAASKANT (1970), PRIEM et al. (1970), CAPDEVILA & FLOOR (1970), RIES & SHACKLETON (1971), CAPDEVILA, CORRETGE & FLOOR (1973), CALSTEREN (1977), ANTHONIOZ & FERRAGNE (1978), MATTE & CAPDEVILA (1978), RIES (1979), ORTEGA (1980) y GIL IBARGUCHI (1982).

Por otro lado, se encuentran todos los trabajos realizados por el Instituto Geológico y Minero de España y especialmente el Plan MAGNA, los cuales aportan un importante banco de datos, tanto cartográficos, como estructurales, petrológicos, geoquímicos, etc., que han sido soporte fundamental del presente estudio.

0.3.— DEFINICION DE LOS DOMINIOS Y UNIDADES QUE COMPONEN LA HOJA Y SUS RELACIONES EN EL CONTEXTO REGIONAL.

Tanto desde un punto de vista petrológico como estructural, la Hoja

puede dividirse en tres dominios que en el presente trabajo han sido denominados "Dominio del Complejo de Ordenes", "Dominio de las Unidades de Malpica-Tuy y Santiago" y "Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental". Su distribución geográfica puede apreciarse en el Esquema Tectónico de la Hoja y en la figura 2.

El Complejo de Ordenes ocupa el NE. de la Hoja y corresponde a la prolongación noroccidental del Complejo de Ordenes (DEN TEX, 1966; Grupo del Lopolito de PARGA, 1956), que se extiende en su mayor parte al E. de la presente zona. Está compuesto, en esta región, por dos unidades, la de Bazar-Castriz y la de Betanzos-Arzua, superpuestas tectónicamente la segunda sobre la primera y formando parte, a su vez, del manto de corrimiento al que pertenece todo el Complejo de Ordenes. Dentro de los tipos de rocas que las componen existen rocas básicas y ultrabásicas que poseen relictos de haber sufrido un metamorfismo de más alto grado que el de las rocas circundantes, lo cual hace pensar en el carácter alóctono de estas unidades. La parte superior de la Unidad de Betanzos-Arzua la compone una formación metasedimentaria de gran extensión dentro del Complejo de Ordenes, denominada Esquistos de Ordenes. Por último, intruyendo este conjunto existen varios cuerpos de gabros, el más característico de los cuales es el macizo de Monte Castelo.

Se puede establecer una perfecta correlación entre estas unidades y algunas de las definidas para este mismo dominio en la Hoja a escala 1:200.000 de Lugo (GONZALEZ LODEIRO et al., 1983), colindante con esta al E. Así la Unidad Betanzos-Arzua es la prolongación occidental de la unidad con este mismo nombre en la Hoja de Lugo. La Unidad de Bazar-Castriz presenta características litológicas y de metamorfismo que la asemejan a la Unidad de la Sierra del Careón, por lo que se pueden correlacionar ambas, a pesar de la falta de continuidad cartográfica entre ambas.

El Dominio de las Unidades de Malpica-Tuy y Santiago lo constituyen zonas geográficamente separadas. La Unidad de Malpica-Tuy ha sido denominada en la bibliografía con distintos nombres. El primero corresponde al que le asignó PARGA (1956) de "Complejo Antiguo", posteriormente fue denominada "Fosa blastomilonítica" por DEN TEX & FLOOR (1967). Más recientemente fue definida como "Complejo de Noya" por NAVAL et al. (1981), HERNANDEZ URROZ & IGLESIAS (1981), DIVAR et al. (en prensa), PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN (en prensa). Por último E. ORTEGA que realiza su tesis doctoral en esta región, ha utilizado el nombre "Unidad de Malpica-Tuy" (ORTEGA & GIL IBARGUCHI, en prensa), que es utilizado en este trabajo. Aflora constituyendo una franja de anchura variable entre 4 y 9 Km. que partiendo de la región de Malpica,

al N. de la Hoja, la recorre marcando el arco de la virgación hercínica, con su parte meridional fuera de los límites de esta Hoja. Tanto desde un punto de vista litológico, como estructural, se pueden identificar tres sectores en esta unidad (Fig. 2). Un sector N. que corresponde al tramo comprendido entre Malpica y la Falla de Fervenza y caracterizado por tener unos bordes nítidos y rocas que han sufrido metamorfismo de alta presión (eclogitas, retroeclogitas, anfibolitas granatíferas y gneises félsicos). Un sector central limitado por la Falla de Fervenza y el Macizo granítico postcinemático de Caldas de Reyes (al S. de esta Hoja), con una litología no tan variada como en el sector septentrional y estructura sinformal aparentemente más simple, pero cuyo extremo oriental se complica progresivamente hacia el S. Por último el sector S. corresponde a los afloramientos existentes entre el macizo de Caldas de Reyes y Tuy, con estructura, materiales y límites menos evidentes que en los otros dos sectores. La **Unidad de Santiago** (ZUUREN, 1969; Borde externo del Complejo de Ordenes de PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN, en prensa) está representado por una banda que bordea por el O. al Complejo de Ordenes, con una anchura que oscila entre 1,5 y 5 Km

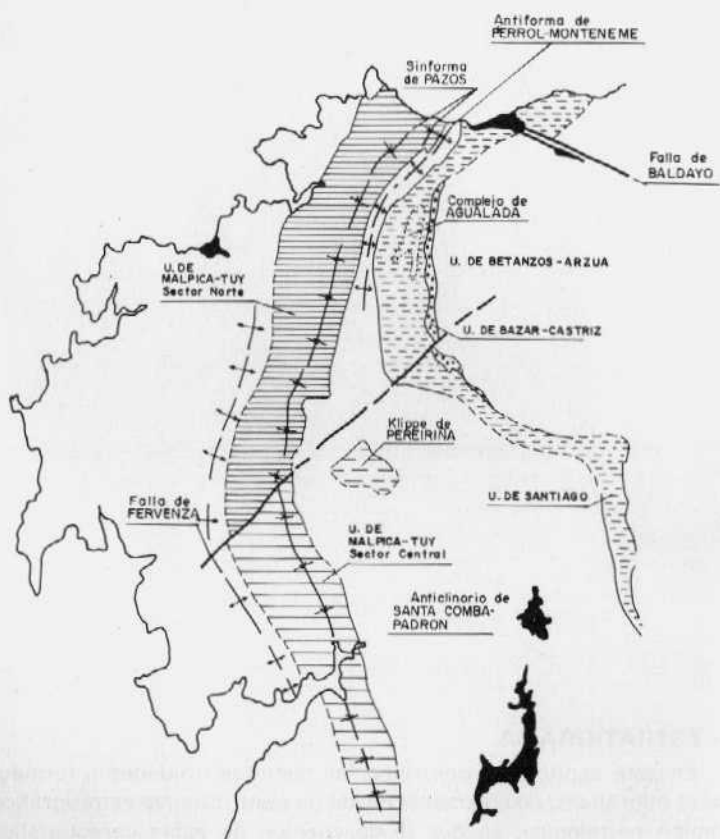
Ambas unidades se suponen klippes de un manto de corrimiento más o menos complejo.

La correlación establecida entre estas unidades se basa en criterios litológicos, metamórficos y estructurales. Desde un punto de vista litológico, existen en ambas unidades, como materiales dominantes, metasedimentos con metablastos de plagioclasa y gneises félsicos con intercalaciones de rocas básicas con metamorfismo de alto grado (éclogitas, retroeclogitas y anfibolitas granatíferas). Las similitudes metamórficas, son precisamente las que se acaban de mencionar, es decir, la presencia de rocas catazonales. Por último las estructuras de Fase 3 que pliegan a este conjunto litoestratigráfico, hacen coincidir estas unidades con los flancos de una antifforma cuyo núcleo lo ocupan materiales del Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental, el cual es el substrato de ambas unidades.

Hay una zona de la Unidad de Santiago que posee características litológicas que difieren de las que se acaban de mencionar. Es la zona del "Complejo de Agualada" (ARPS et al., 1977) en la parte N. de la unidad (Fig. 2). En ésta, afloran una cantidad "anormal" de rocas básicas. Resulta muy difícil, en estos momentos, determinar con seguridad si esta zona corresponde a otra unidad individualizable de las anteriores, que quizá pudiese ser correlacionable con la Unidad de Villa de Cruces de la Hoja de Lugo (GONZALEZ LODEIRO et al., 1983), o por el contrario si es correcta su inclusión en la Unidad de Santiago. En esta segunda solución

hay que suponer que existen variaciones litológicas, por otro lado lógicas, dentro del manto de corrimiento del que proceden ambas unidades, o incluso la posibilidad de que éstas correspondan a mantos distintos, aunque provenientes de posiciones geoestructurales próximas. La falta de datos inclina hacia la hipótesis más conservadora. A su vez ambas unidades son correlacionables, probablemente, con las unidades de Lalin y Forcarey, que afloran en la citada Hoja de Lugo. La falta en éstas, de rocas de alto grado (eclogitas, retroeclogitas, anfibolitas, granatíferas y gneises félsicos), no es obstáculo para esta correlación, ya que la parte S. de la Unidad de Malpica-Tuy dentro de la Hoja presente (Sector central de esta unidad), tampoco poseen estas rocas e igualmente la parte meridional de la Unidad de Santiago.

El tercer dominio denominado "**Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental**", corresponden aproximadamente con el definido por PARGA (1960) como "Grupo Lage" y posteriormente (1966), como "Migmatitas y granitos de Lage". Está compuesto fundamentalmente por una serie metasedimentaria más o menos migmatizada y por ortogneises glandulares de dos micas, más o menos migmatizados. Estructuralmente ocupa la parte inferior de todo el conjunto de la Hoja y supuesto el carácter alóctono de los otros dos dominios, representaría el autóctono de éstos. Este dominio se prolonga hacia el S. y SE. de Galicia llegando a alcanzar la frontera norportuguesa, ocupando una importante extensión superficial. Corresponde al dominio metamórfico más importante del SO. de Galicia.



LEYENDA



-  Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental
-  Depresiones rellenas por sedimentos recientes

Fig. 2.- PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES DE LA HOJA

1.—ESTRATIGRAFIA.

En este capítulo se describen las distintas unidades o formaciones litoestratigráficas, no solamente desde un punto de vista estratigráfico sino también petrológico, ya que la descripción de estas características es imprescindible para la individualización, de las series metamórficas. En el capítulo de Petrología, estas series son tratadas únicamente dentro del enfoque global de la historia metamórfica de la región.

1.1.—DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA CENTRAL Y OCCIDENTAL.

1.1.1.—Esquistos micáceos, grafitosos y cuarcíticos (PC-Deq)

Esta unidad se encuentra constituida por un conjunto de rocas metasedimentarias que se encuentran en contacto con materiales de naturaleza similar pertenecientes a la Unidad de Malpica-Tuy, de las que se diferencian fundamentalmente por tener un menor contenido de albita, alternancia con niveles cuarcíticos en los que se conservan restos de laminaciones sedimentarias y por encontrarse afectados por procesos de migmatización más o menos intensos.

Respecto a la edad de estos materiales, resulta difícilmente precisable, al carecer de datos paleontológicos. Únicamente se puede establecer un margen de edad cuyos extremos serían el Precámbrico, y el Devónico. Sin embargo, las características litológicas inclinan a pensar en una posible correlación con materiales que en regiones gallegas más orientales y del N. de Portugal han sido datadas como silúricas. La falta de una certeza total inclina a adoptar esta opción laxa, ya que además cabría la posibilidad de la existencia de materiales de edad inferior o superior al Silúrico, cuya determinación es aún más problemática.

Los tipos petrológicos más importantes son esquistos micáceos, cuarzo-esquistos anfibólicos, anfibolitas, rocas calcosilicatadas, esquistos grafitosos y lilitas. En su conjunto se puede considerar esta unidad como la representación bajo distintos grados de metamorfismo de series pelíticas grauváquicas con intercalaciones subordinadas de otros tipos metasedimentarios.

Estos materiales, en las áreas catazonales se encuentran afectados por procesos de migmatización que llegan a ser muy intensos y en ocasiones están entremezclados íntimamente con granitoides anatócticos, resultando en estos casos, problemática su delimitación cartográfica.

La mineralogía básica principal de las rocas esquistosas, se compone de cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita. A esta mineralogía, en función de la composición inicial y del grado metamórfico, se le pueden añadir según los casos, granate, estaurólita, andalucita, sillimanita y cordierita.

Entre los minerales accesorios más frecuentes se encuentran apatito, circón, opacos, turmalina y rutilo. Con carácter secundario pueden aparecer clorita, sericita y epidota.

En los tipos migmatizados, el feldespato potásico entra a formar parte de la mineralogía, pudiéndose llegar a la desaparición de la moscovita primaria y reapareciendo este mineral con carácter tardío.

Las texturas de los esquistos no migmatizados son, fundamentalmente, lepidogranoblásticas bandeadas. Conforme avanza el grado de migmatización, las estructuras se van borrando progresivamente, pasando a tipos embrechíticos y nebulíticos que prácticamente se pueden considerar granitoides inhomogéneos autóctonos.

Por aumento de la cantidad de plagioclasa y la consiguiente disminución relativa de la proporción de minerales micáceos se pasa gradualmente a los paragneises, reflejándose estos cambios bajo el punto de vista textural en un aumento del carácter granoblástico.

Las rocas calcosilicatadas, cuarcitas anfibólicas y gneises anfibólicos, se presentan como lentejones y pequeñas bandas intercaladas en los esquistos, y sus paragénesis son bastante variables. Entre los minerales

principales pueden aparecer, cuarzo, plagioclasa, hornblenda verde, biotita, granate y diópsido, y como minerales accesorios circón, apatito, esfena, allanita y opacos. Los minerales secundarios más frecuentes son, clorita, clinozoisita y opacos.

El metamorfismo regional que ha afectado a estos materiales es de carácter plurifacial y polifásico y con sus interacciones determina las diversas asociaciones paragenéticas existentes, las diferentes relaciones mineralógicas y el desarrollo de la migmatización.

La complejidad del metamorfismo regional se ve incrementada por la superposición de los efectos de contactos asociados a la intrusión de los granitos hercínicos, que dado su prolongado período de intrusión, no siempre resultan fácilmente distinguibles de algunos de los fenómenos regionales.

Según GIL IBARGUCHI (1982), la primera etapa del metamorfismo diferencian fundamentalmente por tener un menor contenido de albita, las anfibolitas almandínicas y determina la generación de estaurolita y granate en las composiciones litológicas apropiadas. En los niveles catazonales se llegaría a la desestabilización de la moscovita y génesis de movilizados migmáticos.

La segunda etapa, de presión inferior, reajustaría la composición de los granates, desestabilizaría la estaurolita y produciría neoformación de andalucita. En rocas de niveles más profundos se alcanzarían condiciones de desestabilización de biotita en presencia de silicatos de aluminio y paralelamente se generarían grandes volúmenes de granitoides autóctonos como resultado del auge de los procesos anatécnicos, que en estos niveles ya habrían alcanzado proporciones considerables en la primera etapa:

Posteriormente, durante el descenso de la intensidad metamórfica se producen una serie de retrogradaciones, como son la moscovitización de los silicatos de aluminio, cloritizaciones y moscovitizaciones de los minerales ferromagnesianos y sericitización de la plagioclasa.

Con respecto a las relaciones existentes entre el metamorfismo y la deformación, generalmente el granate y la estaurolita aparecen rodeados por la esquistosidad principal, evidenciándose para ellos un origen previo o precoz a la fase tectónica generadora de esta esquistosidad (presumiblemente la S_2).

Para la andalucita, en ocasiones se observan relaciones que indicarán una blastesis posterior, bien en momentos de la interfase o contemporáneamente al plegamiento de la esquistosidad.

La sillimanita en las rocas de grado medio se desarrolla previa y simultáneamente a la fase de crenulación. En niveles catazonales y condiciones migmatíticas, este mineral permanece estable durante el

desarrollo de la migmatización, que borra las estructuras de esquistosidad y crenulación previas.

Los minerales micáceos que se encuentran fundamentalmente formando parte de las bandas que definen la esquistosidad plegada, están polygonizadas, indicando la existencia de condiciones favorables para su recrystalización con carácter bastante tardío.

Las condiciones de migmatización se han debido prolongar hasta etapas bastantes tardías, ya que la escasa deformación apreciable en los neosomas de muchas rocas migmatíticas indica que las condiciones de enfriamiento y recrystalización se han extendido probablemente hasta etapas posteriores a la fase de crenulación (Fase 3). Estas observaciones coinciden con las de GIL IBARGUCHI (1982) en la zona de Mugia y de ARPS (1970) que ponen de manifiesto que la influencia de la fase deformativa por él considerada como F2 es muy débil sobre las migmatitas, siendo difícil discriminar entre sus efectos y las estructuras resultantes de la movilización.

A parte de esta serie de blastesis y deformaciones asociables a los procesos metamórficos regionales, en áreas próximas a las intrusiones graníticas hercínicas, se pueden producir neoformaciones de algunos de los minerales que también son originados en los procesos regionales, como andalucita y cordierita, así como otra serie de transformaciones y recrystalizaciones de orden menor.

1.2.—DOMINIO DE LAS UNIDADES DE MALPICA-TUY Y DE SANTIAGO.

Este dominio está constituido por dos unidades que se han podido correlacionar no sólo en base a las indudables similitudes litológicas y de metamorfismo que poseen, sino también estructuralmente (ver apartado 0.3 y 2.1 de esta Memoria).

Para la descripción de los materiales que constituyen este dominio pueden distinguirse tres grupos (Fig. 2):

- Materiales que afloran en la Unidad de Santiago.
- Materiales del Sector N. de la Unidad de Malpica-Tuy (entre Malpica y la Falla de Fervenza).
- Materiales que pertenecen al Sector central de la Unidad de Malpica-Tuy (desde la Falla de Fervenza hasta el borde meridional de la Hoja).

Materiales de la Unidad de Santiago.

Corresponden a esta unidad diferentes tipos de metasedimentos, principalmente esquistos y paragneises con metablastos de plagioclase, que proceden de una serie sedimentaria semipelítico-grauváquica. Son los mismos metasedimentos que aparecen en los dos sectores de la Unidad de

Malpica-Tuy y que fueron agrupados dentro del "Conjunto Litológico Envolvente" por HERNANDEZ URROZ & IGLESIAS (1981).

Afloran además gneises félsicos con intercalaciones de retroclogitas. Estos gneises vuelven a encontrarse en el Sector N. de la otra unidad, y corresponderían a parte de los que HERNANDEZ URROZ & IGLESIAS (1981) englobaron dentro del "Conjunto central eclogítico-leptínico".

Por último, existen también importantes afloramientos constituidos por rocas básicas, principalmente anfibolitas.

Materiales del Sector N. de la Unidad de Malpica-Tuy.

Este tramo es el de mayor complicación dentro de todo el dominio, tanto desde el punto de vista estructural como litológico, siendo precisamente aquí donde los anteriores autores diferenciaron los dos conjuntos citados.

La mayor extensión de afloramientos la ocupan los metasedimentos con metablastos de plagioclasa, equivalente a los de la Unidad de Santiago y los ortogneises biotíticos.

Los esquistos y paragneises presentan intercalaciones de cuarcitas, paranfibolitas y rocas de silicatos cálcicos, y los ortogneises biotíticos tienen facies con cuarzos azules.

Existen otros ortogneises cuya característica principal reside en presencia de anfíbol y que vuelven a aparecer en el Sector Central de esta misma unidad.

Afloran también los gneises félsicos con retroeclogitas, iguales a los ya citados, siendo la única diferencia apreciable con los anteriores el presentar intercalaciones de esquistos cuarcíticos y metablásticos.

Pueden aparecer diques de ortoanfíbolitas en los metasedimentos, en los ortogneises biotíticos y en los gneises félsicos.

Por encima de todo lo anterior, y apoyándose sobre los gneises félsicos se encuentra al N. del sector, el Sinforme de Pazos (ALONSO & GONZALEZ, 1982a), cuya base la constituye un nivel de anfíbolitas de gran continuidad y cuyo núcleo corresponde a un conjunto de esquistos y gneises plagioclásicos claramente diferenciables de los anteriores por tener una matriz fundamentalmente pelítica.

Materiales del Sector Central de la Unidad de Malpica-Tuy.

Este tramo presenta menor diversidad que el anterior, siendo básicamente los materiales que lo constituyen los esquistos y paragneises metablásticos ya citados y los ortogneises biotíticos y ortogneises con anfíbol. Estos últimos se cierran en la parte N. del sector, mientras que los biotíticos continúan su afloramiento hacia el S.

1.2.1.—Esquistos y paragneises metablásticos, con paranfibolitas intercaladas (PC-De ζ)

Se denomina así a la secuencia de metasedimentos que presentan mayor desarrollo dentro de este dominio, y que proceden de una serie sedimentaria semipelítico-grauváquica, que alcanzó el grado medio durante el metamorfismo hercínico. Dentro de la Unidad de Malpica-Tuy suelen aparecer intercalados con los ortogneises biotíticos.

Como materiales más característicos de esta secuencia, están los metasedimentos con metablastos de plagioclasa, similares a los que posteriormente se describirán dentro del Grupo de Cean-Razo, pero que presentan aquí una matriz fundamentalmente cuarzo-feldespática y muchas facies tienen aspecto metagrauváquico. Los metablastos se disponen de forma irregular, definiendo un bandeoado composicional estando presentes en casi toda la serie pero con distinta abundancia. Su origen metamórfico es evidente y su presencia ha sido interpretada (FLOOR, 1966; ARPS, 1970) como consecuencia de un metasomatismo rico en sodio, relacionado con los magmas de quimismo peralcalino presentes en la Unidad de Malpica-Tuy, aunque el bandeoado parece sugerir mejor una característica primaria de origen sedimentario (ALONSO & GONZALEZ, 1982a y b; ORTEGA 1980).

Intercaladas con los metasedimentos metablásticos dominantes aparecen ocasionalmente niveles de paranfibolitas, micaesquistos, metacuarcitas y rocas de silicatos cálcicos.

En el tercio superior de la serie aparecen unos niveles de esquistos carbonosos poco recrystalizados e intercalados con bancos grauváquicos, que constituyen el único nivel guía a escala cartográfica, pudiéndose seguir desde la costa, al E. de Malpica hacia el interior a lo largo de varios kilómetros.

En estas capas se han encontrado además criterios estratigráficos de polaridad (granoclasificación), aunque su carácter local no permite extraer conclusiones definitivas respecto a la cronología relativa de los diferentes niveles metasedimentarios.

La paragénesis más frecuente para los esquistos metablásticos está compuesta por cuarzo, feldespato, albita, biotita, clorita y fengita. Como accesorios aparecen granate y apatito.

En la parte meridional puede aparecer también como mineralogía más común de los metasedimentos la integrada por cuarzo, moscovita, biotita, andalucita, sillimanita, granate, con opacos, turmalina y a veces circón y monacita como accesorios.

La distinción entre esquistos y paragneises se basa en el contenido relativo de plagioclasa y biotita, que es mayor en estos últimos.

Un rasgo peculiar en estas rocas es la tendencia de la plagioclasa a presentarse como metablastos de albita-oligoclasa poiquilíticos, plagados

de gotas de cuarzo, a veces con microtexturas mirmequíticas, laminillas de micas y granates relictos variablemente reabsorbidos, con texturas en atolón y transformándose a una biotita verdosa. Los tipos albiticos parecen restringirse a la proximidad de los cuerpos de gneises peralcalino (FLOOR, 1966; ARPS, 1970), aunque según se ha comentado anteriormente faltaría una relación más directa entre estas rocas para poderlo confirmar. La albita reemplaza a la oligoclasa, proceso que va acompañado por la reabsorción total de las gotas de cuarzo.

Los granates pequeños, anubarrados y frecuentemente incluidos en los metablastos de plagioclasa han sido interpretados como pruebas de un metamorfismo pre-hercínico (ARPS, 1970).

Tanto los esquistos como los paragneises muestran frecuente alteración hidrotermal, más abundante en la proximidad a los límites de la Unidad de Malpica-Tuy y en relación con una fase de fracturación tardía, produciéndose reemplazamientos por feldespato potásico, cloritización de la biotita y rellenos de fisuras por ambos minerales.

ARPS (1970, 1981) ha descrito los lentejones de cuarcitas, las parafibolitas y las rocas de silicatos cálcicos en la zona de Noya. Las meta-cuarcitas son tipos muy puros con cantidades variables de moscovita y a veces feldespato potásico. Las anfíbolitas a las que se atribuye origen paraderivado, presentan cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita, granate y antracita. Los lentejones de silicatos cálcicos contienen por su parte, cuarzo, plagioclasa, diópsido, hornblenda, granate y escasa biotita.

1.2.2.—Ortoanfíbolitas. (ΞA_2)

Son rocas masivas de grano fino o medio y color verde oscuro (pardo o pardo-anaranjado por alteración) que aparecen formando lentejones o "boudins" concordantes con la foliación regional, o bien con morfología de diques cuando así lo permiten la intensidad de la deformación y las condiciones de afloramiento.

Las texturas varían desde nematoblásticas, debidas a la orientación del anfíbol, hasta granoblásticas y blastopórfidicas. A veces se superponen microzallas postmetamórficas acompañadas de cataclasis y deformación de la S_2 .

Estas rocas atraviesan los materiales de la Unidad de Malpica-Tuy, con la excepción de los ortogneises peralcalinos (DEN TEX & FLOOR, 1967).

La paragénesis corriente es de hornblenda, que puede llegar a ser el único mineral esencial, y plagioclasa (oligoclasa-andesina) frecuentemente saussuritizada y a veces como fenocristales relictos. En menores proporciones se encuentra biotita y esporádicamente granate. Son corrientes la esfena y los opacos accesorios.

Las anfibolitas muestran una alteración hidrotermal tardía con desarrollo de venillas de adularia \pm clorita \pm calcita \pm clinozoisita. La feldespaticización produce también el reemplazamiento de las plagioclasas.

El origen de las anfibolitas no está aún del todo clara, puesto que si bien para HERNANDEZ URROZ Y IGLESIAS, (1981) no parecen proceder en caso alguno de primitivas eclogitas, para ORTEGA Y GIL IBARGUCHI (en prensa), las afinidades químicas entre ambos tipos de rocas, sugieren un origen común.

1.2.3.—Esquistos cuarcíticos y metablásticos (PC-Dq)

Aparecen intercalados entre los gneises félsicos en el extremo septentrional del Sector N. de la Unidad de Malpica-Tuy, pero hacia el S. del tramo llegan a constituir un nivel cartográfico continuo.

Se trata de esquistos muy cuarcíticos, homogéneos, de grano medio a fino, y fuertemente foliados en los que ligeras diferencias de contenido en minerales micaceos permiten apreciar la estratificación.

Suelen estar muy alterados, adquiriendo entonces tonalidades grises y pardo-amarillentas, siendo en ocasiones muy difícil diferenciarlos de los gneises félsicos de grano-fino.

En menor proporción que los esquistos cuarcíticos, pueden aparecer también materiales más pelíticos, a veces con metablastos de albita y con un aspecto de campo similar a los del Grupo de Cean-Razo, aunque en estos materiales nunca se ha detectado la presencia de cloritoide ó distema.

Mineralógicamente los esquistos cuarcíticos están compuestos por cuarzo, plagioclasa, fengita, biotita, granate y rutilo.

1.2.4.—Gneises félsicos con intercalaciones de eclogitas, retroeclogitas y anfibolitas granatíferas.

Se trata de un conjunto litológico constituido en su mayor parte por gneises leptiniticos de textura blastomilonítica a los que se asocian lentillas y cuerpos mayores de eclogitas variablemente retrogradadas a anfibolitas y que se localiza en el sector N. de la Unidad de Malpica-Tuy y en la Unidad de Santiago.

Según HERNANDEZ URROZ & IGLESIAS (1981), estos materiales formaban parte, junto con los ortogneises con cuarzos azules, de lo que denominaron "Conjunto central eclogítico-leptínico", en el que la presencia de paragneises catazonales y la posición estructural por encima del "Conjunto litológico envolvente" (metasedimentos con metablastos y ortogneises biotíticos) determina una fuerte inversión metamórfica con discontinuidad, lo que llevó a pensar que dicho conjunto eclogítico-granulítico constituía una nueva unidad tectónica dentro del "Complejo de Noya" (Unidad de Malpica-Tuy) en la que estaban representados rocas polimetamórficas.

1.2.4.1— Gneises félsicos (PC-D₂)

Son rocas de grano generalmente fino de color gris claro (tonos pardo-amarillentos por alteración) con una fuerte estructura planar o planolinear y textura blastomilonítica, debidas a la orogenia hercínica y a la fuerte recrystalización subsiguiente. En el campo aparecen inmediatamente debajo de la banda anfíbolítica del Grupo de Cean-Razo.

Estos gneises pueden confundirse fácilmente con otros tipos de la unidad y sólo algunos rasgos mineralógicos permiten distinguirlos. En algunas zonas la estrecha relación espacial que tienen con las eclogitas sirve también como rasgo que permite su caracterización.

La procedencia de estos gneises puede ser interpretada de forma diferente. Así, mientras que su homogeneidad a escala de afloramiento y la presencia de estructuras locales tipo "schlieren" o enclaves xenolíticos para-derivados, llevan a pensar en un origen ígneo probablemente plutónico, la existencia de un bandeo composicional definido por la abundancia relativa de minerales micáceos (que en algunos afloramientos parece sedimentario) junto con la frecuencia con que estas rocas parecen interdigitarse con metasedimentos, sugieren un origen volcánico (tobas riolíticas) para estos materiales, ya apuntado por ALONSO & GONZALEZ (1982a y b) y ORTEGA & GIL IBARGUCHI (en prensa).

De cualquier forma, los datos analíticos actuales no permiten precisar ninguno de los dos aspectos. Únicamente debe citarse el que la relación de los gneises félsicos con materiales de quimismo peralcalino podría apoyar su conexión con un antiguo complejo subvolcánico.

Desde un punto de vista petrográfico existen dos tipos de gneises leptiniticos: a) biotítico-hornbléndicos y b) moscovíticos-biotíticos. Los primeros son rocas formadas por cuarzo, microclina, albita, zoisita, clinozoisita, hornblenda y granate. En los segundos en lugar de anfíbol hay abundantes moscovitas. Son muy abundantes los accesorios tales como allanita con núcleos isotropizados y bordes epidóticos, rutilo pasando a esfena y circón.

Los rasgos distintivos de estos materiales son la abundancia de granate y la presencia de zoisita. Rocas semejantes han sido descritas por VOGEL (1967) en Cabo Ortegá y asignadas a la facies de las granulitas hornbléndicas (WAARD, 1965).

La evolución paragenética deducida del análisis textural es compleja y podría ser para los gneises biotítico-hornbléndicos:

M 1) Cuarzo + feldespato potásico + granate \pm zoisita \pm anfíbol. Como accesorios, allanita, rutilo y circón.

M 2) Cristalización de biotita y recrystalización de feldespatos (?).

M 3) Retrogradación (clorita, cuarzo, Milonitización, saussurita, uralita). La clinozoisita puede proceder de allanita, zoisita, granate y anfíbol.

M 4) Formación póstuma de bordes epidóticos sobre la clinozoisita.

En los gneises moscovítico-biotíticos la evolución es semejante. No existe anfíbol y hay intensa recristalización de moscovita durante la etapa M2.

La paragénesis M 1 corresponde al desarrollo de una primera etapa metamórfica en facies de las granulitas hornbléndicas. La M 2 tiene lugar en condiciones de facies de las anfibolitas almandínicas y las M 3 y M 4 en facies de los esquistos verdes.

1.2.4.2.—Eclogitas, retroeclogitas y anfibolitas granatíferas.

Son rocas granoblásticas de grano fino variablemente retrogradadas a asociaciones anfibolíticas, por lo que pueden distinguirse todos los tránsitos entre eclogitas anfibolitizadas y anfibolitas tal como han puesto de manifiesto VOGEL (1967) y WEGEN (1978). Se encuentran formando cuerpos discontinuos principalmente dentro de las series félsicas.

Su aspecto de campo, quimismo y condiciones de afloramiento son muy similares a los de las ortoanfibolitas, por lo que en muchas ocasiones resulta difícil su diferenciación en el campo, diferenciándose únicamente en las paragénesis minerales. Según ARPS (1981) podría usarse como criterio de diferenciación la presencia de pequeños y numerosos granates incluidos en una masa de color verde oscuro. Sin embargo, este criterio no siempre resulta válido.

Según GIL IBARGUCHI & ORTEGA (en prensa) estas características sugieren que ambos tipos de rocas podrían haber derivado de una misma serie de diques basálticos, localmente eclogitizadas de forma irregular, estando todo el proceso probablemente controlado por variaciones locales de la presión de agua.

La paragénesis eclogítica tipomorfa la forman granate y clinopiroxeno onfacítico con rutilo, cuarzo y mica blanca en proporciones accesorias. Sobre esta asociación se superpone una anfibolitización en dos fases sucesivas:

- 1) Poiquiloblastos de anfíbol incoloro-verde pálido (barroisítico; WEGEN, 1978) que incluye, sin transformación, a los granos de granate y de rutilo. Se forman a expensas del clinopiroxeno y se les asocian a veces crecimientos de prismas de zoisita que incluyen también el granate y el rutilo. La formación de la distema, en venillas con cuarzo y mica blanca o como poiquiloblastos, es correlacionable con este episodio ya en condiciones granulíticas.
- 2) Crecimientos simplectíticos de anfíbol verde y albita en bordes de los metablastos barroisíticos y en los espacios intergranulares entre el clinopiroxeno residual y el granate. Se asocia clinozoisita y el rutilo se

transforma en esfena. El granate presenta a veces un borde quelítico de anfíbol verde (hornblenda), clinozoisita, plagioclasa y a veces flogopita.

Durante esta fase, ya en condiciones de la facies de las anfíbolitas, desaparece totalmente el clinopiroxeno.

Finalmente y con carácter local se observa una tercera fase de retrogradación con desaparición total del granate y formación de anfíbolitas de bajo grado en facies de esquistos verdes con los siguientes minerales: anfíbol verde (actinolita), clorita, clinozoisita/epidota y albita. Una actividad hidrotermal póstuma produce rellenos de fisuras y reemplazamientos por feldespato potásico.

En resumen la evolución de estas rocas parece seguir las siguientes etapas:

M₀) Granate + clinopiroxeno (onfacita). Accesorios: \pm cuarzo \pm mica blanca

M₁) Poiquiloblastos de barroisita + zoisita + distema.

M₃) Hornblenda (Fe) + albita + cuarzo + esfena \pm flogopita.

M₄) Actinolita + albita + clorita + cuarzo/epidota

Finalmente con un carácter probablemente hidrotermal aparece feldespato potásico.

WEGEN (1978) realiza un tratamiento geoquímico de estas rocas demostrando su procedencia ortoderivada y su afinidad mayoritariamente toleítica aunque haya casos de tendencia alcalina. Asimismo, este autor concluye en base a las composiciones del granate, que estas eclogitas pertenecen al tipo C de COLEMAN (1977).

Existen datos radiométricos de estas rocas obtenidos sobre las micas blancas (paragonita y fengita) por CALSTEREN et al., (1979). Las edades varían entre los 378 y 324 m. a. siendo inferiores las deducidas por K-Ar que por Rb-Sr. Esto se puede interpretar en el sentido de que las edades abarcan desde la Fase 1 hercínica (Facies de las Anfíbolitas en el conjunto leptinitico, M₃) hasta la Fase 2 (Facies Esquistos Verdes, M₄).

El retrometamorfismo, especialmente intenso en los bordes de los cuerpos eclogíticos, da lugar a paragénesis constituídas por actinolita, clorita, clinozoisita/epidota y albita.

1.2.5.—Grupo de Cean-Razo.

Superpuestos al resto de las rocas que afloran en la Unidad de Malpica-Tuy, se encuentran los esquistos y anfíbolitas que constituyen el Grupo de Cean-Razo y que definen el Sinforme de Pazos (ALONSO & GONZALEZ, 1982a).

En la base del grupo aparece siempre un nivel continuo de anfibolitas. **-Anfibolitas de Cean Razo-**, que se apoya sobre los gneises félsicos, mientras que el núcleo de la sinforma esta compuesto mayoritariamente por esquistos **-Esquistos de Cean-Razo-**.

1.2.5.1.— Anfibolitas de Cean-Razo (PC-D₃A)

Se trata de unas rocas de color verde oscuro (pardo rojizo por alteración), de grano fino a medio y con textura intensamente foliada, que constituyen un nivel prácticamente continuo situadas entre los gneises félsicos y los micaesquistos del núcleo de la sinforma. Presentan algunas intercalaciones pelíticas muy irregularmente distribuidas.

Su indudable carácter estratiforme junto a sus características petrográficas sugieren, de acuerdo con ARPS (1981), intercalaciones tobáceas básicas en la serie metasedimentaria.

Mineralógicamente están constituidas por anfibol, plagioclasa, epidota y granate, llegando este último a desarrollar grandes porfiroblastos. Como accesorios aparecen cuarzo, biotita, mica blanca, rutilo, esfena, apatito y clorita.

1.2.5.2.— Esquistos de Cean-Razo (PC-D₃)

Los materiales que afloran en el núcleo de la sinforma están constituidos principalmente por esquistos y esquistos albiticos con delgadas intercalaciones de esquistos anfibólicos, algunos lentejones carbonatados y niveles cuarcíticos.

La diferenciación en campo entre estos metasedimentos y los esquistos y paragneises metablásticos, ya descritos, es relativamente fácil, puesto que mientras los primeros poseen una matriz cuarzo feldespática, estos la tienen fundamentalmente pelítica.

Los cristales de albita, que no son originales de la serie sedimentaria puesto que son blastos, sí que parecen corresponder a alguna característica sedimentaria original, dada la distinta proporción en su contenido albitico (ALONSO & GONZALEZ, 1982a). Suelen ser más abundantes en los tramos basales, constituyendo a escala de afloramiento un bandeado definido por su abundancia relativa y que debe ser reflejo de diferencias composicionales de probable origen sedimentario.

En la mitad superior, cuando desaparecen los blastos de albita, aparecen niveles muy poco recrystalizados que alternan con niveles en los que recrystalizan grandes láminas de micas, que confieren a la roca un aspecto de campo peculiar y que por su resistencia a la erosión da lugar a crestas de cierto relieve.

En la parte inferior existen algunas intercalaciones anfibolíticas de

poco espesor y lentejones carbonatados también de escasa potencia y continuidad lateral. Se trata de niveles centímetros de calizas de color gris claro, completamente recrystalizadas en las que no se ha encontrado ningún resto fósil.

La paragénesis más común de esta secuencia está compuesta por cuarzo, plagioclasa, fengita, rutilo, biotita, cloritoide, distena y granate, ocasionalmente.

El cloritoide solo ha sido encontrado en las crestas de los esquistos recrystalizados ya mencionados. Esto permite suponer que su presencia debe estar controlada por diferencias composicionales primarias.

1.3.—DOMINIO DE COMPLEJO DE ORDENES.

Dentro del ámbito de este dominio y bajo el punto de vista estructural, se han considerado las unidades que presentan asociaciones litológicas con notables diferencias. En la unidad superior, denominada Betanzos-Arzua se integran los Esquistos de Ordenes, los macizos básicos de Monte Castelo, Oza y Barrañán y una serie de metabasitas que predominantemente se encuentran en facies anfíbolitas, aunque en ocasiones presentan vestigios de un metamorfismo en facies granulítica.

La unidad inferior, Bazar-Castriz, que se considera equivalente a la unidad de la Sierra del Careón de la Hoja a escala 1:200.000 de Lugo, se encuentra compuesta por una serie de rocas ígneas básicas y ultrabásicas metamorfizadas actualmente representadas por peridotitas, serpentinitas, piroxenitas y anfíbolitas "flaser".

1.3.1.—Unidad de Bazar-Castriz.

1.3.1.1.—Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas (Σ_{90})

Los afloramientos más importantes de este tipo de rocas se sitúan en la banda de rocas básicas del borde occidental del Complejo de Ordenes; aunque también existen otros pequeños afloramientos dispersos, que carecen de entidad cartográfica.

Los contactos de estos cuerpos ultramáficos con las rocas encajantes son, por lo general, difícilmente observables, pero en las ocasiones en que resultan claramente visibles, son de carácter mecánico.

Los tipos litológicos que se presentan en estos macizos son wehrilitas, que es la variedad más frecuente, lherzolitas, peridotitas anfíbólicas y piroxenitas (clinopiroxenitas y websteritas). Estos tipos ultramáficos, por aumento del contenido de plagioclasa pasan a peridotitas feldespáticas.

La mineralogía inicial de estas rocas se compone, fundamentalmente, de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, espinela, anfíbol pargasítico y

plagioclasa, minerales que por variación en sus proporciones definen el aspecto petrológico mencionado previamente.

La transformación secundaria de estas rocas ultramáficas es por lo general bastante intensa, siendo frecuente el tránsito a rocas serpentiniticas por neoformación de serpentina, clorita, anfíbol, talco, carbonatos y zoisita.

Las texturas que presentan son ampliamente variables, dependiendo de la textura original y de la transformación y el grado de deformación a que hayan estado sometidas. Así se observan texturas granudas masivas con diferente tamaño de grano, cataclásticas, porfidoclásticas y afieltradas en las rocas serpentiniticas.

Con el tipo de quimismo de estas rocas (alto contenido en Ca y Al), asociación de tipos petrológicos y composición y desmezclas de los piroxenos, WARNNARS (1967), deduce que estos macizos no son identificables con asociaciones peridotíticas de tipo alpino, sino que se trata de rocas ultramáficas de alta temperatura relacionadas con un complejo estratiforme.

Según este mismo autor la intrusión el magma básico-ultrabásico se produjo en una etapa de metamorfismo granulítico. Posteriormente aumentó la relación presión-temperatura, produciéndose una serie de reajustes que se reflejan en la formación de coronas de espinela-piroxeno en los contactos entre olivino y plagioclasa y en la estabilización de paragénesis y composiciones mineralógicas propias de presiones elevadas. A continuación, estas rocas sufren retrogradación y reajuste parcial a condiciones mesozonales con generación de hornblenda verde, clorita, esfena, epidota y zoisita, transformándose en peridotitas cloríticas, hornblenditas y anfíbolitas. Por último serían afectadas por una considerable serpentinitización retrometamórfica.

1.3.1.2. — Anfíbolitas y "flaser gabros" (ξA_3)

Este conjunto litológico constituye un arco que se encuentra asociado a la unidad de rocas ultramáficas descrita previamente.

La variedad más frecuente es una roca anfíbolítica de color verde oscuro y grano medio a fino, con aspecto bandeado o lineado y frecuentemente con textura "flaser".

Otros tipos anfíbolíticos representativos en esta unidad son de color verde claro, grano grueso y con parches blanquecinos constituidos por albita, zoisita y algo de epidota. La textura "flaser" de estas rocas depende del grado de deformación, y cuando no hay orientación mineral preferente, se encuentran en tránsito a epidioritas.

No obstante a pesar del predominio de las rocas mencionadas, la variación de rocas anfíbolíticas es muy grande, encontrándose entre ellas anfíbolitas granatíferas con rutilo, metagabros en facies granulita y sus equivalentes retromorfizados, anfíbolitas con epidota y clorita, anfíbolitas granatíferas y epidioritas.

La mineralogía es bastante compleja y presenta considerables variaciones según los tipos de roca, observándose también fuertes cambios en las proporciones relativas de los minerales.

Entre los minerales principales siempre se encuentran la hornblenda verde y la plagioclasa en diversos estadios de saussuritización.

Además de la hornblenda verde, entre los anfíboles se encuentran relictos de hornblenda de color castaño, hornblenda verde azulada y anfíbol incoloro.

De manera ocasional se encuentran restos de clinopiroxeno incluido en algunos anfíboles y clinopiroxeno y ortopiroxeno en los metagabros granulíticos.

En algunas rocas, también se encuentra granate, habiéndose observado ocasionalmente en este mineral texturas en atolón.

Otros minerales que se encuentran en proporciones subordinadas a accesorias son epidota, zoisita, esfena, ilmenita, rutilo, apatito, biotita, cuarzo y sulfuros.

Las texturas predominantes son de carácter granonematoblástico, observándose a veces texturas ofíticas relictas que evidencian la procedencia ígnea de estas rocas.

WARNAARS (1967), en base al quimismo y a las características petrológicas y texturales manifiesta que estas rocas presentan una clara afinidad con magmas de tipo basáltico toleítico y derivarían del metamorfismo de rocas gabroideas, en ocasiones de carácter pegmatóide.

Este mismo autor indica que estos metagabros y anfíbolitas fueron afectados al igual que las rocas ultramáficas por un metamorfismo en facies de las granulitas hornblendicas.

Posteriormente fueron sometidos a deformaciones y a un metamorfismo de alta temperatura y baja presión en condiciones hidratadas, transformándose los metagabros en anfíbolitas y anfíbolitas "flaser" y los metagabros pegmatóides en epidioritas, anfíbolitas en parches y anfíbolitas "flaser" de grano grueso.

1.3.2.—Unidad de Betanzos-Arzua.

1.3.2.1.—Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita (T) Retrogranulitas ácidas.

Dentro de este grupo se resumen litologías derivadas fundamentalmente de la transformación de rocas básicas, que se encuentran representadas en la mayoría de los casos por rocas anfibolíticas, aunque se encuentran algunas retrogranulitas de origen ácido.

Se presentan generalmente integradas en un arco que bordea a los Esquistos de Ordenes y Macizo de Monte Castelo, no obstante algunos de los afloramientos se encuentran como inclusiones en este macizo básico.

1.3.2.1.1.—Anfibolitas.

Son de color verde oscuro que pueden presentar bandeado claro por acumulación en bandas de la plagioclase. Su tamaño de grano es de medio a fino y presentan una esquistosidad muy marcada y textura granolepidoblástica, encontrándose a veces texturas ígneas relictas.

Cabría la posibilidad de que estas rocas formasen parte del cuerpo intrusivo del gabro de Monte Castelo, correspondiendo a su parte más basal deformada por su proximidad al cabalgamiento. La falta de datos concluyentes, inclina a mantener la división en dos formaciones separadas como esta hecho en las hojas geológicas a escala 1:50.000 de Carballo y Santa Comba.

La mineralogía principal se compone de anfíbol (hornblenda verde) y plagioclase, pudiendo aparecer granate según los tipos y ocasionalmente clinopiroxeno.

Los minerales accesorios más frecuentes son cuarzo, esfena, opacos, clinozoisita, epidota y rutilo, apareciendo clorita y carbonatos con carácter secundario.

El anfíbol predominante es hornblenda verde aunque quedan restos de anfíbol marrón y se observan anfíboles incoloros.

La plagioclase varía de composición entre oligoclase y andesina y puede estar parcialmente retrogradada a clinozoisita, zoisita y albita.

El clinopiroxeno generalmente presenta anfíbolitización en grado variable.

En este grupo de rocas existen algunas con afinidades plagiopirigarnitas que evidencian haber estado sometidas a un metamorfismo prehercínico en facies granulítica (ZUUREN, 1969).

También algunas de las rocas anfibolíticas con granate pueden representar plagiopirigarnitas retrogradadas, detectándose en ellas restos de anfíbol marrón.

No todas las anfibolitas habrían llegado a estar afectadas por el metamorfismo en facies granulítica, habiendo alcanzado la mayoría únicamente condiciones de anfibolitas almandínicas.

Durante el metamorfismo hercínico estas rocas sufren retrogradación parcial en facies anfibolítica transformándose en anfibolitas epidóticas. Posteriormente son reequilibradas a condiciones de esquistos verdes con transformación de plagioclasa o albita y epidota y generación de clorita y anfíbol incoloro.

1.3.2.1.2.—Retrogranulitas ácidas.

Se presentan como inclusiones en el Macizo de Monte Castelo, constituyendo afloramientos de dimensiones reducidas y litológicamente se encuentran representadas por gneises bandeados de carácter esquistoso.

Su mineralogía incluye cuarzo, plagioclasa biotita y granate, apareciendo en algunas ocasiones cordierita, sillimanita, ortopiroxeno, distena y espinela.

Entre los minerales accesorios se puede encontrar rutilo, opacos, circón, zoisita y anfíbol.

Las texturas son de tipo granolepidoblástico.

La paragénesis de estas rocas evidencia un metamorfismo en facies granulita, aunque no se puede descartar que parte de las paragénesis de alta temperatura se encuentren en relación con efectos térmicos de los magmas básicos.

Según WARNAARS (1967), la distena de los xenolitos era previa a la corneanización, pero su no total desestabilización e incluso la cristalización de distena que se produce según este autor, indicaría que el metamorfismo térmico sobrepuesto por los gabros se produjo a presión superior a la de las corneanas piroxénicas.

En toda esta serie de materiales se observa en general una esquistosidad principal afectada por pliegues de una fase posterior.

1.3.2.2.—Esquistos de Ordenes. Esquistos, metagrauwacas y paragneises. (PC-Oe)

Este conjunto litológico se encuentra constituido, fundamentalmente, por una serie de esquistos micáceos y cuarzofeldespáticos y gneises plagioclásicos, que representan una serie original predominantemente pelítico-grauváquico de origen flyschoid.

La potencia estimada para esta serie es de al menos 2.000 m. y de acuerdo con GONZALEZ LODEIRO et al., (1983) es probable su datación como Cámbrico-Ordovícico. No obstante, teniendo en cuenta las opiniones

de otros autores de asignarles edades más antiguas (DEN TEX, 1966), nos hemos inclinado finalmente por atribuirles el margen cronoestratigráfico más amplio de Precámbrico-Ordovícico.

La distinción de los tipos petrológicos predominantes, esquistos y gneises, se realiza en función de la abundancia de plagioclasa, si bien los gneises también se caracterizan, en general, por un mayor grado de cristalinidad y un mayor predominio de la biotita sobre la moscovita.

Los esquistos, se encuentran constituidos por una alternancia de lechos cuarzosos granoblásticos y capas biotítico moscovíticas que confieren a la roca una textura lepidogranoblástica. Estas rocas presentan transiciones desde variedades filíticas muy ricas en micas a tipos esquistosos metagrauváquicos más ricos en plagioclasa. La mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, pudiendo encontrarse tipos con granate, estaurolita y andalucita. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón, opacos, epidota, allanita y turmalina, apareciendo clorita con carácter secundario.

Los gneises, tienen texturas granolepidoblásticas bandeadas, apareciendo en ocasiones plagioclasa fenoblástica. La mineralogía principal es similar en el aspecto cualitativo a la de los esquistos, y se compone de cuarzo, plagioclasa, biotita y apareciendo moscovita y granate según los tipos. En algunas zonas se encuentra sillimanita, observándose, en ocasiones, el tránsito a facies migmatíticas. También se observa en estos materiales la presencia de cordierita y sillimanita en proximidad del macizo de gabros de Oza, habiéndose atribuido el crecimiento de estos minerales a efectos de contacto. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón, opacos y allanita, encontrándose en limitados casos, anfíbol, epidota y clinozoisita.

En toda esta serie de materiales se observa, en general, una esquistosidad principal afectada por pliegues de una fase posterior.

Las observaciones texturales ponen de manifiesto que el granate y la estaurolita, así como algunos fenoblastos de plagioclasa, se encuentran rodeados por la esquistosidad principal, de lo que se deduce que su blastesis se produjo previamente a la fase de generación de esta esquistosidad. Con respecto a los minerales micáceos, se observa que la biotita se encuentra alineada según el plano de esquistosidad, mientras que la orientación de la moscovita es de carácter más deficiente.

Tanto el granate como la estaurolita se puede encontrar parcialmente re retromorfizados a biotita y a clorita, evidenciándose que el proceso metamórfico evoluciona a unas condiciones fuera del campo de estabilidad de estos materiales.

ZUUREN (1969), detecta la presencia de distena en estas rocas en una zona próxima al sector oriental de la Hoja, y por relaciones observadas en algunos casos entre distena y estaurolita indica que la génesis de este mineral se debe al desarrollo de un metamorfismo regional progresivo polifásico de presión intermedia. El metamorfismo considerado sería de edad prehercínica y vendría seguido por otra fase metamórfica mesozonal de carácter retrógrado que determinaría en los metasedimentos una problemática, nueva generación de distena.

Ya en el ciclo hercínico, según este mismo autor en la fase metamórfica principal, se produciría una recrystalización de las micas y una blastesis de determinados tipos de granates, alcanzándose condiciones de migmatización en parte de estos metasedimentos. En una fase hercínica póstuma el conjunto sufriría una retrogradación parcial a facies de esquistos verdes.

Este esquema metamórfico, puede resultar discutible en parte de sus aspectos ya que no necesariamente se ha de asociar la blastesis general de distena, granate y estaurolita a un evento prehercínico, pues durante el metamorfismo hercínico existen condiciones favorables para la formación de estos minerales en las unidades de Lalín y Forcarey y en el Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental, (MARQUINEZ y KLEIN, 1982). En este sentido, la esquistosidad principal visible en los esquistos y gneises de Ordenes posiblemente corresponde a la esquistosidad de segunda fase hercínica, pudiéndose situar la etapa de blastesis de granate, estaurolita y distena, en una etapa de metamorfismo hercínico anterior a esta fase, sin descartar la posibilidad de que algunos de estos minerales representen relictos de un metamorfismo prehercínico.

Posteriormente se desarrollaría una etapa metamórfica hercínica de más baja presión en la que se desestabilizarían, en parte, las paragénesis previas y se produciría el crecimiento de sillimanita más importante, alcanzándose condiciones de migmatización.

1.3.2.3.—Cuarcitas plagioclásicas y gneises cuarcíferos (PC-Oe)

Estas rocas constituyen pequeños afloramientos que aparecen de forma restringida en la zona SE. de la Hoja de Santa Comba. Morfológicamente producen resaltes debido a su menor alterabilidad dado su carácter silíceo.

Las variedades petrológicas integrantes de esta unidad son cuarcitas plagioclásicas con granate y gneises cuarcíferos bastante milonitizados.

Estos materiales posiblemente son equivalentes a los niveles metasamíticos intercalados en los esquistos en la vecina Hoja de Ordenes y que presentan afinidades subgrauwáquicas y grauwáquicas.

Respecto a los gneises cuarcíferos, ZUUREN (1969) describe una serie de pequeños lentejones gnéisicos retrogradados dentro de los Esquistos de

Ordenes, que se encuentran totalmente transformados a un fino agregado cuarzo sericítico en el que se distinguen manchas que parecen corresponder a pseudomorfos de granate. Estos gneises dado su carácter silíceo y su situación estratigráfica, pueden ser asimilables a los referidos en el apartado anterior, aunque en este caso, afectados por una fuerte retrogradación.

1.4.-TERCIARIO, ARCILLAS, ARCILLAS ARENOSAS Y ARENAS (T).

A lo largo y ancho de toda la superficie de la Hoja, pueden observarse únicamente dos afloramientos importantes de materiales terciarios que se localizan en sendas cuencas morfotectónicas de reducida extensión.

El primer afloramiento se encuentra situado en el NE. del mapa, en el área de Laracha, a poco más de 6 Km. de la costa y el segundo en la zona de Bertamirans, en el SE.

Algunas de las características de estas dos cuencas son lo suficientemente particulares como para tener que describirlas por separado, aunque no los sean tanto como para justificar su diferenciación en la leyenda a esta escala de trabajo.

Así, la cuenca de Laracha, que ocupa aproximadamente 1 Km² está relacionada con una falla tardía de dirección ONO.-ESE. paralela a la falla de Baldayo, que constituye el límite septentrional de esta cubeta, siendo el contacto por el Sur discordante con los materiales migmatíticos sobre los que se apoya. La removilización de esta fractura se produjo posteriormente a la deposición de los materiales, pudiéndose observar en diferentes puntos del afloramiento la variación en la dirección y en la cantidad de buzamiento de los mismos.

En la serie pueden distinguirse dos niveles de 15 a 20 m., uno arcilloso arcósico con tramos conglomeráticos y otro arenisco-arcilloso, con una potencia total por tanto superior a los 40 m.

La geometría de los estratos suele ser tabular pero a veces llega a ser bastante irregular, con frecuentes cambios laterales de facies.

El primero de los dos niveles es fundamentalmente arcilloso-arcósico con algún pequeño canto anguloso de cuarzo. Puede diferenciarse también un pequeño tramo conglomerático. El color que presenta el conjunto es ocre, haciéndose más oscuro hacia el muro.

En el segundo nivel, los materiales que los constituyen corresponden a unas areniscas arcillosas, abundando más las primeras hacia el techo, donde presentan grano medio y algún canto anguloso de cuarzo. Son característicos su tono amarillento y la presencia de diversos restos vegetales, habiéndose encontrado troncos (¿coníferas?) de hasta 1 m. de diámetro. Hacia el muro aumenta el carácter arcilloso y disminuyen los rodeados por la esquistosidad principal, de lo que se deduce que su

Según los datos correspondientes al estudio palinológico de estos depósitos, realizados por F. FONOLLA en 1978, la edad más probable es la de Mioceno—Plioceno.

Por su parte, la cuenca de Bertamirans, situada en el tercio sur-oriental de la Hoja, ocupa una extensión cercana a los 6 Km², estando gran parte de los materiales que la constituyen, enmascarados por depósitos posteriores que cubren también las fracturas a cuya reactivación se atribuye el origen de la misma.

A pesar de ser escasos los buenos afloramientos, pueden llegar a diferenciarse tres tramos, básicamente todos ellos arcillo arenosos, siendo la caolinita el principal mineral que presentan las arcillas.

En el término más bajo, puede observarse a veces una fina pasada conglomerática constituida por cantos subredondeados a redondeados englobados en una matriz areno-arcillosa mal clasificada, de color amarillento.

El tramo superior es detrítico arenoso con algunos lechos microconglomeráticos de color amarillento a rosado.

Próximo al techo de la serie observable, ésta se vuelve arcilloso-arenosa blanca a rosada, habiendo sido parcialmente explotada como tejería.

La potencia total visible es de unos 25 a 30 m., y la edad que se le supone por correlación con otras cuencas similares en áreas próximas es miocena.

1.5.—CUATERNARIO.

Está ampliamente representado por toda la superficie de la Hoja y corresponde a depósitos de muy diverso origen.

Así por un lado, se encuentran los situados sobre la antigua superficie de erosión costera o rasa litoral y las playas levantadas, considerados como pleistocenos y por otro, los depósitos aluviales y de fondo de vaguada, los coluviones, los campos de dunas y los de las marismas y playas actuales, que junto con el grupo de materiales indiferenciados, que por lo general son suelos aluviales con alto contenido en materia orgánica, se dan como holocenos.

1.5.1.—Pleistoceno.

1.5.1.1.—Playas antiguas y rasa litoral (Q₁P-RL)

Siguiendo el litoral oceánico, pueden reconocerse localmente la rasa litoral y playas levantadas, que presentan los depósitos cuaternarios más antiguos de la Hoja.

La rasa es una superficie subhorizontal levemente basculada hacia el O. que tiene un desarrollo hacia el interior variable entre los 10 y 200 m. a

una cota sobre el nivel medio actual del mar entre 10 y 60 m.

Los depósitos sobre la rasa suelen ser de bloques heterométricos y subredondeados de litología variable, en relación a su localización, pero preferentemente graníticos, granodioríticos o granitoides, que pueden llegar a alcanzar los 60 cm. de moda. Pueden encontrarse aislados, constituyendo los llamados "campos de bolos", o formando la base (con potencia inferior a 1,50 m.), de una pequeña formación detrítica costera fosilizada. En este último caso, vienen englobados por una matriz arenosa poco evolucionada. Encima, cuando existe, hay un nivel de 4 a 6 m. de arenas gruesas cuarzosas y feldespáticas, con moscovita, englobando cantos subangulosos de unos 10-15 cm. de moda, teniendo todo el conjunto un color rojizo.

Respecto a las playas levantadas, cabe únicamente indicar que tienen un reducido desarrollo debido principalmente a su exposición a mar abierto y que sólo localmente permite una gran acumulación de arenas.

1.5.1.—Holoceno.

1.5.2.1.—Marismas (Q_2M)

Existen numerosas marismas en la costa, unas directamente relacionadas con las desembocaduras de ríos y otras que se desarrollan detrás de un cordón litoral protector.

Las características de los depósitos son similares, consistiendo principalmente en limos y arenas con una mezcla de aportes fluviales, marinos y eólicos. Parcialmente pueden estar colonizados por vegetación, en cuyo caso el sedimento está enriquecido en materia orgánica.

Al estar supeditadas a la acción de las mareas que a veces llegan a inundarlas en la pleamar, su morfología puede ser algo variable.

1.5.2.2.—Playas actuales (Q_2P)

Hay un marcado contraste morfológico a lo largo de la costa, debido a la diferencia existente entre los acantilados y las pequeñas playas.

Casi todos los materiales que las constituyen son arenas depositadas por el oleaje, generalmente muy homométricos y homogranulares o heterogranulares dependiendo de su emplazamiento.

La fracción ligera presenta un predominio sobre la pesada que puede llegar a ser el 99% del total, aunque localmente esta última alcanza valores próximos al 20%. Los minerales pesados existentes son del tipo de la monacita, sillimanita y casiterita.

1.5.2.3.—Campos de dunas (Q_2D)

Aunque escasamente desarrolladas, se encuentran dunas tanto en la costa atlántica como en la cantábrica.

Las primeras, aunque no representadas en la cartografía, son bastante numerosas y se encuentran allí donde la acción eólica sobre las arenas de la playa se dejó notar más claramente formando acumulaciones de arenas finas homométricas que no sobrepasan casi nunca los 4-5 m. de altura.

Parecidas son las dunas cantábricas aunque la extensión que llegan a ocupar es bastante mayor, como se advierte claramente al Oeste de punta Cayón.

En esta zona no alcanzan los 6 m. y se encuentran fijadas por la vegetación.

1.5.2.4.—Coluviones (Q_2C)

Se encuentran agrupados bajo este epígrafe, tanto los coluviones como los canchales.

Los primeros que representan al modelado de los interfluvios de la zona recubren grandes superficies aunque con un espesor que no se estima superior a 5 ó 6 m., pudiendo llegar a estar estratificados.

Su litología está directamente relacionada con la de las rocas de las que provienen, siendo por ello generalmente materiales poligénicos (esquistos, granitos, pizarras, etc.), con cantos angulosos o subangulosos, a veces englobados en una matriz areno-arcillosa de color pardo-rojiza.

Los derrubios de ladera, con poca representación en la Hoja, se encuentran, únicamente bien caracterizados en las proximidades de Monte Neme (hoja 1:50.000 de Carballo). Son materiales monogénicos de tamaños muy variables generalmente mayores que el que presentaban los de los coluviones, siendo como aquellos angulosos a subangulosos, pero sin matriz.

1.5.2.5.—Depósitos aluviales y fondos de vaguada (Q_2Al)

Son sedimentos que salvo en las proximidades de Padrón, en el ángulo SE. alcanzan escaso desarrollo dentro de la Hoja.

Los depósitos aluviales están compuestos principalmente por arenas, limos y gravas de poco espesor procedentes de la erosión fluvial, heterométricos y heterogranulares, con los clastos de cuarzo, fragmentos de rocas, y a veces algunos minerales pesados. Son redondeados a subredondeados y con matriz arenosa o limo arcillosa. Localmente pueden existir fangos arcillosos procedentes de la erosión de metasedimentos.

En el tercio suroriental, en el área correspondiente a los ríos Ulla, Sar y algunos de sus subsidiarios, es como ya se ha dicho, donde presentan mayor extensión.

Allí, estos depósitos, junto con otros de carácter fluvio-marino, llegan a establecer una amplia llanura aluvial que se encuentra estabilizada y canalizada casi en su totalidad.

Los rellenos de fondos de vaguada, son frecuentes en arroyos y cauces secundarios de la red hidrográfica, formando acumulaciones de poco espesor de materiales poco evolucionados procedentes de áreas muy cercanas.

Ambos tipos de depósitos recubren frecuentemente en el tercio oriental de la Hoja algunas de las fracturas tardías que originan los valles rectilíneos que con dirección N-S vienen desde la parte meridional cruzan el granito de Caldas de Reyes (hoja 1:50.000 de Villagarcía de Arosa) y continúan hasta alcanzar y atravesar también el macizo de gabros de Monte Castelo (hoja 1:50.000 de Santa Comba).

1.5.2.6.—Indiferenciado (Q_2I)

Bajo este término se encuentran agrupados todos los depósitos cuaternarios que con características variadas y origen diverso no pueden asimilarse fácilmente con ninguno de los materiales descritos anteriormente.

Están bastante desarrollados y corresponden en general a suelos de alteración, grises o ácidos, compuestos por arenas que engloban cantos y fragmentos de rocas poco evolucionados y con un alto contenido en materia orgánica.

2.—TECTONICA.

Se ha dividido este capítulo en dos partes. La primera trata de describir los principales elementos geológicos y estructurales que caracterizan la Hoja y en la segunda se hace el análisis de las fases de deformación principales que han afectado a la región y de los elementos estructurales que las caracterizan.

2.1.—DESCRIPCION GEOESTRUCTURAL DE LA HOJA.

La región estudiada corresponde con las zonas más internas de la cadena, en donde la erosión alcanza niveles estructurales más profundos.

En una primera visión del mapa se reconocen varias unidades limitadas por contactos tectónicos importantes (esquema tectónico de la Hoja. Figura 2). La más occidental es la **Unidad de Malpica-Tuy**. Las características litológicas y de metamorfismo que la individualizan, parecen señalar un origen alóctono para ella. Las fallas normales que hoy la limitan en su mayor parte, aunque en algún caso cicatrizadas por rocas granitoides,

ocultan la superficie de cabalgamiento a favor de lo cual se desplazó. El efecto conjunto de fallas y cabalgamientos son también responsables de la ausencia de migmatización en las rocas que la componen.

Conviene señalar aquí la coincidencia interpretativa con los trabajos de algunos autores holandeses (DEN TEX & FLOOR, 1967; ARPS, 1970), en el carácter de falla normal del contacto entre esta unidad (que corresponde con el bloque hundido) y los materiales externos, ya que parece un modo correcto de explicar el brusco salto metamórfico. La discrepancia entre estos autores y los del presente trabajo estriba en que frente a la hipótesis autoctonista, que supone una actuación repetida en sentidos opuestos de las mismas fallas, teniendo lugar durante este proceso los fenómenos intrusivos y metamórficos que caracterizan la unidad, en este trabajo se supone que ésta, es el resto de un gran manto procedente de algún lugar al O. o NO. de Galicia (RIES & SHACKLETON, 1971), cuya traslación se realizó durante la fase 2 hercínica.

Sin embargo, hay zonas en donde la presencia de un contacto excesivamente tendido para una superficie de falla normal (40-50°), junto con el desarrollo de una banda de cizalla dúctil, hacen pensar en el carácter inverso del accidente. En estas zonas E. ORTEGA, opina que para el caso concreto del borde oriental de la unidad en la zona de la costa, el contacto corresponde con una falla inversa que afecta al cabalgamiento basal, paralelizándose a éste en la zona del flanco oriental de la sinforma de Fase 3 que constituye la unidad. Otra posibilidad es que esta zona de deformación corresponda directamente al cabalgamiento basal, no existiendo, en este caso, ni falla directa ni inversa.

En un conjunto, la Unidad de Malpica-Tuy constituye una sinforma generada durante la tercera fase de deformación. Esta fase de deformación es también responsable del desarrollo de la zona de cizalla dextra "Malpica-Vigo" (IGLESIAS & CHOUKROUNE, 1980), que corresponde prácticamente con la unidad. La forma alargada y estrecha coincide con las características geométricas de las estructuras que se generan en estas zonas de deformación. Esta sinforma recorre la Hoja de N. a S. curvándose coherentemente con la virgación hercínica. Corresponde, en general, con un pliegue bastante apretado, más al S. que al N., de plano axial subvertical y flancos bastante buzantes, localmente incluso invertidos. Su eje cabecea al N. valores medios entre 20° y 30°. Esta estructura está especialmente marcada en el Grupo de Cean-Razo, al N. de la unidad, en donde la sinforma adquiere el nombre local de **Sinforme de Pazos** (ALONSO & GONZALEZ, 1982 a) y en los alrededores de Noya donde el ortogneis biotítico realiza el cierre periclinal del pliegue.

Al E. de esta unidad y constituyendo el flanco oriental del anticlinorio de Sta. Comba-Padrón (figura 2), del cual se hablará más adelante, aflora la

Unidad de Santiago. Las similitudes litológicas y metamórficas y la supuesta continuidad geométrica, aunque no cartográfica, con la Unidad de Malpica-Tuy permite correlacionar ambas. También por el E. y ya fuera de la Hoja, ha sido correlacionada con la Unidad de Forcarey, MINNIGH (1975) y la de Lalín HILGEN (1971), en base a los mismos criterios (GONZALEZ LODEIRO et al., 1983).

Sus límites, superior e inferior, son cabalgamientos. Su afloramiento se limita prácticamente al representado dentro de la Hoja. Bordea por el O., con una anchura que oscila entre 2 y 5 Km., al Complejo de Ordenes formando parte del flanco occidental del Sinclinorio de los Esquistos de Ordenes, cuya traza axial se sitúa fuera de esta Hoja. Unos kilómetros al N. de Santiago de Compostela y muy próximo al límite E. de la Hoja, la unidad realiza una marcada inflexión, que corresponde con una antiforma cuyo eje cabecea al NE. y probablemente correlacionable, con la tercera fase de deformación.

El extremo septentrional de la unidad está fuertemente inyectado por rocas granitoides por lo que su delimitación cartográfica se hace borrosa. Son los enclaves de la unidad preservados de la granitización los que permiten, aunque de un modo aproximado, delimitarla en esta región.

El afloramiento compuesto por metasedimentos que incluyen ortogneises biotíticos y con anfíbol y que con una extensión aproximada de 20 Km² aparece en la parte central de la Hoja, ha sido interpretado como un isleño de las unidades de Malpica-Tuy y de Santiago y denominado klippe de Pereiriña (Fig. 2). La profunda transformación sufrida por gran parte de estas rocas, debido a la migmatización que afecta a toda esta zona, hace realmente problemática la observación de este supuesto. Teniendo en cuenta que este klippe corresponde con la parte basal de la unidad alóctona, estará lógicamente más afectada por el substrato migmatítico, como ocurre en el Sector Sur de la Unidad Malpica-Tuy ya fuera de la Hoja.

Inmediatamente al E. y por encima estructuralmente de la Unidad de Santiago, se sitúa el **Complejo de Ordenes** (Figura 2) el cual se subdivide en esta región en dos unidades, la **Unidad de Bazar-Castriz** y la **Unidad de Betanzos-Arzua** (GONZALEZ LODEIRO et al., 1983). Este sector del Complejo de Ordenes forma parte del flanco occidental del Sinclinorio de los Esquistos de Ordenes. La mayor representación de este complejo se halla al E. de esta región, en la hoja 1:200.000 de Lugo. Los contactos entre las unidades son también cabalgamientos y en conjunto también se interpreta como un resto perteneciente a un gran manto de corrimiento procedente del O. o NO. de Galicia (RIES & SHACKLETON, 1971).

El substrato autóctono, al menos relativo, de esta serie de mantos de corrimiento lo constituye el **Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental** (GONZALEZ LODEIRO et al., 1983), cuya mayor extensión en la

Hoja, es alcanzada en el **Anticlinorio de Santa Comba- Padrón** (Figura 2), situado entre la Unidad de Malpica-Tuy y la de Santiago. En el sector N. de esta estructura, donde es denominada **Antiforma de Perrol-Monte Neme** (ALONSO & GONZALEZ, 1982a), es relativamente sencillo situar su traza axial pues el "pasillo" que dejan las unidades alóctonas es estrecho. Sin embargo, hacia el S. el afloramiento aumenta considerablemente su anchura y esta antiforma pasa a ser una serie de pliegues constituyendo el mencionado anticlinorio.

Al aflorar en los núcleos de las antiformas, los materiales que constituyen este dominio presentan un alto grado metamórfico, alcanzando en muchos casos la migmatización. Este hecho parece favorecido por un juego de fallas normales que elevan esta región con respecto a sus bordes. El alto grado metamórfico dificulta e incluso llega a imposibilitar la caracterización con más detalles de sus macroestructuras.

La otra gran estructura reconocida en esta región corresponde a una antiforma que realiza el ortogneis glandular de dos micas en un afloramiento inmediatamente al O. de la Unidad de Malpica-Tuy. Se puede seguir esta estructura a lo largo de todo el afloramiento, alcanzando la misma más de 50 Km.

Este dominio es el utilizado predominantemente por los granitoides sincinemáticos para su emplazamiento, consecuencia lógica de corresponder con el nivel estructural más profundo de la región y por tanto más fácilmente alcanzable por las intrusiones graníticas.

Por último hay que citar como accidente tardihercínico más impc. tante a la **Falla de Fervenza** (Fig. 2). Es una falla directa de más de 30 Km. de recorrido que separa los sectores Norte y Central de la Unidad de Malpica-Tuy. Su trazado delimita el afloramiento de los gneises félsicos, lo que supone que su actuación, hundiendo el bloque N., afecta directamente al cierre sinclinal de esta formación.

2.2.—FASES DE DEFORMACION.

2.2.1.—Fases de deformación prehercínicas.

La existencia de fases de deformación prehercínicas, hasta el momento, es objeto de discusión. Algunos autores que han trabajado en esta región o en zonas próximas de geología similar (ARPS, 1970; ARPS et al., 1977; ZUUREN, 1969; ARPS, 1981; KUIJPER, 1981) han definido varias fases de deformación anteriores a la primera generalizada, que en este trabajo y, en general, en la bibliografía regional se denomina primera fase de deformación hercínica o Fase 1 (MATTE, 1968; MARCOS, 1973; MARTINEZ CATALAN, 1981; ORTEGA, 1980; MARQUINEZ, 1981; GONZALEZ LODEIRO et al., 1983; BASTIDA et al., en prensa).

No cabe duda que los eventos metamórficos de alto grado (facies eclogita y facies granulita) de los complejos catazonales se escapan del esquema metamórfico hercínico tradicional. Esto hace pensar en la existencia de una o más fases de deformación asociadas a estos procesos. Sin embargo los posibles relictos de estas fases de deformación antiguas, únicamente se han encontrado en láminas delgadas de algunas rocas catazonales, por lo que definir una o varias fases de deformación prehercínicas, resulta muy problemático y en ningún caso puede precisarse más que son pre-Fase 2.

La dispersión de ejes de pliegues que existe a veces, puede ser explicada por la actuación de un mecanismo de cizallamiento simple heterogéneo intenso, sin necesidad de recurrir a fases de deformación anteriores.

Por otro lado, la intensa transposición de las estructuras y relaciones estratigráficas originales, hacen muy difícil, sino imposible, poder descubrir la posible existencia de las discordancias asintica, sárdica y tacónica, que se pueden localizar en regiones más orientales (con menos intensidad metamórfica), más aún si tenemos en cuenta que no se conoce con precisión la edad de los materiales sedimentarios.

2.2.2.—Primera fase de deformación hercínica. (Fase 1)

El intenso desarrollo de las tases de deformación posteriores y del metamorfismo, junto con la importante actividad magmática que tiene lugar en esta región, hace prácticamente imposible la reconstrucción de las estructuras mayores.

Las estructuras menores correspondientes a esta fase, observables a escala de afloramiento, son muy raras, (de escala métrica a decimétrica), encontrándose siempre muy modificadas en su geometría por las deformaciones posteriores. Los pliegues menores aparecen actualmente como isoclinales, con los flancos paralelos y las charnelas engrosadas.

La posición de los planos axiales de estos pliegues es variable en función de las relaciones geométricas con las estructuras posteriores sobrepuestas, aunque su posición original debió ser próxima a la horizontal.

Asociadas con estos pliegues se presenta una esquistosidad cuya naturaleza es difícil de determinar, teniendo en cuenta los procesos de recrystalización y deformaciones posteriores. Es muy frecuente que esta esquistosidad esté obliterada por estructuras posteriores, y cuando es visible (relicta en porfiroblastos, zonas de "contact-strain", etc.) los procesos de recrystalización modifican sus características iniciales.

En relación con esta fase de deformación aparece una lineación de estiramiento y fibrosidad mineral que en los casos en que ha podido observarse, adopta una posición subparalela a la de los ejes de los pliegues.

2.2.3.—Segunda fase de deformación hercínica. (Fase 2)

Durante esta fase tiene lugar el emplazamiento, a favor de importantes superficies de cabalgamiento, de los complejos catazonales y en concreto para esta hoja, de la Unidad de Malpica-Tuy de la Unidad de Santiago y del Complejo de Ordenes. Es, por tanto, una fase con desarrollo de una importante tectónica tagencial, que no es más que la culminación del proceso deformativo comenzado con la Fase 1.

Los pliegues menores que se generan durante esta fase poseen ejes y planos axiales subhorizontales, y casi siempre carácter asimétrico y vergentes a E. Ráramente alcanzan gran tamaño (generalmente se sitúan por debajo de la escala métrica) y es frecuente que aparezcan como pliegues no cilíndricos, con líneas de charnela curvas, aunque contenidas en las superficies axiales. Estas características geométricas sugieren que se han formado bajo condiciones de cizalla dúctil y la dirección de transporte tectónico de estas cizallas sería, asimismo, hacia el E., como se deduce de la asimetría de los pliegues formados. La geometría de este tipo especial de pliegues permite que, localmente, sus ejes se orienten transversalmente a las direcciones regionales hercínicas. Probablemente estas estructuras han sido confundidas con frecuencia con pliegues prehercínicos.

Asociada a estos pliegues aparece una "schistosity" derivada de una esquistosidad de crenulación por procesos de reemplazamiento y recrystalización, o bien (en las zonas de flanco) por recrystalización y aplastamiento directamente de la S_1 preexistente. En cualquier caso, la S_1 está prácticamente borrada por esta nueva S_2 . Por esta razón la esquistosidad principal medida en campo, ha sido siempre representada en la cartografía como S_2 .

En relación con estos pliegues pueden aparecer bandas miloníticas que localmente pueden llegar a cortar a estos mismos pliegues. Las relaciones geométricas entre ambas estructuras sugieren que se deben al mismo sistema de esfuerzos, formándose durante la misma fase como resultado de un proceso de deformación progresiva.

El emplazamiento de los mantos parece haber sido antes o más probablemente durante la migmatización hercínica. Los pasos bruscos de zonas migmatizadas a zonas no migmatizadas, (como el contacto E. de la Unidad de Malpica-Tuy con el Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental), deben corresponder a fallas de juego normal, posteriores a la migmatización.

La intrusión de la mayoría de los plutones graníticos sí parece posterior a la segunda fase, ya que cuando están deformados, la esquistosidad que poseen puede ser correlacionada con la S_3 .

2.2.4.—Tercera fase de deformación hercínica. (Fase 3)

Origina un replegamiento general de las estructuras anteriores, que aparecen frecuentemente verticalizadas por los pliegues de esta fase. Se trata de pliegues con plano axial vertical y ejes subhorizontales (homoaxiales con los anteriores) ligeramente inclinados hacia el Norte.

Es la responsable de los pliegues mayores representados en la Hoja. Estos son de E. a O.: la Antiforma de los ortogneises glandulares de Boiro, la Sinforma de la Unidad de Malpica-Tuy y la Antiforma de Perrol-Monte Neme.

No existe una esquistosidad generalizada asociada a estos pliegues, si no que aparece localmente una crenulación restringida a las zonas de charnela, afectando sólo a materiales pelíticos. Cuando la litología es adecuada, pueden aparecer también con carácter local, superficies pseudoplanares de "disolución por presión" en posición de plano axial.

En relación con este episodio de plegamiento, aunque probablemente ligeramente tardíos respecto a la formación de los pliegues, aparecen zonas de cizalla subverticales con un importante componente de desgarre. En algunas zonas, especialmente en los márgenes oriental y occidental de la Unidad de Malpica-Tuy estas cizallas tienen un importante desarrollo, modificando suavemente la fábrica planar originada durante las deformaciones anteriores y dando lugar a una disposición sigmoidal de la esquistosidad a escala centimétrica. Localmente pueden desarrollar texturas miloníticas en bandas de pocos centímetros de espesor.

Con carácter tardío respecto a la evolución de los pliegues de fase 3 aparecen fracturas verticales. Las más importantes de estas fracturas constituyen actualmente los límites de la Unidad Malpica-Tuy, habiendo sido aprovechada la falla occidental para la intrusión de un extenso cuerpo granodiorítico (Macizo de Bayo), que flanquea la unidad a lo largo de más de 100 Km.

2.2.5.—Deformaciones tardías.

2.2.5.1.—Crenulaciones y "kink-bands" subhorizontales.

Se trata de micropliegues débiles de distribución irregular, muy angulosos, con ángulos entre flancos grandes y que se desarrollan sólo en materiales pelíticos con la foliación verticalizada por las fases anteriores.

En algunos puntos estos micropliegues se manifiestan como "kink-bands" cuyo plano axial se sitúa próximo a la horizontal o buzando suavemente hacia el E.

Evidentemente implican una compresión subvertical, por lo que posiblemente pueden estar relacionadas con las fracturas descritas dentro de la Fase 3. Una interpretación similar para estructuras semejantes en otras regiones gallegas fue realizada por MATTE (1968).

2.2.5.2.—Zonas de cizalla subhorizontales.

Son vergentes hacia el E. y cortan claramente a las estructuras de Fase 3 y a las anteriores verticalizadas por esta fase. Originan bandas con texturas cataclásticas, protomiloníticas y miloníticas cuando afectan a los materiales cuarzo-feldespáticos y filoníticas al afectar a materiales más pelíticos.

Probablemente representan la manifestación de los últimos esfuerzos compresivos hercínicos, afectando a materiales completamente replegados. Estas estructuras llegan a manifestarse cartográficamente y corresponden, según ORTEGA & GIL IBARGUCHI (en prensa), a los representados en los cortes de la Hoja (Corte I-I), como fallas inversas, coincidiendo una de ellas con el límite E. de la Unidad de Malpica-Tuy (ver apartado 2.1.— de esta Memoria).

2.2.5.3.—Fallas.

Atravesando el conjunto estructural resultante del desarrollo de las fases de deformación antes descritas, existe un entramado de fallas, de juego fundamentalmente en la vertical, a veces importante, y en ocasiones también de desgarre.

Sus direcciones principales son NO.-SE. y NE.-SO. y han sido interpretadas por PARGA (1969) como tardihercínicas, aunque algunas han seguido actuando durante el Mesozoico y Terciario. Así lo constatan ALONSO & GONZALEZ (1982a) en los alrededores de la Playa de Baldayo.

3.—PETROLOGIA.

3.1.—ORTOGNEIS GLANDULAR DE DOS MICAS (γ^1_{mb})

Las rocas que constituyen esta unidad son una serie de gneises glandulares cuyos afloramientos están distribuidos en gran parte de las áreas en que se encuentra representado el Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental y suelen constituir con frecuencia, núcleos de antiformal de la tercera fase de deformación hercínica. Están afectados por la primera fase de deformación hercínica, por lo que se les supone representantes del plutonismo prehercínico de este dominio.

Macroscópicamente se caracterizan por la presencia de abundantes megacrístales de feldespato que en ocasiones presentan inclusiones que definen texturas de Frasl. Se encuentran afectados por una esquistosidad principal probablemente resultado del sumatorio de la S_1 y la S_2 que rodea los megacrístales y que está, a su vez, crenulada por la de Fase 3.

La textura de estas rocas es gneíseca oftálmica, y se encuentra definida por la presencia de megacrístales de feldespato en una matriz

granolepidoblástica con los planos de esquistosidad delineados por las micas. En algunos casos pueden presentar texturas porfidoclásticas esquistosas.

En las áreas catazonales, estos gneises se encuentran sometidos a migmatización con diversa intensidad. A causa de su composición granítica, los procesos anatéticos alcanzan en ellos un gran desarrollo, llegándose a perder, totalmente, la estructuración y generándose rocas nebulíticas con glándulas feldespáticas dispersas y capas de agregados micáceos que representan las rutas de la esquistosidad.

La composición mineralógica fundamental consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. En los tipos migmatizados pueden encontrarse en ocasiones sillimanita y cordierita, pudiendo faltar en algunos casos la moscovita primaria.

Los minerales accesorios más frecuentes son circón, apatito, opacos y turmalina, apareciendo con carácter más escaso, granate, rutilo, allanita y monacita. Como minerales secundarios se encuentran, clorita y sericita.

El cuarzo se presenta, fundamentalmente, formando parte del agregado granoblástico de la matriz.

El feldespato potásico es microclina peritítica y forma megacristales que a veces superan los 10 cm. de longitud. Estos megacristales pueden estar maclados según la ley de Karlsbad y tienen bordes irregulares. También se encuentran como cristales alotriomorfos más pequeños en la matriz.

La plagioclasa, generalmente, forma parte de la matriz y es de tipo oligoclasa-albita, con maclado polisintético y a veces zonación débil. En algún caso poco frecuente, puede presentarse como fenocristal.

La biotita, junto con la moscovita se encuentra definiendo la esquistosidad y forma parte de agregados policristalinos lepidoblásticos orientados. Es de color marrón rojizo y presenta con frecuencia moscovitización y cloritización.

La moscovita, por lo general, se encuentra peor orientada que la biotita y frecuentemente aparece formando crecimientos blásticos sobre sillimanita, feldespatos y biotita.

La sillimanita se restringe a los tipos afectados fuertemente por el metamorfismo y con diverso grado de migmatización. Puede presentar hábito fibrolítico o prismático y suele encontrarse asociada a la biotita sobre la que crece, aunque, a veces, se encuentra también incluida en los feldespatos.

La mayor parte de las características definidas para la mineralogía principal se han referido a los tipos en los que la migmatización es débil o ausente. En los tipos con fuerte migmatización se registra una pérdida

progresiva de las estructuras, quedando las glándulas de feldespatopotásico inmersas en una matriz en la que los minerales presentan relaciones texturales típicas de leucogranitos aplitoides con restos parcialmente disgregados de las bandas melanocráticas.

La composición química y normativa de estos gneises (tabla II y III) evidencia un carácter granítico original, mostrando también el diagrama A-F-M (Fig. 5) unas pautas de variación típicas de la evolución de una asociación plutónica calcoalcalina. Este carácter granítico también queda reflejado en su clasificación en base a la mineralogía reconstruida a partir de los datos normativos, ya que su campo de variación dentro del triángulo Q-A-P (Fig. 4), se superpone por completo a los campos de las rocas graníticas hercínicas.

Bajo el punto de vista macroscópico, su apariencia y su relativa homogeneidad también son típicas de un granito porfídico deformado, encontrándose, además, en ocasiones, enclaves de naturaleza surmicácea y vaugnerítica que refuerzan las observaciones previas.

El carácter granítico de estas rocas ha sido ya señalado por diversos autores, (AVE LALLEMANT, 1965; ARPS, 1970; GIL IBARGUCHI, 1982). El último autor añade a las evidencias anteriores, criterios de composición mineralógica basados, fundamentalmente, en el quimismo de la moscovita y la biotita que es propio de rocas graníticas y netamente distinto del conjunto de metasedimentos asociados. También según este mismo autor estos ortogneises glandulares han sufrido el mismo tipo de metamorfismo que los metasedimentos del Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental. En los ortogneises de la mesozona los efectos del metamorfismo regional se traducen en la homogeneización y biotización del granate. En los gneises migmatizados durante la primera etapa metamórfica se generaría sillimanita a partir de la moscovita y durante la segunda, recrystaliza el granate reequilibrándose y produciéndose desestabilización parcial de la biotita. Con posterioridad al máximo metamórfico se producen fenómenos retrometamórficos consistentes fundamentalmente en cloritizaciones, moscovitizaciones y sericitizaciones.

Las relaciones de estos gneises glandulares con los metasedimentos no son del todo claras, ya que es difícil determinar con certeza si las rocas del Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental corresponden a una serie depositada sobre estos materiales graníticos erosionados o bien se trata de unos granitos que intruyeron en los metasedimentos, cambiándose por tanto las relaciones cronológicas. No obstante, y a falta de dataciones radiométricas parece lógico identificarlas con rocas graníticas que intruyeron con posterioridad al ciclo orogénico prehercínico y posiblemente en relación con los eventos magmáticos datados por CALSTEREN (1977) con una edad de 462 millones de años.

3.2.—ORTOGNEISES GRANITICOS DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUY.

Son rocas emplazadas en los materiales de la unidad y fuertemente deformadas con ellos durante la tectogénesis hercínica. La intrusión de estos ortogneises está jalonada por un episodio de actividad filoniana básica que dará lugar a las ortoanfibolitas.

Los más antiguos, son tipos biotíticos calcoalcalinos (p. ej., Ortogneis de Borneiro). A su emplazamiento sigue la inyección de magmas basálticos, posiblemente en diques, y con posterioridad se emplazan granitos de tendencia más alcalina que dan lugar a ortogneises con hastingsita y a tipos peralcalinos con egrina-riebeckita.

Todos los ortogneises muestran estructuras planares, planolineares y a veces exclusivamente lineares debidas a la superposición de fases deformativas.

El desarrollo de bandeados composicionales durante la deformación y la fuerte recrystalización subsiguiente durante el clímax del metamorfismo hercínico confieren a estas rocas una textura típicamente blastomilonítica.

3.2.1.—Ortogneis biotítico (T¹b)

Constituyen junto con los metasedimentos con metablastos los materiales rocosos más característicos de la Unidad Malpica-Tuy y son sin duda los que están más ampliamente representados.

Estos gneises son materiales homogéneos, de grano medio a grueso, siendo menos frecuente la facies de grano fino. La textura es variable en función de la intensidad de la deformación y de la fábrica original de la roca, siendo la más frecuente la planolinear; aunque en zonas muy deformadas puede llegar a ser lineal, (p. e. en los alrededores de Puente Ceso (1)) y si en la fábrica original de la roca existieran porfiroblastos, la textura desarrollada es glandular, indicando procedencia a partir de granitos porfídicos.

Forman grandes cuerpos alargados, paralelos a las direcciones regionales hercínicas. En el extremo septentrional del Sector Norte de la unidad puede llegar a observarse como los bordes de estos cuerpos gneísicos permanecen paralelos a la estratificación a lo largo de varios kilómetros. Sin embargo, su carácter intrusivo se ve confirmado localmente por la presencia de corneanas en el contacto con la serie metasedimentaria que los rodea. Es, por tanto, probable que algunos de los cuerpos de gneises biotíticos intruyeran como "sills" o como masas subparalelas a la estratificación.

Las determinaciones radiométricas (CALSTEREN et. al., 1979), dan edades de 466 ± 29 m. a. para estos ortogneises en la zona de Vigo y de 462 (1) $X = 507.415$ $Y = 4.788.799$ (U. T. M.)

m. a. aproximadamente para los del Norte de la unidad, cerca de Malpica. La edad de su intrusión, habría de situarse pues en el Ordovícico inferior.

La mineralogía de estos materiales refleja su tendencia calcoalcalina, estando constituidos por cuarzo y microclina dominantes y oligoclasa, biotita, fengita, y a veces circón, apatito, granate, allanita, zoisita, rutilo. Localmente se observan facies moscovíticas. ARPS (1970) cita localmente facies hornbléndicas.

Una importante característica petrográfica de estos materiales, es la presencia de reacciones coroníticas (granates creciendo alrededor y a expensas de porfiroblastos de biotita) como resultado de la desestabilización de la biotita según una reacción continua del tipo:

Biotita + plagioclasa = granate + fengita + rutilo

Facies con cuarzos azules.

Se pueden considerar estos gneises con cuarzos azules como una facies especial poco deformada, de los biotíticos. Su mineralogía es similar, diferenciándose únicamente en su bajo grado de deformación y en la presencia de cristales de cuarzo con color azulado.

Aparecen o bien como masas irregulares dentro de los gneises biotíticos (realizándose el tránsito entre ambas facies por una progresiva disminución de la deformación), o bien como cuerpos que intruyen directamente tanto a la serie metasedimentaria como a los gneises félsicos.

Al estar menos deformados, las texturas coroníticas ya descritas, son especialmente evidentes en estas facies.

3.2.2.—Ortogneis con anfíbol (TA)

En estrecha relación geográfica con los gneises félsicos, e intercalados en ellos, se encuentra un cuerpo de gneises con anfíbol de color verde uniforme y homogéneo en el que se aprecia un bandeo más difuso que el de los gneises félsicos, producido por deformación y diferenciación metamórfica.

Son rocas intensamente deformadas, muy foliadas y con texturas planares o plano-lineares.

No tienen intercalaciones de materiales metasedimentarios ni están atravesadas por diques básicos. Este hecho está prácticamente generalizado a todas las rocas de su entorno.

Dentro de este grupo de gneises con anfíbol pueden separarse petrográficamente dos facies:

Ortogneises con hastingsita-biotita.

Son tipos blastomiloníticos y por lo general leucocráticos, aunque existen facies asociadas más ricas en minerales oscuros. Están

compuestos por cuarzo, microclina, albita xenoblástica y poiquilitica y hastingsita pasando a biotita. Esta última parece por lo menos en parte un mineral tardío en relación con la fase de milonitización, ya que llega a rellenar fisuras de los granos de microclina. ARPS (1970) cita también hornblenda coexistente con la hastingsita en facies de alto índice de coloración. Los accesorios comunes son opacos, apatito, circón y esfena, aunque también pueden observarse esporádicamente, granate, fluorita y allanita.

La actuación de una fase de deformación posterior (probablemente la Fase 3) ha transformado localmente estos ortogneises en ortogneises con magnetita, debido a un proceso de retrometamorfismo.

Ortogneises peralcalinos con egrina-riebeckita.

Presentan las mismas estructuras y la textura blastomilonítica de los anteriores. FLOOR (1966) los estudió detalladamente en las proximidades de Vigo ya en el Sector Sur de la Unidad de Malpica-Tuy y sus características parecen permanecer constantes.

Su mineralogía está formada por cuarzo, albita microclina, egrina y riebeckita. A veces acompañan pequeñas cantidades de astrofilitas, (FLOOR, 1966), aunque no en esta Hoja. Los accesorios comunes son circón, biotita, epidota, fluorita y esfena. La albita, al igual que en los ortogneises hastingsíticos, es en parte, bastante reciente, presentándose como xenoblastos poiquiliticos que incluyen a los demás minerales de la asociación. Existe también albita resultante de exoluciones periticas, pudiendo atribuirse ambos tipos al metamorfismo hercínico.

Aunque no se disponen de edades absolutas para estos gneises, recientemente KUIJPER (1979) los sitúa entre 350-400 m. a.

3.3.— METAGABROS DE LA UNIDAD DE BETANZOS-ARZUA (M⁶)

Esta serie de rocas básicas, se encuentran formando parte de los macizos de Monte Castelo, Oza y Barrañán, siendo el primero de ellos el que alcanza dimensiones más considerables (Fig. 3).

Los tipos litológicos integrantes de estos macizos corresponden a facies muy diversas entre los que las variedades más frecuentes son gabros, metagabros, dioritas epidioritas y metatonalitas.

Los gabros presentan un carácter masivo y su tamaño de grano es de medio a fino, siendo la textura más frecuente de tipo ofítico y gabrodiabásica. Su mineralogía principal se compone de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa (An 40-80) en proporciones variables de olivino y hornblenda marrón. Entre los minerales accesorios se encuentran biotita, granate, ilmenita y pirrotina. Estas rocas graboideas varían composicionalmente entre tipos tractolíticos, gabros olivínicos, hiperitas y gabros

anfibolitizados, encontrándose localmente facies pegmatoides (Macizos de Oza y Barrañán).

A veces, se observan restos de texturas acumuladas, en las que se evidencia la cristalización temprana del olivino y la plagioclasa, con posterior cristalización de los piroxenos. En anfíbol castaño cristaliza después y finalmente, los opacos que generalmente aparecen de forma intersticial.

Asociado a estas rocas, se encuentra una mineralización primaria intramagmática con pirrotina, pentlandita y calcopirita diseminadas, pero por lo general, las concentraciones no son elevadas, encontrándose la mineralización más abundante en el SO. del macizo de Monte-Castelo, aunque también existen algunas mineralizaciones en el N. y NO.

La formación de epidioritas se debe a la transformación de rocas gabroideas bajo condiciones epizonales debido a la autotransformación hidrotermal durante la consolidación de los magmas. Estos procesos se traducen en la anfibolitización del piroxeno, la saussuritización de la plagioclasa y la formación de esfena a partir de la ilmenita. La aparición de tipos epidioríticos se hace más frecuente hacia el borde oriental en el macizo de Monte Castelo.

Cuando la deformación es intensa, los gabros y epidioritas se transforman en anfibolitas y si hay condiciones suficientes de hidratación, se producen paragénesis con anfíbol, clorita, epidota, zoisita, albita y esfena. Si la deformación, por el contrario, se realiza en condiciones deficitarias en agua, se produce neoformación de granate y granulación de plagioclasa y piroxeno, anfibolitizándose parcialmente este último mineral y llegándose a generar texturas completamente miloníticas.

Dentro de los macizos básicos, se localizan frecuentemente enclaves de naturaleza variable pertenecientes al conjunto encajante. Estos xenolitos en ocasiones son de rocas retrogranulíticas, e independientemente de su grado metamórfico inicial, han sufrido como resultado de la intrusión un metamorfismo térmico que puede alcanzar condiciones de la subfacies de las granulitas con biotita-cordierita-almándino (WARNNARS, 1967).

Según este autor, los gabros constituirían una intrusión múltiple de sills en los que se producen procesos de diferenciación gravitatoria. El quimismo de los gabros corresponde a un magma toleítico con afinidades próximas a los tipos altos en alúmina.

La etapa de intrusión se produciría para WARNNARS, en un período posterior a la fase principal de deformación hercínica, mientras que KONING (1966), considera que el emplazamiento de los gabros se produjo en momentos tardihercínicos.

La existencia exclusiva de rocas gabroicas en los complejos alóctonos, implica que su intrusión es anterior o sincrónica con la Fase 2, es decir, anterior o durante la traslación de los mantos. Esto podría coincidir perfectamente con la idea, aún no constatada absolutamente (y por esta razón no se adopta en este trabajo) de que las rocas metabásicas aflorantes en este dominio (Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita) y estos gabros fuesen la misma roca original, siendo el factor diferenciador la intensidad de deformación sufrida, durante la Fase 2. En este caso las rocas más próximas a la superficie de cabalgamiento serían las más deformadas.

3.4.—ROCAS GRANITICAS HERCINICAS.

Ocupan más de la mitad de la superficie de los afloramientos de la Hoja.

La caracterización y definición de los distintos cuerpos y grupos se ha basado en los conocimientos petrológicos, estructurales, geoquímicos, geocronológicos, etc., que de ellos se tenía.

En la tabla I se ha sintetizado la composición mineralógica de todos los macizos graníticos distinguidos.

En las tablas II y III se expone un resumen de los datos utilizados en la caracterización geoquímica de los distintos grupos. En la figura 3 se representa la clasificación modal de éstos y en la figura 4 su distribución, grado de diferenciación y tendencia evolutiva dentro de diagramas AFM.

La clasificación de los granitoides gallegos hasta hoy vigente, se basa principalmente en los trabajos de CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA & FLOOR (1970) y CAPDEVILA, CORRETGE & FLOOR (1973).

En síntesis, según los autores mencionados, se establecen dos grupos o series, una "alcalina" de origen mesocrustal, también denominada palingenética y otra "calcoalcalina" de origen infracrustal o basi crustal, también denominada híbrida por la participación de materiales máficos. La primera englobaría, a grandes rasgos, los granitoides de composición granítica y la segunda a los de composición granodiorítica y afines.

Sin embargo, nos encontramos bastantes veces, al estudiar un cuerpo granítico, con que unas características le clasifican en un grupo y otras en el otro, o qué cuerpos incluidos en un conjunto determinado, poseen algunas características propias del otro.

Se supone que en realidad lo que existe es un abanico de posibilidades entre dos extremos (serie alcalina y serie calcoalcalina) y que los distintos plutones se distribuyen en él aproximándose más o menos a una u otra serie.

Teniendo en cuenta estos problemas, que crean ambigüedades de asignación a uno u otro grupo, se han clasificado los granitoides, en función de su relación temporal con la deformación hercínica y de su

clasificación modal (composición más o menos granítica o granodiorítica).

En cualquier caso los grupos que de esta clasificación se deducen, se asemejan parcialmente a los que daba lugar la clasificación anterior.

Se establecen cuatro grupos principales, las "Granodioritas y granitos biotíticos precoces", el "Granitoide inhomogéneo", los "Granitos de dos micas" y los "Granitos postcinemáticos". Los nombres petrológicos adoptados son los que resultan de los campos en que se proyectan dentro del triángulo QAP (Fig. 4). En la figura 2 se ha representado esquemáticamente su distribución geográfica, así como los nombres que los autores que los han estudiado han ido asignando a los distintos plutones.

Cuando presentan una orientación (caso de las granodioritas y granitos biotíticos precoces y de los granitos de dos micas), resulta difícil, en ocasiones, reconocer en el campo si es la S^2 ó S^3 , por lo que en el mapa se ha utilizado un símbolo específico para la orientación en rocas ígneas.

La orientación de flujo que en un principio pudieran tener estas rocas, tienen sobreimpuesta, en muchos casos, otra orientación deformativa.

3.4.1.—Granodioritas, cuarzodioritas y dioritas ($\gamma\eta^2 - \eta^2$)

Se trata de pequeños cuerpos comagmáticos de composición granodiorítica, tonalítica, hasta diorítica, en relación con las granodioritas y granitos biotíticos precoces. No poseen una extensión superficial importante. Son de color oscuro a negro, con un grano más grueso que el de las inclusiones xenolíticas, muy frecuentes en las granodioritas con megacristales. El contacto con éstas es, en muchos casos, neto, y en algunas ocasiones más o menos gradual, lo que hace pensar en su carácter autolítico, como precursores básicos de la misma (CAPDEVILA, 1969; ARPS, 1970). Por tener el grano más fino que la granodiorita se altera menos que ésta, dando pequeños bolos que se descaman en forma de cebolla. Estos bolos son muy característicos en el paisaje granodiorítico.

Están compuestos por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, anfíbol \pm clinopiroxeno. Los minerales accesorios, apatito, allanita y esfena son muy abundantes. Cuando este último mineral aparece en gran cantidad, con cristales de gran tamaño y en relación con plagioclasa constituye las rocas llamadas "Englburgita", de las cuales se han detectado, hasta la actualidad tres afloramientos dentro de la Hoja.

La plagioclasa es una andesina (An 40-50%) escasamente zonada. Presentan una textura foliada marcada por la orientación del anfíbol y las micas.

En la Fig. 4 está representada la proyección de sus valores geoquímicos en el triángulo AFM. Como puede verse, si se compara con los otros grupos de granitoides, quedan situados en los términos más básicos, en ligera prolongación con las granodioritas y granitos precoces.

3.4.2.—Granodioritas y granitos biotíticos precoces. (Granitoides precoces ($\gamma\gamma_1^2 - \gamma_2^2$))

Son los plutones denominados en la bibliografía, Bayo, Negreira-Santa Comba, La Coruña (de la Silva) y Finisterre (Fig. 3). Existen además algunos afloramientos de rocas de este tipo, cuyas dimensiones no han permitido normalmente su representación cartográfica, que se sitúan próximos al límite suroriental de la Unidad de Malpica-Tuy.

Son cuerpos intrusivos en las rocas que les circundan y es típico su carácter porfídico, con megacrystales de feldespato que llegan a tener 12 cm. de longitud, por 5,5 cm. de ancho dentro de una mesostasis de grano medio fino muy biotítica.

Frecuentemente presentan una orientación deformativa marcada por la biotita. A veces se observan zonas de cizalla. También existe una orientación de los megacrystales de feldespato potásico que, en parte, puede tener origen magmático.

Poseen abundantes enclaves tanto de tipo microgranular más básicos (tonalitas, cuarzdioritas, principalmente y algunas dioritas. Todos con biotita \pm anfíbol \pm cliropiroxeno), como de metasedimentos y gneises glandulares y anfíbolitas de las unidades encajantes (xenolitos).

La representación modal de estas rocas en el diagrama QAP (Fig. 5), las sitúa entre el campo de las granodioritas y de los granitos, siendo más granodioríticos los cuerpos de Bayo y Negreira y más graníticos los de Finisterre y La Coruña.

Su composición mineralógica consiste en: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, como minerales principales. La moscovita aparece en proporciones muy variables pero siempre en cantidades bastante menores que la biotita, y circón, apatito y opacos como minerales accesorios más frecuentes. También aparecen aisladamente, hornblenda verde, epidota, esfena, turmalina, allanita, xenotima y monacita.

La plagioclasa suele tener un zonado oscilatorio y/o normal, y está maclada polisintéticamente. Incluye a veces biotita. Su composición es de An₁₀₋₄₀. Aunque puede alcanzar buen tamaño, se encuentra formando parte de la mesostasis. Se encuentra, a veces, alterada a sericita en sus núcleos.

El feldespato potásico es microclina peritítica, apareciendo en buena parte como fenocristales y presentando, normalmente, macla de Carlsbad. A veces existen abundantes mirmequitas en relación con el feldespato potásico, y es frecuente que presenten biotitas incluidas ordenadas según texturas "Frasl". Cuando la deformación de la roca es intensa, suelen presentarse grietas transversales a la longitud mayor de los megacrystales que se rellenan de cuarzo y/o clorita, segregados de la recrystalización de la mesostasis.

Es típico de estas rocas, también, la presencia de apatitos zonados con abundantes inclusiones submicroscópicas en su núcleo que producen un color gris al cristal. Los macizos de Finisterre y Negreira son los que presentan mayor número de apatitos con estas características. En proporciones menores, aparecen también en el macizo de La Coruña. La presencia de este tipo de apatito, ausente en el resto de granitos de esta región, puede constituir por tanto, un mineral guía para la tipificación.

Geoquímicamente son los granitoides menos ácidos y diferenciados, con valores de SiO_2 de 67, mayores contenidos en ferromagnesianos, contenidos en CaO 2 y una relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1. Esta tendencia hacia la basicidad queda también patente en su posición dentro del triángulo AFM (en el extremo más básico de la tendencia calcoalcalina general de todos los grupos granitoides) y en su menor relación Rb/Sr .

La ausencia generalizada de moscovita como mineral principal puede explicar el bajo contenido en corindón normativo (similar al de los granitoides postcinemáticos).

No existe ninguna datación absoluta sobre roca total de ninguno de estos plutones. Por lo que los datos que hasta el momento se poseen, procedentes tanto de PRIEM et al. (1970) como de RIES (1979), que señalan un amplio margen de edad entre 270 y 302 m. a., deben ser considerados con bastante cautela.

3.4.3.—Granitoide inhomogéneo ($\gamma\Psi^2$)

Se incluyen en este grupo todas aquellas rocas que ocupan, dentro del proceso de migmatización, el espacio comprendido entre los metasedimentos migmatizados o con abundantes inyecciones granitoides (migmatitas de inyección) y los macizos graníticos ya individualizados.

Existe, por tanto, un tránsito prácticamente insensible entre las diatexitas y los tipos granitoides emplazados "in situ" sincinemáticamente. Este tránsito gradual es especialmente llamativo en el caso del granitoide inhomogéneo procedente del ortogneis glandular de dos micas (esquina SE. de la Hoja). El contacto representado en la cartografía es una aproximación ya que el paso entre ambas rocas es realmente una banda de anchura variable, lo cual ha querido ser representado con el color azul del mismo.

Posee un carácter inhomogéneo típico, que a escala de muestra de mano, normalmente, no se puede reconocer, pero que en los afloramientos es patente. Son frecuentes los enclaves metasedimentarios y restitas los cuales están constituidos esencialmente por biotita y silicatos aluminicos (sillimanita, \pm andalucita, cordierita), en los que todavía se conserva la foliación principal, aunque traspuesta por la aparición de blastos de moscovita tardía.

A pesar de sus semejanzas mineralógicas, se pueden separar dentro de este grupo dos tipos de rocas. Aquellas que conservan estructuración visible que correspondería a las migmatitas, y las que ya no la poseen que serían los granitoides. La separación cartográfica entre ambos tipos resulta muy difícil y con frecuencia unas están dentro de las otras, por lo que se han agrupado bajo un mismo conjunto.

Se le supone en su conjunto el representante de los primeros productos de la migmatización hercínica. Por tanto, deben ser anteriores a la tercera fase de deformación hercínica. Sin embargo, no es muy frecuente observar en el neosoma ó en las zonas neoformadas una orientación por deformación, por lo que surge la duda en cuanto a su momento real de formación y emplazamiento.

La mineralogía fundamental de estos granitoides inhomogéneos es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita. La mineralogía accesorias es, cordierita, granate, sillimanita, apatito, circón, opacos y más escasamente rutilo y óxidos de hierro. Son rocas de grano fino a medio con facies locales de tipo porfídico, y con una textura ligeramente planar lepidoblástica.

El cuarzo es alotriomorfo y con bordes ameboidales.

El feldespato potásico es microclina y se presenta en cristales alotriomorfos individualizados ó en fenocristales maclados en pocas ocasiones, según Karlsbad. Tiene una ó dos generaciones de perfitas y casi siempre presenta inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa.

La plagioclasa es del tipo oligoclasa con algún borde albitico, sobre el que se desarrollan mirmequitas. Está maclada, poco zonada (generalmente zonado normal) y alterada a sericita. En algunas ocasiones se presenta como megacristales.

La biotita es rojiza y se transforma normalmente a clorita con agujas de sagenita. Presenta como la moscovita, bordes simplectíticos. Es el mineral que suele marcar la orientación y, a veces, tiene fibrolita asociada.

La moscovita se asocia a la biotita y sillimanita, creciendo con mucha frecuencia sobre ellas, con un carácter póstumo tardi-magmático sin orientación preferente. No se puede precisar cuanta moscovita es todavía primaria del metamorfismo progresivo y cuanta es posterior a dicha fase de metamorfismo. Por tanto, aunque es casi segura la existencia de dos generaciones de ella, no se puede indicar cual es cada una. Su proporción general es siempre menor que la biotita.

La sillimanita es prismática y fibrolítica, asociándose a las micas. En una primera evaluación, parece que procede de la biotita, habiendo un posterior desarrollo de moscovita que la incluye.

La cordierita suele formar pequeños nódulos algo pinnitizados y alterados a biotita, aunque también se presentan cristales subidiomorfos con inclusiones de sillimanita. Para GIL IBARGUCHI (1982), debido a que su composición es igual a la de las nebulitas de la región, le supone un origen metamórfico restítico, por lo menos, para algunas de ellas.

Las rocas migmatíticas son mineralógicamente similares a los granitoides inhomogéneos.

La deformación mecánica que a veces poseen produce estructuras en muchos minerales (cuarzo, feldespato) y texturas en mortero.

Los núcleos restíticos que aparecen incluidos dentro de estas facies presentan texturas lepidó-nematoblásticas, con porfidoblastos de moscovita, granate y cordierita pinnitizada que incluyen sillimanita; esta última también se presenta en grandes núcleos de fibrolita, de claro carácter restítico.

Geoquímicamente, tienen composiciones muy similares a los granitos de dos micas, aunque presentan ligeras diferencias en algunos de sus componentes (mayor contenido en Mg+Fe, CaO; menor ID, Rb y Corindón normativo, etc.) producto de su mayor contenido en biotita. Esta última característica también puede ser observada en la aparición de muestras más cercanas al vértice F, dentro del diagrama AFM.

3.4.4.—Granitos de dos micas (γ^2 mb)

Los límites cartográficos entre los macizos de granitos de dos micas han sido dibujados, en muchos casos, en el mapa con color azul, intentando significar la interpenetración íntima de un granito en otro, con lo que aunque es posible diferenciar claramente (casi siempre) si es una roca u otra, la intensa alternancia de estas hace imposible marcar este contacto con exactitud.

Poseen una importante representación superficial dentro del área estudiada, correspondiendo a cuerpos de dimensiones muy variables, a los cuales se les ha dado, en muchos casos, un nombre propio en función de la localidad donde se encuentran ó se habían definido. Algunos de estos nombres son los siguientes: Lage, Dumbria, Muros, Barbanza, Banza, Pico de Meda, Vilardoa, Varilongo, Monte Neme, Barbeito...

Su clasificación modal en el diagrama QAP, (Fig. 4) los sitúa dentro del campo de los granitos, aunque existen algunas desviaciones locales al campo de las granodioritas.

Según el contenido en minerales claros y oscuros, hay macizos que son de tendencias leucograníticas (p.e. Lage-Dumbria-Barbanza), debido a su escaso contenido en minerales ferromagnesiano.

En general son cuerpos parautoctonos-alóctonos, cuyos contactos con el granitoide inhomogéneo, son a veces muy difusos pero que con el resto de las formaciones y unidades, son claramente intrusivos.

Se han detectado eventos cronológicos distintos dentro del conjunto, pues en ocasiones algún macizo corta e intruye a otros anteriores también de dos micas (p. e. La Ruña cortando a los granitos tipo Lage-Dumbria-Barbanza).

Es frecuente observar en ellos una orientación por deformación bastante selectiva especialmente marcada por la disposición de las micas y a veces del cuarzo y feldespato. Estas zonas de deformación están íntimamente ligadas a las zonas de cizalla de fase 3 y apuntan hacia un comportamiento heterogéneo de la roca en el transcurso de las sucesivas fases tectónicas. La deformación se desarrollaría a lo largo de zonas o pasillos preferentes, donde los efectos se marcarían acusadamente y se irían atenuando lateralmente conforme nos alejamos de la zona.

Poseen, en proporciones variables, enclaves surmicáceos y de rocas de los conjuntos litológicos encajantes. Más raramente, se han encontrado enclaves microgranulares tonalíticos dentro de algún macizo (p.e. La Ruña).

Normalmente su tamaño de grano es medio-fino, aunque también aparecen facies de grano medio-grueso.

Dentro del conjunto de los macizos, un grupo de ellos son fuertemente profídicos (ver tabla I), constituyendo, en general, macizos bien delimitados cartográficamente, como plutones de tendencia circunscrita (p.e. Muxia, La Ruña, Vilardoa, Santiago).

Los granitos de dos micas están acompañados de un importante cortejo filoniano constituido esencialmente por diques aplíticos, pegmatíticos, pegmatoplíticos y de cuarzo.

Su composición mineral consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y moscovita, como minerales principales. Como accesorios más frecuentes: apatito, circón, opacos y sillimanita (fibrolítica y prismática) apareciendo también epidota, rutilo, turmalina, granate (también presente en las facies aplopegmatíticas) y, excepcionalmente, fluorita.

La proporción relativa entre moscovita y biotita es variable incluso dentro de un mismo macizo.

El cuarzo es siempre alotriomorfo, con extinción ondulante, y en ocasiones extremas de deformación, con recristalizaciones en mosaico. Es frecuente que aparezca en forma de "gotas" en las facies más evolucionadas y también habitual que se encuentre ligado en crecimientos gráficos con el feldespato potásico y formando parte de mirmequitas con la plagioclase. En varios lugares de diferentes macizos tiene inclusiones aciculares de sillimanita.

El feldespato potásico es microclina con distintas intensidades y generaciones de peritización, con maclas en enrejado. Los megacrístales

TABLA I. COMPOSICION PETROGRAFICA DE LOS MACIZOS GRANITICOS DISTINGUIDOS.

	Minerales principales				Minerales accesorios			
GRANITOIDES PRECOSES								
Granodiorita de Bayo	Q P F B	± Ms	± Anf	Ap Z Op	Ef	Al T G Fl	X Mo	
Granodiorita de Negreira	Q P F B			Ap Z Op Ep	Ms	Al T		
Granodiorita de La Coruña	Q P F B			Ap Z Op Ep	Ef Ms	G		
Granito de Finisterre	Q P F B	± Ms		Ap Z				
GRANITOIDES INHOMOGENEOS								
	Q P F B	± Ms	± Co S	Ap Z Op		G		Rt
GRANITOS DOS MICAS								
Granito tipo Gándara	Q P F B	Ms		Ap Z		Fl		
Granitos tipo Lage-Dumbria-Barbanza	Q P F B	Ms	± S	Ap Z Op	Ef	Al T G Fl	X Mo Rt	
Granito tipo Muros-Padrón	Q P F B	Ms	± S	Ap Z Op	Ef	Al T G		Rt
Granito de Banza	Q P F B	Ms		Ap Z Op Ep				
Granito de Barbeito	Q P F B	Ms		Ap Z Op		G		
Granito de Monte Neme	± Q P F B	Ms		Ap Z Op		G		
Granito de Pico de Meda	Q P F B	Ms		Ap Z				
Granito de Vilarcioa	Q P F B	Ms		Ap Z				
Granito tipo Niñans	Q P F B	Ms		S Ap Z Op Ep				
Granito tipo Carnes	Q P F B	± Ms		Ap Z				
Granito de Ruña	Q P F B	Ms	± S	Ap Z Op	Ef		Mo Rt	
Granito de Muxia	Q P F B	Ms		S Ap Z Op		Al		
Granito de Villardoa	Q P F B	Ms		S Ap Z Op Ep		G Fl		Rt
Granito de Varilongo	Q P F B	Ms		Ap Z Op		T G Fl		Rt
Granito tipo Santiago	Q P F B	Ms		S Ap Z Op Ep		G		Rt
GRANITOS MUY MOSCOVITICOS								
Granito de Monteagudo	Q P F	Ms		Ap Z Op B		T G		
Granito de Tremouzo	Q P F	Ms		S Ap Z Op B		T G Be		
GRANITOS POSTCINEMATICOS								
Granito de Traba	Q P F B			Ap Z Op		T Fl		
Granito de El Pindo	Q P F B	± Ms		Ap Z Op Ep		Al Fl		
Granito de Pando	Q P F B			Ap Z Op Ep	Ef	Al Fl		
Granito de Confurco	Q P F B	± Ms		Ap Z Op		G Fl		Mo Rt

Q=Cuarzo; P=Plagioclasa; F=Feldespatio potásico (principalmente microclina); B=Biotita; Ms=Moscovita; Anf=Antfobol; Co=Cordierita; S = Sillimanita; Ap = Apatito; Z = Círculo; Op = Opacos; Ep = Epidota; Ef = Esfena; Al = Allanita; T = Turmalina; G = Granate; Fl = Fluorita; X = Xenotima; Mo = Monacita; R = Rubio; Be = Berilo.

están maclados, siguiendo la ley de Karlsbad y suelen incluir plagioclasa, biotita y cuarzoes, que a veces se disponen zonalmente.

La plagioclasa está maclada, con zonación normal y tiene composiciones de albíta y/o oligoclasa. Frecuentemente tiene los núcleos alterados a sericitas y minerales arcillosos y a veces moscovitización en placas de tamaños milimétricos.

La moscovita suele ser la mica más abundante y se presenta en su mayoría como fase tardimagmática (incluyendo a veces a sillimanita) intersticial a todas las fases minerales anteriores y con bordes simplectíticos. En ocasiones, existe una moscovita anterior de cristalización directa, aunque difícilmente se podría separar de la tardimagmática.

La biotita es frecuente y sin características especiales. Suele ser de color rojizo o anaranjado, y se altera a clorita dejando esfenas, opacos y agujas sageníticas como subproductos de la transformación. La composición geoquímica de las biotitas de los leucogranitos tipo Lage-Dumbria-Barbanza (GIL IBARGUCHI, 1982) no es igual a la de los granitoides inhomogéneos o nebulitas. Son, en general más ricas en hierro, en Si y en $Al^{IV} + Ti$. Según esto, no deben considerarse como fases restíticas de la anatexia, sino como fases ortomagmáticas a partir del líquido granítico.

De manera casi constante existe un cierto grado de moscovitización y albitización, con crecimiento de moscovita sobre feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Los últimos datos geocronológicos que se conocen hasta el momento realizados sobre muestras de roca total asignan a estos materiales en su conjunto, una edad de 308 ± 10 m.a. (RIES, 1979).

En cuanto a los plutones porfídicos de dos micas hay que señalar que presentar características macroscópicas, microscópicas y geoquímicas prácticamente iguales que las de los granitos de dos micas descritos anteriormente. Únicamente conviene mencionar como peculiaridades propias de estos cuerpos las siguientes:

- Un carácter relativamente más alóctono que los de dos micas antes descritos, lo que supone contactos algo más netos y quizás una edad ligeramente más moderna.
- Un carácter porfídico con megacristales de dimensiones variables, llegando a sobrepasar los 10 cm. de longitud. Cuando la roca presenta orientación, los megacristales la marcan también.

Geoquímicamente, el conjunto de granitos de dos micas, se caracteriza por su riqueza en SiO_2 y álcalis, con bajos contenidos en elementos ferromagnesianos y CaO. Es el grupo más aluminico con el valor más alto de corindón normativo. Presentan cierta similitud con el grupo de granitoides inhomogéneos, aunque son los más elevados en K_2O y Rb. En su proyección dentro del triángulo AFM, presentan un "trend" de variación evolucionando hacia el vértice A y en estrecha relación con los granitoides inhomogéneos.

En su conjunto, el origen de este grupo de granitos de dos micas es por anatexia cortical de metasedimentos y de rocas ¿metagneas?, debajo del actual nivel de rocas migmatíticas y en relación con las primeras fases metamórfico-deformativas del orógeno hercínico.

3.4.5.—Granitos muy moscovíticos (T^2m)

Dentro de casi todos los macizos de granitos de dos micas es frecuente que existan áreas o puntos muy locales, en los que la concentración de moscovita como fase micacea tardimagmática es tan abundante, que llegan

a constituir facies de granitos muy moscovíticos sin, o con cantidades accesorias de biotita. Esta circunstancia es bien visible en los macizos de Monte Neme, Pico de Meda, Lage-Dumbria-Barbanza, Varilongo y, como caso extremo, en los de Tremouzo y Monteagudo, donde llegan a faltar incluso las facies con biotita principal. En la cartografía solo se han individualizado las facies del borde meridional de Varilongo y los granitos de Tremouzo y Monteagudo, por ser los más espectaculares aunque, como ya se ha expuesto anteriormente, la aparición de estas zonas ricas en moscovita, es un fenómeno común, asociado siempre a la cristalización de los granitos de dos micas.

En el campo, estos cuerpos moscovíticos se presentan con tonos blancos, indicativos de una fuerte tendencia leucocrática, y con una textura general de grano medio-fino (3-1 mm.) equigranular, con grados muy variables de deformación en función de su proximidad o lejanía respecto a las zonas de cizalla regional. Solo de manera muy incipiente y local, se observa alguna tendencia microporfídica.

Estos granitos son pobres en enclaves, y sólo llevan algunos correspondientes a la roca encajante.

Los diques asociados son principalmente de aplitas y cuarzo, con pocos de pegmatitas.

La composición mineralógica principal es cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita. Como minerales accesorios están biotita, granate, sillimanita, apatito, circón, turmalina, berilo y opacos.

El cuarzo está formando generalmente un mosaico recrystalizado, con extinción ondulante debido a los efectos de la deformación.

El feldespato potásico es siempre microclina peritética con macla de Karlsbad.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos de composición muy ácida, con sus maclas polisintéticas deformadas. Cuando exhibe alguna zonación, es de carácter normal.

La moscovita llega a presentarse en cristales de hasta 5 mm. de ancho, con tonos a veces negruzcos.

3.4.6.—Granitos postcinemáticos (γ^2b, γ^2)

Son plutones generalmente circunscritos, intrusivos y discordantes en las rocas que lo rodean, que destacan claramente del paisaje de la región por el relieve más acusado y los típicos "roquedos" o "pedrizas" a que dan lugar.

Corresponden con los cuerpos denominados clásicamente en la bibliografía, Confurco, Traba, Pando y el Pindo. De ellos, el macizo de El

**TABLA II.—
VALORES MEDIOS DE LOS ELEMENTOS MAYORES (en %) Y MENORES (en. p. p. m.) DE LOS GRANITOIDES HERCINICOS Y ORTOGNEISES GLANDULARES**

	1		2		3		4		5	
	Media	Desv. t.	Media	Desv. t.	Media	Desv. t.	Media	Desv. t.	Media	Desv. t.
Si O ₂	72.77	3.22	67.63	2.33	72.71	1.71	72.18	2.54	73.10	1.45
Al ₂ O ₃	14.61	1.79	15.39	0.72	14.74	0.98	14.18	1.30	13.82	1.06
Fe ₂ O ₃	0.88	0.29	1.53	0.33	0.74	0.31	0.96	0.39	0.98	0.30
FeO	0.98	0.57	1.89	0.46	0.92	0.38	1.23	0.67	0.76	0.44
MnO	0.05	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.05	0.00
MgO	0.43	0.29	1.49	0.59	0.47	0.54	0.62	0.41	0.24	0.09
CaO	0.73	0.40	2.17	0.47	0.73	0.46	0.92	0.47	0.86	0.33
Na ₂ O	3.07	0.82	3.25	0.40	3.17	0.55	3.29	0.65	3.46	0.34
K ₂ O	4.42	1.19	4.42	0.50	4.70	0.86	4.51	0.99	4.63	0.58
TiO ₂	0.28	0.16	0.55	0.20	0.22	0.13	0.31	0.22	0.24	0.11
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.19	0.15	0.08	0.09	0.10	0.07	0.09	0.06
H ₂ O	1.44	0.74	1.21	0.50	1.23	0.66	1.39	0.61	1.59	0.74
Li	100.00	75.05	92.13	34.84	103.16	87.54	71.16	9.90	106.63	41.43
Rb	280.50	140.25	270.13	64.58	344.10	152.31	278.36	24.04	338.75	64.18
Ba	276.60	141.24	503.00	360.08	405.71	324.21	375.20	79.20	393.32	560.03
Sr	73.00	98.93	207.38	103.94	78.00	81.25	75.40	21.21	83.63	190.51

**TABLA III.—
NORMA C. I. P. W DE LOS VALORES MEDIOS DE LOS GRANITOIDES HERCINICOS Y ORTOGNEISES GLANDULARES.**

	1	2	3	4	5
Q	35.75	24.85	33.89	32.71	33.18
Or	26.12	26.12	27.78	26.65	27.36
Ab	25.98	27.50	26.82	27.84	29.28
An	2.97	9.52	3.10	3.91	3.68
Hy	1.77	5.08	1.94	2.55	0.88
Mt	1.28	2.22	1.07	1.39	1.42
Il	0.53	1.04	0.42	0.59	0.46
Ap	0.23	0.44	0.19	0.23	0.21
C	3.69	1.77	3.30	2.46	1.77
Fe/Mg	0.33	0.22	0.33	0.33	0.26
100(x) (An/Ab+An)	10.26	25.72	10.96	12.31	11.16
I. D.	87.85	78.47	88.49	87.20	89.82

1. Ortogneises glandulares.
2. Granodioritas y granitos biotíticos precoces.
3. Granitos de dos micas.
4. Granitoide inhomogéneo.
5. Granitos postcinemáticos.

Pindo, presenta una estructura zonada, con facies biotíticas de borde, y un núcleo porfídico de dos micas.

Su campo de representación modal en el diagrama QAP (Fig. 4), le sitúa dentro del campo de los granitos, aunque próximos al de las granodioritas.

Frecuentemente presentan en el campo un color típico rosado y un tamaño de grano medio a fino, con textura equigranular muy homogénea en su conjunto. Solo localmente poseen un carácter porfídico. También es frecuente encontrar en el macizo de Traba, facies de microporfidos distribuidos aleatoriamente por todo el plutón.

A veces se ve en ellos estructuras de flujo interno, tipo "schlieren". Poseen, en escasas cantidades, enclaves microgranulares de pequeñas dimensiones (cm., dm.) y llevan asociados algunos filones aplíticos, de cuarzo y muy raramente, pegmatíticos.

Como minerales principales poseen, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Como accesorios: apatito, circón, clinozoisita, zoisita, opacos y, a veces, turmalina, esfena, allanita, fluorita, granate, monacita y rutilo.

En la facies biotíticas la mineralogía presenta las siguientes características.

La plagioclasa aparece maclada polisintéticamente y en granos euhedrales con zonado normal. Es generalmente oligoclasa y se puede encontrar parcialmente alterada a sericita.

El feldespato potásico es microclina pertítica que incluye cuarzo, plagioclasa y biotita, y forman los megacrístales, cuando existen. Es el que da el color rosado a la roca.

La biotita se altera a clorita formando como productos secundarios, rutilo y/o esfena y opacos. Esta transformación llega a ser muy abundante en la facies biotíticas de El Pindo y algo menor en el de Traba.

Los datos geocronológicos existentes corresponden exclusivamente al granito de Traba. De todos ellos se puede citar como más seguro el de 280 ± 11 m. a de PRIEM et al. (1970) y RIES (1979), obtenido sobre una muestra de roca total:

La facies de dos micas se encuentran en la parte central del plutón de El Pindo, y en el plutón de Confurco. Sus características macroscópicas, microscópicas y geoquímicas son similares a las de los granitos biotíticos descritos en el apartado anterior. Las únicas características que permiten su diferenciación son:

— La presencia de moscovita y biotita como micas principales.

El menor resalte topográfico a que da lugar en el terreno, con respecto a la facies biotítica del mismo plutón.

El tamaño de grano que es normalmente medio-grueso.

La facies más porfídica de todos los plutones postcinemáticos se encuentra representada dentro de la Hoja por un sólo cuerpo, al que se conoce bibliográficamente como granito de Confurco, de Arbos o de Moimenta. Tiene megacristales de hasta 10 cm. de longitud y es típica su disyunción en bolos. Posee un tamaño de grano medio a grueso.

Los minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Como accesorios, circón, apatito, opacos, fluorita, granate, monacita (ARPS, 1970).

Los megacristales son de microclina perfitica con maclas de Karlsbad.

La plagioclasa es albita-oligoclasa, está maclada polisintéticamente y a veces fuertemente sericitizada.

La biotita aparece frecuentemente alterada a clorita.

En su conjunto, los granitos postcinemáticos son geoquímicamente ricos en SiO_2 , álcalis y pobres en calcio. Son los más diferenciados pero, en contraposición con los granitos de dos micas, no presentan altos valores en corindón normativo. Esto puede estar explicado por la ausencia final de líquido granítico moscovítico que se traduce también en la falta de diques pegmatíticos.

Dentro del triángulo AFM, se proyectan cerca del vértice A, siendo su "trend" de variación bastante paralelo al lado AF.

3.5.—ROCAS FILONIANAS.

El conjunto filoniano asociado a los materiales de esta Hoja es, en su mayoría, de composición ácida, siendo los diques de aplitas, pegmatitas y cuarzo, los más abundantes de todo el conjunto.

La geometría general de ellos es la rectilínea, si bien conviene señalar que a escala regional en la zona de Mugia-Dumbria, se presentan diques anulares de gran diámetro que pudieran relacionarse con la fracturación de techo acompañante a las intrusiones de tendencia circular de los granitos postcinemáticos.

3.5.1.—Dioritas (γ)

Estas rocas se describen formando parte de una red filoniana múltiple en la Hoja de Mugia, siendo también referidas como enclaves en los granitoides migmatíticos del mismo sector (GIL IBARGUCHI, 1982).

Los contactos con el granitoide migmatítico encajante suelen ser muy netos, aunque en algunas ocasiones aparecen con características más difusas.

Su naturaleza petrológica es transicional entre dioritas y cuarzodioritas biotíticas presentando, por sus características mineralógicas y composicionales, claras afinidades con rocas de tipo vaugnerítico (GIL IBARGUCHI, 1982).

La textura es blastodiabásica de grano fino en la que se observan placas de plagioclasa, biotita y anfíbol. Presenta este último mineral hábitos que parecen corresponder a pseudomorfosis de piroxenos.

La mineralogía principal de estas rocas se compone de biotita, plagioclasa, anfíbol y cuarzo, y como minerales accesorios se encuentran apatito, opacos, allanita, esfena, circón, feldespato potásico y moscovita.

Rocas similares a estas dioritas vaugneríticas se han observado en la Hoja de Noya, incluídas en la unidad de ortogneises glandulares, considerándose que representan diques diabásicos metasomatizados, o antiguos diques de tendencia lamprofídica. Teniendo en cuenta estas observaciones, así como el carácter de enclave que presentan algunas de estas rocas en el granitoide inhomogéneo, y que este granitoide en muchas ocasiones representa el equivalente migmatizado de los gneises glandulares, es probable que en algunas ocasiones correspondan a restos de diques diabásico-lamprofídicos intrusivos sobre los primitivos ortogneises que se encuentran con más intensa migmatización que en el caso descrito de Noya.

3.5.2.—Cuarzodiorita (TQ)

A escala de afloramiento se trata de una roca microgranuda muy homogénea formada por feldespatos de color rosado y salpicada por numerosos puntos verdes de biotita y hornblenda.

En sus bordes a veces aparecen rocas de tipo felsítico, con una potencia de hasta 20 m.

Desde el punto de vista petrográfico, los minerales principales son los feldespatos (ortosa), plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita, estos tres últimos con una distribución muy irregular, y como minerales accesorios, ilmenita y magnetita.

3.5.3.—Microgranito porfídico (FO)

Dentro de estos filones destaca uno de dimensiones considerables situado en la parte occidental de la Hoja y el cual ha sido representado en la cartografía.

En general se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, a veces, clorita y anfíbol, como minerales principales.

La matriz es generalmente granofídica-simplectítica y los fenocristales son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Como accesorios contienen apatito, esfena, circón y opacos.

3.5.4.—Pegmatitas (FP-A)

Bajo esta denominación se agrupa toda una serie de rocas filonianas ácidas de naturaleza aplítica y pegmatítica, siendo muy frecuente encontrar términos transicionales en la misma unidad filoniana. También en algunos

casos se pueden observar transiciones entre diques pegmatíticos ricos en cuarzo y algunos de los tipos de diques de cuarzo monominerales.

Estos filones se encuentran encajados en rocas de naturaleza muy diversa, pero fundamentalmente aparecen asociados a las formaciones esquistosas y a los granitoides inhomogéneos y de dos micas con los que se encuentran genéticamente relacionados. En más limitadas ocasiones y con menos importancia también se pueden encontrar en relación con granitos biotíticos.

Frecuentemente aparecen con cierto grado de concordancia con la estructuración regional aunque no son raros los casos en que son netamente discordantes.

Sus texturas varían entre aplíticas sacaroideas, granudas heterogranulares, gráficas y pegmatíticas. Estas texturas pueden aparecer con diferente grado de deformación sobreimpuesto.

La composición mineralógica principal consta de cuarzo, microclina, plagioclasa ácida y moscovita, apareciendo en contadas ocasiones biotita en cantidades subordinadas.

Los minerales accesorios son muy variados y pueden aparecer agrupaciones muy diversas. Entre ellos puede encontrarse turmalina, granate, berilo, apatito, opacos, circón y fluorita, habiéndose detectado en casos limitados andalucita y sillimanita, esta última en rocas pegmatíticas en conexión con granitoides inhomogéneos.

Generalmente estos filones son estériles bajo el punto de vista minero, aunque a veces se asocian a ellos indicios de W y Sn.

3.5.5.—Cuarzo (q)

Son frecuentes dentro de la Hoja diques de cuarzo tardihercánicos y sin deformación, que suelen cicatrizar fracturas de dirección NE.-SO. y NNO.-SSE. En general son diques masivos de potencia muy variable.

Algunos de estos filones se presentan mineralizados con estaño y wolframio y más raramente en mispíquel, pirita y oro.

3.5.6.—Lamprófidos (FL)

La presencia de estas rocas filonianas se encuentra reseñada por ARPS (1970), DIVAR et al. (en prensa), PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN (en prensa) y GALAN et al. (en prensa).

La mineralogía principal consta de plagioclasa, anfíbol y biotita, pudiendo en algunos casos, aparecer feldespato potásico y cuarzo.

Como minerales accesorios pueden encontrarse circón, epidota, esfena, opacos, cuarzo y como minerales secundarios aparecen clorita, calcita, sericita y epidota.

La textura más frecuente es porfídica con matriz diabásica de grano fino.

Algunos de estos diques corresponden a espesartitas (ARPS, 1970).

3.5.7.— Doleritas (ε)

Su representación es relativamente muy escasa. Aparecen reseñados por ALONSO & GONZALEZ (1982b) y DIVAR & IGLESIAS (en prensa), siendo referida su existencia en este ámbito geográfico por ARPS (1970).

Su mineralogía principal se compone de plagioclasa y clinopiroxeno, pudiendo aparecer en algunas variedades olivino y nefelina, y como minerales accesorios, biotita, apatito, opacos, analcima, rutilo y ceolita.

La textura predominante es ofítica de grano fino a medio, pudiendo adquirir en ocasiones caracteres porfídicos.

Las variedades con nefelina son, en realidad, microgabros nefelínicos y no tienen relación con los diques doleríticos. Solo aparecen en la costa Oeste de Noya y se duda de su edad hercínica.

3.6.—METAMORFISMO.

A la hora de considerar la evolución metamórfica, uno de los factores fundamentales que hay que tener en cuenta es la presencia de unidades autóctonas y alóctonas en el sector estudiado, ya que de otro modo, la interpretación del metamorfismo que afecta a estas unidades puede conducir a esquemas imprecisos y excesivamente complejos.

El conjunto autóctono, está representado por los materiales del Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental y se encuentra afectado por diferentes grados de metamorfismo y migmatización, que puede llegar a ser muy intenso, con generación de apreciables cantidades de granitoides anatócticos. En los eventos metamórficos responsables de estas transformaciones, se desarrollan, en las rocas pelítico-grauváquicas, asociaciones con cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita a las que se puede añadir según las condiciones metamórficas y la composición inicial, granate, estaurolita, andalucita y sillimanita, apareciendo feldespato potásico en las rocas migmatizadas, en las que se alcanzan condiciones de desestabilización de la moscovita primaria.

En composiciones calcosilicatadas se desarrollan asociaciones correspondientes a intensidades de metamorfismo análogas y en las que pueden aparecer, cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita, granate y diópsido.

También por las evidencias observables, los ortogneises glandulares han estado sometidos al mismo proceso metamórfico.

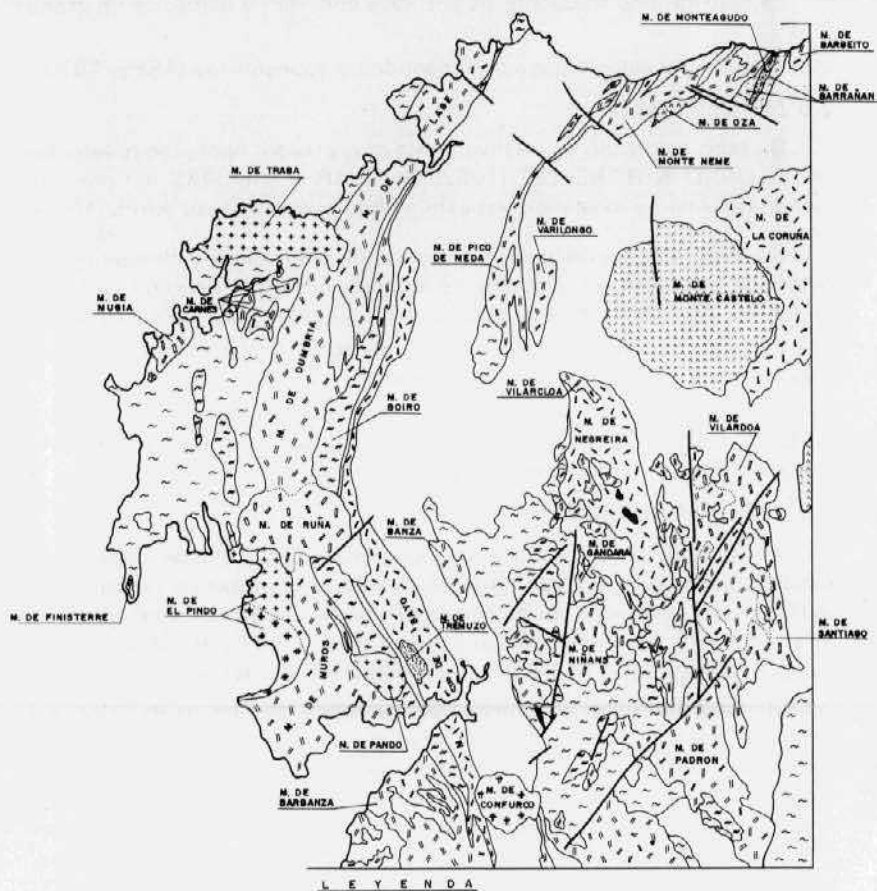
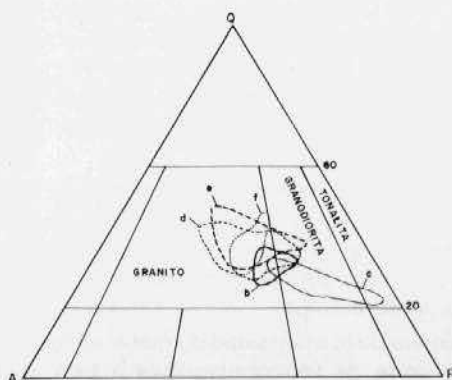


Fig 3.— DISTRIBUCION GEOGRAFICA DE LOS PRINCIPALES MACIZOS DE ROCAS PLUTONICAS.



LEYENDA

- a - Ortogneis glandular.
- b - Granodioritas y granitos biotíticos precoces.
- c - Granodioritas, cuarzo-dioritas y dioritas.
- d - Granitoide inhomogeneo.
- e - Granitos de dos micas.
- f - Granitos postcinemáticos.

FIG. 4 - CLASIFICACION MODAL A PARTIR DE LA NORMA (CORREGIDA PARA LA BIOTITA) DE LOS GRANITOIDS HERCINICOS.

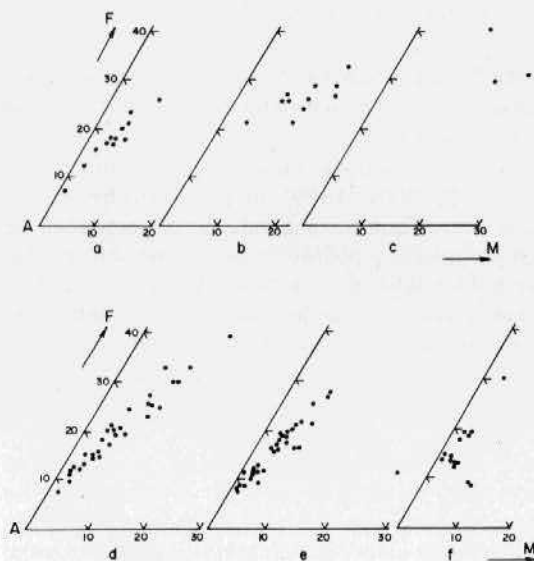


FIG. 5 - DIAGRAMAS AFM DE LOS GRANITOIDS HERCINICOS Y DEL ORTOGNEIS GLANDULAR.

Estas transformaciones y su secuenciación pertenecen a un metamorfismo plurifacial y polifásico y como ya se ha visto anteriormente, la primera etapa de este proceso, según GIL IBARGUCHI (1982), corresponde en los materiales de la mesozona a la facies de las anfibolitas almandínicas, llegándose en la catazona a la generación de movilizados migmatíticos.

La segunda etapa metamórfica es de inferior presión en relación P/T, y en ella se genera andalucita en los metasedimentos de la mesozona, produciéndose grandes volúmenes de granitoides anatócticos en los niveles más profundos en los que la migmatización había alcanzado ya dimensiones importantes en la primera etapa.

Por último, durante el descenso de la intensidad de metamorfismo, el conjunto es afectado por una serie de retrogradaciones a bajo grado (cloritizaciones, moscovitizaciones, etc.)

Las relaciones entre metamorfismo y deformación, evidencian que los minerales índice de la primera etapa metamórfica se desarrollan previa o precozmente respecto a la fase generadora de la esquistosidad principal (Fase 2).

El auge de la segunda etapa metamórfica se produciría durante la interfase o contemporáneamente al plegamiento de la esquistosidad, continuando las condiciones de recrystalización de las micas hasta etapas muy tardías.

También las condiciones de migmatización se deben haber prolongado hasta etapas tardías, lo que puede explicar la escasa o nula deformación de los neosomas de muchas migmatitas.

Con respecto a las unidades alóctonas, dentro del conjunto de los Esquistos de Ordenes, según ZUUREN (1969), existirían evidencias de eventos metamórficos prehercánicos que corresponderían a la actuación de un metamorfismo regional progresivo y polifásico de presión intermedia, seguida de una fase también prehercánica de carácter mesozonal. Posteriormente, según este autor en el ciclo hercínico se producirían nuevos eventos metamórficos que alcanzarían condiciones de migmatización en parte de los metasedimentos. Por último en una etapa hercínica póstuma el conjunto sería afectado por una retrogradación parcial a condiciones de esquistos verdes.

La presencia de distena en estos metasedimentos no ha de tomarse necesariamente como indicadora de la existencia de un metamorfismo prehercínico, pues ya durante el hercínico existen condiciones favorables para su formación en las unidades de Lalín y de Forcarey (fuera de esta Hoja) y en el Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental (MARQUINEZ & KLEIN, 1982).

La esquistosidad principal visible en los esquistos y gneises de Ordenes, posiblemente corresponde a la esquistosidad de segunda fase hercínica, y la blastesis de granate, estaurilita y distena sería previa a la actuación de esta fase, sin descartarse la posibilidad de que algunos de estos minerales puedan representar relictos de un metamorfismo prehercínico. Esta fase de metamorfismo hercínico es seguida por una la historia geológica se hace común, pues las unidades que antes estaban separadas, ahora se encuentran superpuestas tectónicamente constituyendo un solo conjunto ante el desarrollo orogénico posterior.

También dentro del Dominio del Complejo de Ordenes se localizan unidades en las que se evidencia la existencia de metamorfismo en facies granulíticas que se encuentra representado en rocas de afinidades plagiopirigarníticas, granulitas félsicas, rocas metaultramáficas, anfibolitas y metagabros.

Según WARNAARS (1966), y con respecto a las metaperidotitas, la intrusión de estas rocas se produjo durante una fase de metamorfismo granulítico prehercínico, que evoluciona a continuación a condiciones de granulitas hornbléndicas. Este metamorfismo granulítico, afectaría igualmente al conjunto de litologías consideradas previamente.

Con posterioridad estas rocas son afectadas por los procesos metamórficos hercínicos de carácter mesozonal y por las retrogradaciones tardías a bajo grado (serpentinizaciones, cloritizaciones, etc.)

Respecto a la Unidad de Malpica-Tuy, GIL IBARGUCHI & ORTEGA (en prensa) proponen que los materiales incluidos en este dominio han sido afectados por una misma evolución metamórfica en la que se suceden un estadio pre-eclogítico, eclogítico, anfibolítico y de esquistos verdes. Según estos autores, estos estadios se enmarcan en un proceso metamórfico continuo que tiene un máximo en la etapa eclogítica a unas condiciones de 600° C y 12±2Kb seguida de una brusca descompresión que continuaría hasta la evolución a las transformaciones de más bajo grado.

Estos "eventos" metamórficos granulíticos y eclogíticos que se han interpretado tradicionalmente en relación con procesos de metamorfismo prehercínico, tienen que ser considerados con precaución, dado el carácter alóctono de las unidades en que se localizan, ya que resultaría aventurado el suponer que las condiciones y evolución metamórfica en la zona de raíz de los mantos hayan sido equiparables a las del conjunto autóctono en el que se encuentran emplazados. Por este motivo, aunque no puede descartarse la posibilidad de que las asociaciones granulíticas y eclogíticas corresponden a procesos prehercínicos, tampoco puede rechazarse la hipótesis sobre la existencia en la zona de procedencia de estos mantos de condiciones adecuadas al desarrollo de estas asociaciones durante el proceso metamórfico hercínico.

Además de los efectos asociados a los procesos regionales, en las zonas afectadas por las intrusiones graníticas se producen transformaciones metamórficas de contacto. Estos metamorfismos de contacto determinan la neoformación de minerales (andalucita, cordierita, etc.), que al ser también producto de los procesos regionales son de difícil delimitación.

Aparte de estos efectos, se producen otra serie de transformaciones como recristalización de cuarzo y micas, moscovitizaciones, turmalinizaciones, etc., que son ampliamente variables en función de la naturaleza y etapa de emplazamiento de los cuerpos intrusivos y de la composición y grado metamórfico de los materiales encajantes.

4.—HISTORIA GEOLOGICA.

Para el establecimiento de la historia geológica en la región hay que partir del análisis individual de las unidades que la componen. Estas unidades han estado situadas en zonas separadas entre sí durante parte del desarrollo orogénico, por lo que su estudio hasta el momento del emplazamiento en su situación actual (Fase 2 de deformación hercínica) debe ser considerado independientemente, pues los procesos metamórficos y deformativos que han sufrido las distintas partes de la cadena en un momento determinado no tienen porque ser similares. A partir de la Fase 2 la historia geológica se hace común, pues las unidades que antes estaban separadas, ahora se encuentran superpuestas tectónicamente constituyendo un solo conjunto ante el desarrollo orogénico posterior.

La estructura actual del área estudiada la componen, por tanto, la superposición tectónica de una serie de mantos de corrimiento emplazados sobre unos materiales que se suponen autóctonos (al menos relativo), y que corresponden al Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental. Los

dominios y unidades diferenciadas ya han sido definidas en los apartados 0.3 y 2.1 de esta memoria y son, estructuralmente, de abajo a arriba los siguientes:

- El Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental.
- El Dominio de las Unidades de Malpica-Tuy y de Santiago.
- El Dominio del Complejo de Ordenes, que a su vez se compone de la Unidad de Bazar-Castriz y la Unidad de Betanzos-Arzua.

El Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental se encuentra bien desarrollado dentro de la Hoja, aunque su significado paleogeográfico no puede establecerse con seguridad, debido al alto grado de metamorfismo alcanzado y a la intensa deformación sufrida.

De todos modos, las características de los materiales parecen indicar una sedimentación marina durante el Precámbrico y/o el Paleozoico inferior, sobre una corteza continental estable (medio de plataforma más o menos somero), correspondiente a un cratón precámbrico con una evolución probablemente semejante a la de los autóctonos de los complejos de Braganca y Morais, descritos por RIBEIRO (1974). Afloran también dentro de él ortogneises glandulares que hacia el E. desaparecen y que son uno de los elementos distintivos del dominio. El carácter granítico de estas rocas, como ya ha sido comentado en el capítulo de Petrología (apartado 3.1.) parece evidente. Queda en duda la relación con los metasedimentos circundantes, ya que no existen hasta el momento criterios definitivos para asegurar su carácter de zócalo sobre el que se depositasen las series sedimentarias o por el contrario si representan una actividad magmática intrusiva en estas series durante tiempos prehercínicos.

La historia geológica de las unidades de Malpica-Tuy y de Santiago, comienza con la sedimentación de una serie compuesta por pelitas, grauvacas, cuarcitas, rocas vulcanosedimentarias y algunas rocas carbonatadas, materiales de los que no puede precisarse la edad por ausencia de argumentos paleontológicos, aunque tomando como base las dataciones de edad absoluta, puede suponerse una edad Precámbrico Superior o Paleozoico Inferior. Durante el Ordovícico estas series sufren una actividad magmática efusiva e intrusiva de carácter bimodal, representada por el emplazamiento de una serie granítica calcoalcalina, seguida del emplazamiento de una red de diques básicos (protolitos de eclogitas y ortoanfibolitas). Posteriormente aparecen las rocas de quimismo peralcalino, en la Unidad de Malpica-Tuy.

La presencia de estos tipos de rocas ha sido interpretada por LEFORT & RIBEIRO (1980) en relación con un proceso de "rifting" a escala cortical. Este podría estar ligado quizás a la presencia de un penacho del manto ("mantle plume"), como han sugerido CALSTEREN (1977) y DEN TEX

(1981b). Si el proceso de "rifting" prosiguió durante un cierto tiempo pudo dar lugar a la creación de corteza oceánica, separando dos masas continentales y las unidades de Malpica-Tuy y Santiago representarían el borde adelgazado de la corteza continental situada al E. del nuevo océano. Más adelante y de acuerdo con las conclusiones de ORTEGA & GIL IBARGUCHI (en prensa), estos materiales estarían involucrados en una zona de subducción, siendo posteriormente obducidos y emplazados en su posición actual durante la Fase 2. El estilo tangencial de la deformación, las condiciones del climax metamórfico alcanzadas y la brusca descompresión reflejada en las paragénesis minerales apoyarían esta hipótesis.

La Unidad de Bazar-Castriz compuesta exclusivamente por rocas máficas y ultramáficas y perfectamente correlacionable con la Unidad de la Sierra del Careón (GONZALEZ LODEIRO et al., 1983) de la vecina Hoja de Lugo, podría representar los restos de la corteza oceánica creada en el proceso de "rifting" antes mencionado.

Establecer la historia geológica de la Unidad de Betanzos-Arzua resulta difícil. La coexistencia en ella de rocas máficas y ultramáficas con posibles restos de un metamorfismo de alto grado, junto con una potente y monótona serie sedimentaria (Esquistos de Ordenes) con claras facies turbidíticas, hacen pensar por un lado en su posible relación con una corteza oceánica antigua (ya que poseen rocas máficas y ultramáficas), aunque parece más probable suponer que perteneció a una corteza continental en la que se desarrolló un magmatismo bimodal (gabros y ortogneises-fuera de esta Hoja) y sobre la que se depositan durante el Precámbrico y/o Paleozoico inferior los Esquistos de Ordenes.

De acuerdo con lo expuesto en los párrafos anteriores, una posible reconstrucción paleogeográfica de los dominios y unidades antes de la Fase 2 podría ser como sigue: existencia de un proceso de "rifting", quizá debido a la actuación de un penacho del manto, con creación de corteza oceánica. De Este a Oeste en este momento de la evolución geológica, el Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental correspondería al continente oriental, las unidades de Malpica-Tuy y de Santiago serían el borde de este continente adelgazado por el proceso distensivo, la Unidad de Bazar-Castriz correspondería a la corteza oceánica de nueva creación y por último la Unidad de Betanzos-Arzua formaría parte del continente occidental. Posteriormente la colisión de ambos continentes como consecuencia del comienzo de la Orogenia Hercínica provocaría primero la subducción y posteriormente la obducción del continente occidental sobre el oriental, originando la superposición tectónica que hoy se observa.

Esta interpretación explica coherentemente y sin necesidad de acudir a procesos metamórficos prehercínicos la existencia de condiciones de

metamorfismo distintas dentro de un mismo proceso orogénico, al menos hasta que se produce la superposición tectónica. A partir de este momento, lógicamente los eventos metamórficos que afectan a todos los dominios son los mismos.

La migmatización hercínica es provocada o sino favorecida fuertemente por el apilamiento de los mantos que provoca duplicación de corteza lo que origina un aumento anormal de las condiciones de presión y temperatura. La relación, por tanto, entre el emplazamiento de los mantos y la migmatización es compleja, pues ambos son procesos simultáneos (al menos durante un tiempo) y genéticamente relacionados.

La evolución tectónica a grandes rasgos es similar en todos los dominios. Consiste primeramente en el desarrollo de dos fases de deformación tangenciales que originan estructuras tendidas con vergencia hacia el E. que culminan con el cabalgamiento de las unidades alóctonas y una o más fases de replegamiento que originan pliegues de plano axial subvertical y que corresponden a las antiformas y sinformas que hoy se deducen en la cartografía.

Por último hay que mencionar que el desarrollo de la orogenia se realiza de O. a E. por lo que la actuación de las diferentes fases tanto de deformación como metamórficas no tienen lugar simultáneamente en los distintos dominios, sino que son más precoces en los que ocupan posiciones más a poniente.

5.—GEOLOGIA ECONOMICA.

5.1.—MINERIA, YACIMIENTOS E INDICIOS.

La actividad de la minería metálica de la zona, consiste en un número bastante elevado de explotaciones rudimentarias, hoy abandonadas, y de tres minas activas. Estas últimas son: Minas de Monteneme, Minas de Santa Comba y Mina de San Finx.

Para una mayor claridad, y debido a la gran cantidad de datos de que se dispone, se agruparán las explotaciones por sustancias.

Estaño-Wolframio: Es en estas sustancias donde se concentran la mayor parte de las explotaciones abandonadas y las únicas en actividad de la Hoja.

Se pueden establecer varias áreas de concentración de explotaciones. Area de Monteneme: Esta zona se sitúa en la Hoja nº 44, Carballo y se localizan en ella dos explotaciones abandonadas que fueron importantes como son: Arteixo y Lendo y la mina Monteneme actualmente en actividad. Asociada a éstas, multitud de indicios de morfología filoniana y aluvial.

Las antiguas minas de Arteixo (1) se localizan en el Macizo de Barbeito explotándose filones de cuarzo intragraníticos de dirección variable N a N 70° E, buzamiento subvertical y mineralizados en wolframita, calcopirita, mispíquel y oxi-hidróxidos de Fe. A este yacimiento van asociados una serie de aluviones que en parte se sitúan en la Hoja 44 y en la 45. Los más importantes y que fueron explotados son los de: playas de A Vaca (2), Barrañán (3), Caión (4).

Las minas de Lendo, también conocidas por minas de Nuestra Señora y Larín (5) explotaban muy rudimentariamente, en labores de "rapiña", un campo filoniano importante de direcciones predominantes E-O y N 60° - 70° E con buzamiento subvertical a vertical, siendo los más importantes los de dirección E-o.

Encajan en el Macizo de Monteneme.

El filón más explotado fue el de Larín que tenía una potencia de 20 cm. La asociación mineral era: wolframita, casiterita, scheelita, pirita, magnetita, mispíquel y calcopirita.

La actividad del área se centra en las Minas de Monteneme (6), localizada en el Macizo del mismo nombre. El yacimiento tiene morfología de falso "stockwork" con direcciones predominantes NE-SO. Actualmente se explotan tres conjuntos de filones: Rajo, Santa Teresa de Jesús y Marruecos, todos integraníticos, de dirección predominante N 45° E y buzamiento subvertical. La relación wolframita/casiterita=70/30 en casi toda la mina. La asociación mineral es muy completa observándose: wolframita, casiterita, scheelita, calcopirita, pirita, mispíquel y molibdenita.

En resumen, todas las mineralizaciones de Sn-W de este área se asocian a granitos de dos micas deformados con un cortejo pegmatítico muy importante.

Area de Camariñas: Los indicios de este área se localizan en dos tipos distintos de formaciones graníticas. Uno de ellos en el macizo de Traba que es un granito biotítico postcinemático y otro en el granitoide inhomogéneo. Se sitúan en las Hojas 68, Camariñas y Hoja 43, Lage.

Tienen toda morfología filoniana y las direcciones varían de N-S a N 30° E, siendo predominantemente norteadas en los encajados en el M. de Traba. Los buzamientos son prácticamente de subverticales a verticales y las potencias no superan los 50 cm., salvo en el caso de la Mina de San Jorge. La diferencia característica entre los dos grupos de indicios es la mineralogía, ya que en el caso de los yacimientos situados en el granitoide

(1) X=207.400 (2) X=206.900 (3) X=206.500 (4) X=201.600 (5) X=201.000 (6) X=190.500
Y=977.800 Y=978.600 Y=978.200 Y=978.600 Y=975.300 Y=974.800

CUADRO 1. MINERALIZACIONES de Sn-W EN EL AREA DE CAMARIÑAS.

MINERALIZACIONES	DIRECCION	BUZ.	POT.	MINERALOG.
(1) Mina San Jorge (68)	N-S a N 20° E	50°-90°	0,5-2	W, M, C, P, Cal
(2) Canle de Merejo (68)	N° 20 E	90°	0,20	W, M, C, P, Cal
(3) Florida o Sartaña (68)	N° 5° E	90°	0,30	W, C, M
(4) Lago o Xeixalvo (68)	N 30° E	90°	0,30	W, C.
(5) Campo del Moro (68)	N 15°-25° E	90°	?	P, Cal, Mo, Mo, W, S, C.
(6) Fontebella (68)	N-S a N-20° E	90°	0,40	W, C, M, Cal, P
(7) Foxo (68)	N-S	90°	0,50	W, C
(8) C. de Caballos (43)	N 5° E	90°	0,20	C, W, M.
(9) Cova do Lobo (68)	N-S	90°	0,20	W, C.

(1) X = 155.300
Y = 960.500

(2) X = 154.000
Y = 957.300

(3) X = 153.800
Y = 958.200

(4) X = 154.600
Y = 958.000

(5) X = 154.800 GRANITOIDE INHOMOGENEO
Y = 962.700

(6) X = 156.500 M. DE TRABA
Y = 962.800

(7) X = 153.400
Y = 964.100

(8) X = 157.600
Y = 965.400

(9) X = 156.500
Y = 964.600

W = Wolframita
M = Mispiquel
C = Casiterita
P = Pirita
Cal = Calcopirita
Mo = Molibdenita
S = Scheelita

inhomogéneo, casi sin excepción, van acompañados en su asociación mineral de sulfuros del tipo pirita, calcopirita, mispíquel y en el caso de los de Traba no se presenta nunca. (Cuadro 1)

Area de Santa Comba: Una de las tres minas activas en la Hoja se encuentra en este área. Se trata de la Mina de Santa Comba, localizada en la Hoja nº 69 del mismo nombre (1) y situada en el Macizo de Varilongo, constituido éste por un granito de dos micas alargado en dirección noroeste que tiene una estructura en "Stockscheider" muy característica, análogo al Macizo de Fontao (Hoja 121. La Estrada). NESSEN (1981).

Esta mina se encuentra en una clara alineación que prolongada hacia el Norte, pasa por la mina de Monteneme hasta la costa, y que corresponde a una zona de cizallamiento dúctil hercínico, a la escala de Galicia. (IGLESIAS & CHOUCKROUNE, 1980; GOUANVIC, 1980).

El interés metalogénico de esta alineación ha sido subrayada ya por GOUANVIC, 1980.

El yacimiento de Santa Comba tiene morfología filoniana de direcciones N 20° - 45° E, con buzamientos de 60° - 80° y potencias que no superan los 30 cm. Los filones están constituidos por cuarzo y predominantemente wolframita y casiterita. Otros minerales metálicos acompañantes son: mispíquel, blenda, calcopirita, bismuto nativo, bismutina, tetraedrita, pirita, bournonita, scheelita, marcasita, estannina y estibina.

A esta mina se asocian multitud de yacimientos secundarios aluviales que han sido explotados intermitentemente durante las últimas décadas.

En este área, las minas abandonadas tuvieron bastante importancia, señalando la Mina A Portela en Monte Canle (Hoja nº 68. Camariñas)(2), de morfología filoniana con direcciones N-S y NO-SE potencia hasta 50 cm., encajada de neises biotíticos y cuya asociación mineral era casiterita, ferberita, mispíquel, pirrotina, calcopirita, estannina, scheelita y pirita. La Mina San Francisco situada en la Hoja nº 68. Camariñas (3) y de la misma morfología y asociación mineral que la anterior. La diferencia entre las dos es que así como A Portela se sitúa en el exocontacto del Macizo de Pico de Meda, la de San Francisco es intragranítica en el mismo macizo.

Por último, dentro de este área, existen dos yacimientos que encajan en cuarzoanfíbolitas y tienen morfología diseminada de scheelita, ferberita. Se tratan de Mina Susana (4) y Mina Bouza (5).

Area de Outes: En esta zona hubo una mina importante, actualmente abandonada, que está encajada en los ortoneises de Fervenza y de la que se

- | | | | | |
|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| (1) X=181.800 | (2) X=175.400 | (3) X=177.200 | (4) X=183.700 | (5) X=184.500 |
| Y=955.400 | Y=950.700 | Y=951.700 | Y=946.800 | Y=948.300 |

explotaba wolframita. Se denominaba Fonte Blanquiña (Hoja nº 93. Outes (1) con morfología filoniana, de dirección N 30º O y buzamiento subvertical, la potencia alcanzaba los 30 cm. La asociación mineral estaba constituida por : wolframita, mispíquel, pirita, casiterita y scheelita.

Existen dos indicios en el Macizo de Muros. Planca Balada (2) y Medoña (3). Los dos tienen la misma morfología y características. Filonianos de dirección N 30º O.

Area de Noya-Lousame: Es éste un área muy importante dentro de la Hoja 1:200.000 en la que se sitúa como mina activa la Mina de San Finx (4), actualmente la mina de Sn-W más importante de Galicia (Hoja 120. Padrón).

La Mina de San Finx tiene morfología filoniana, llevando los filones una dirección aproximada de N 50º E y buzando hacia el Sur entre 75º y 85º. Su potencia media oscila entre 40 y 50 cm., aunque en algunos puntos llegan a sobrepasar los 2 m. de potencia. Están compuestos fundamentalmente por cuarzo. Encajan en el granitoide inhomogéneo y en micaesquistos.

Se benefician Sn, W y Cu, obteniendo el Sn y W de casiterita y wolframita que en esta mina están en la relación de 3 a 2 respectivamente, y el Cu de la calcopirita. La molibdenita, aunque es también predominante no se beneficia.

La asociación mineral es muy compleja, constando de: casiterita, wolframita, pirita, calcopirita, molibdenita, bismuto, bismutina, blenda, galena, estannina, pirrotina, arsenopirita, ¿shapbachita? ¿uraninita?, sheelita, stolzita, ¿columbita?, ¿tantalita?.

La mina de San Finx podría quedar encuadrada dentro del Sistema de filones Noya-Barquiña, en el cual tienen todos una posible relación genética y se diferencian en aspectos estructurales y mineralógicos. San Finx es del grupo filoniano discordante con la esquistosidad y existe otro grupo filoniano concordante con la esquistosidad y que corresponde a los filones de Albariza. Estos últimos tienen presente en su paragénesis columbita-tantalita. RUIZ MORA, (1982).

Por otra parte, en el Macizo de Confurco, existen unas mineralizaciones muy interesantes de wolframita-casiterita, que constituyeron Mina Esperanza (5) y Esperanza II, próximas a Moimenta y que actualmente están abandonadas.

(1) X=168.800	(2) X=161.600	(3) X=161.900	(4) X=179.600	(5) X=174.600
Y=940.200	Y=928.700	Y=928.800	Y=917.300	Y=913.500

Estas minas se encuentran en la zona marginal del granito biotítico postcinemático de Confurco. Consisten en un paquete de unos 40 filoncillos de cuarzo, que llevan dirección N-S, buzamiento vertical y potencia inferior a los 5 cm., que están cortados por otros de mayor potencia y dirección E-O, prácticamente estériles. La mineralización se concentra en pequeñas bolsadas casi totalmente de wolframita, acompañada de piritita y mispíquel. También se observa scheelita.

Arsénico-Oro: Todas las explotaciones, indicios y yacimientos de estas sustancias están abandonadas, si bien hay que resaltar los más importantes.

En la Hoja nº 44, Carballo, se sitúan dos de las minas de As-Au más importantes de toda la Hoja. Estas son las Minas de Imende (1) y las de Corcoesto (2).

Al N de Castriz y asociado a rocas ultrabásicas se presentan magnetita como principal y como accesorios pirrotina-pentlandita-calcopirita-ilmenita y cromita.

En los metagabros pegmatoides al N de Castriz (Hoja nº 69. Santa Comba) se presenta una mineralización diseminada de pirrotina-pentlandita-calcopirita.

Los asbestos se reducen a venillas de crisotilo asociadas a las serpentinitas, de potencia comprendida entre 1 y 15 mm.

Niobio-Tántalo: Solamente destacar que esta asociación está fuertemente ligada a la del Estaño-Wolframio, y existen multitud de indicios en la zona de Noya asociados a casiterita y wolframita.

5.2.—CANTERAS.

Existen dentro de la superficie de la Hoja, numerosas labores extractivas de rocas, las cuales en la actualidad, se encuentran en su mayor parte abandonadas, posiblemente por el efecto sustitutivo que los nuevos materiales de construcción han tenido sobre los que de ellas se extraían.

El mayor volumen de canteras inactivas se sitúa, fundamentalmente, sobre materiales graníticos, entre los que caben destacar las numerosas excavaciones que rodean a Santiago y de las que proceden los materiales utilizados para la construcción de esta importante localidad. Estas canteras abandonadas interesantes han sido, una en Puerto del Son (3) con una pequeña explotación industrial de caolín y la explotación de los diques de cuarzo de Monte Gordo (4) en la Hoja nº 67 Mugía, en esta última cantera el arranque se realizó sobre la parte superior del dique en una longitud de 100 m. por el total de la potencia. Inicialmente, la sílice se destinaba a la fábrica

(1) X=197.500	(2) X=182.200	(3) X=165.300	(4) X= 478.000 (U.T.M.)
Y=977.600	Y=970.000	Y=914.800	Y=4.764.800 (U.T.M.)

CUADRO 2. MINERALIZACIONES de As-Au

MINERALIZACIONES	DIRECCION	BUZ.	POT.	MINERALOG.
(1) Grupo de Limideiro (68)	N 20° E E-O	50°	—	neises
(2) Grupo de Grixoa (68)	Nº 40 E	—	0,1-05	neises
(3) Grupo de Vilar de Celtigos (68)	Nº 40º E	—	0,2 m.	—
(4) Grupo de Fronos (68)	N 20º E	—	2 m.	granitos (M. de Pico de Meda) y neises.
(5) Grupo de S. Martin de Meanos (68)	N 50º E	—	0,6 m.	neises
(6) Grupo de Vila (68)	N 60º-70º E	N0	—	neises
(7) Grupo de Sta. Sabina (68)	N 20º E	—	—	Granito (M. de Pico de Meda)
(8) Grupo de Guldris (43)	—	—	—	neises

(1) X = 172.000

Y = 946.500

(2) X = 176.800

Y = 948.900

(3) X = ?

Y = ?

(4) X = 179.200

Y = 955.000

(5) X = 174.800

Y = 952.300

(6) X = 174.100

Y = 951.500

(7) X = 179.600

Y = 954.200

(8) X = 182.100

Y = 952.500

de Cee, pero sus características químicas con alto contenido en alumina hicieron que el material fuese rechazado y se cerrase la explotación por falta de consumidores.

Por otra parte, la explotación de caolín de Caolines de Lage, (Hoja nº 43, Lage) (1), que se realizaba sobre unos depósitos primarios en la zona de Coens, llegaron al agotamiento de las reservas.

En activo se encuentran alrededor de una veintena de canteras, de las cuales más del 75% se dedican a la producción de áridos, que abastecen el mercado local, a partir de rocas graníticas y ortoneísicas.

(1) X= 500.150 (U.T.M.)

Y=4.780.150 (U.T.M.)

Para el sector de áridos naturales, se extraen arenas, dragando la desembocadura del Tambre en Puente de D. Alonso (1) (Hoja nº 119, Noya), y del cauce actual del río Allones se obtienen arenas gruesas.

En lo que concierne al sector de áridos de construcción y obras públicas, en la Hoja nº 119. Noya, se sitúan las canteras de: Puerto del Son (2) en granitos de Barbanza, Moimenta (3) en granitos de Barbanza y granitoides precoces, y Mesón Frío (4) en los ortoneises biotíticos del Complejo de Noya.

En la Hoja nº 120, Padrón, se explota una zona homogénea del granitoide inhomogéneo en Monte Miranela (5) a 3 Km. al E de Padrón. En la Hoja nº 44, Carballo, se sitúa la cantera de S. Amaro que explota el granito de Monteneme (6). En la Hoja nº 69, Santa Comba, se localizan dos canteras: una que explota el granitoide precoz (7) y la otra al OSO de Brea (8), dentro de la serie de Ordenes, en facies de micaesquistos plagioclásicos con granate.

Dentro de la Hoja nº 93, Outes, para áridos de construcción se sitúan dos de ellas en el Complejo de Noya; una sobre los paraneises cerca de Pino de Val (9) y otra en los ortoneises con anfíbol en el centro del mismo complejo (10). Una tercera se localiza en la facies biotítico-moscovítica central del granito postcinemático del Pindo, cerca de Cardebarcos (11).

La utilización como árido de construcción del cuarzo sólo se explota en la zona, sobre un dique en las proximidades de Trabe (12), dentro de la Hoja nº 43, Lage.

En la aplicación del granito como roca ornamental, hay que destacar el interés potencial de los macizos de Pando y Pindo, explotándose este último granito para ese fin en un punto de la Hoja nº 93, Outes (13), en su facies biotítica de borde.

(1) X=175.600 Y=925.460	(5) X= 530.450 (U. T. M.) Y=4.733.500 (U. T. M.)	(9) X= 170.030 Y= 936.400
(2) X=164.300 Y=913.350	(6) X= 520.250 (U. T. M.) Y=4.789.250 (U. T. M.)	(10) X= 169.100 Y= 942.100
(3) X=173.280 Y=913.240	(7) X= 205.100 Y= 953.900	(11) X= 156.300 Y= 930.430
(4) X=174.660 Y=917.300	(8) X= 199.200 Y= 946.700	(12) X= 509.075 Y=1.787.300 (U. T. M.)
(13) X=155.700 Y=935.300		

Las Minas de Imende, localizadas junto a Caión, eran explotaciones de un yacimiento de morfología filoniana, de dirección N 70° E, constituyendo el cuarzo como mineral principal y mispíquel muy abundante y disseminado, llegando a ser todo mispíquel en algunos sitios del filón. La potencia es de unos 4 a 5 cm. La roca encajante es el granitoide inhomogéneo de Monteneme.

Las Minas de Corcoesto, fueron mucho más importantes que las anteriores, apreciándose trabajos romanos en numerosos puntos de la zona. Se trata de un yacimiento filoniano intragranítico, dentro del granitoide inhomogéneo, constituido por filones de dirección N 70° E (igual que los de Imende) potencias de 0,3 - 1,20 m. y una corrida de 25 - 200 m.

La asociación mineral sería la siguiente: mispíquel, oro, pirita, pirotina, calcopirita, cloruros de Au y Ag, hematites, ¿bournonita?, covelina, escordita, goethita y limonita.

En las Hojas nº 68 y 69 existe también una concentración importante de indicios, todas ya abandonadas y con características comunes (Cuadro 2).

Titanio-Hierro: Los yacimientos más importantes se sitúan en el Macizo de Monte Castelo. (Hoja 44. Carballo). La actividad de este grupo minero persistió hasta 1973 en que cesaron las explotaciones por parte de Minas del Dubra, S.A.

Las labores fueron superficiales, preconcentrado "in situ" las arenas aluviales y eluviales en las que se encuentra disseminada la ilmenita. Como minerales acompañantes eran: rutilo, magnetita, granate, pirita y oro.

El problema que se presentó, fue el de carecer de separadores magnéticos para eliminar el hierro y aumentar así la ley en óxido de titanio.

Algunos indicios están asociados a ortoanfibolitas como el de Rodis (1) y el de Cercedo (2). Otros aparecen intercalados y asociados a anfibolitas como los de Sobreira (3) y Pazos (4).

Hierro-Niquel-Cobre-Titanio y Asbestos: Al N y NO del Macizo de Monte Castelo se ha localizado mineralización de paragénesis: pirrotina-pentlandita-calcopirita, como corresponde a un origen intramagmático del yacimiento.

En el sector de cerámica y productos refractarios, existen en la actualidad tres canteras, una en los metasedimentos de la Serie de órdenes

(1) X=183.500
Y=964.400

(2) X=185.300
Y=966.100

(3) X=176.900
Y=961.800

(4) X=175.300
Y=961.400

(Hoja nº 44, Carballo) (1). otra en la cuenca terciaria del NO de Laracha (Hoja nº 44, Carballo) (2), y la última en Valga (3) (Hoja nº 120, Padrón) que explota las arcillas arenosas procedentes de la alteración del granitoide inhomogéneo.

Por último, y aisladamente, se explotan los caolines asociados a los granitos alterados por fracturación y posteriores procesos hidrotermales, destacando los explotados actualmente en Varilongo (4), en la mina de Santa Comba. (Hoja nº 69, Santa Comba).

Una explotación importante en la Hoja 1:200.000, y que no hay que olvidar es la cantera de cuarzo, situada sobre uno de los filones localizados en el cuadrante NE de la Hoja nº 94. Santiago (5). El material extraído se exporta en su mayor parte (alrededor del 80%) y el resto se emplea fundamentalmente para la fabricación de carburo de silicio y ferrosilicio en la factoría de Cee (La Coruña).

5.3.—HIDROGEOLOGIA.

Desde un punto de vista hidrogeológico, se separan en la Hoja dos conjuntos de terrenos claramente diferenciables. Por un lado los precámbricos y paleozoicos junto con las rocas ígneas, y por otro los sedimentos terciarios y cuaternarios.

5.3.1.—Terrenos precámbricos y paleozoicos y rocas ígneas.

La permeabilidad primaria de estas rocas en estado fresco, es prácticamente nula, y en estado de alteración generalmente pequeña. La permeabilidad secundaria, fruto de la red de planos que las atraviesan o de la disolución de éstas, tampoco alcanza valores importantes.

En suma, las posibilidades de explotación hidrogeológica de estos terrenos se limitan a la realización de captaciones a cielo abierto de escasa profundidad (como las que abundan en la región) de las que no se obtendrán caudales superiores a 1 ó 1.5 l/sg., salvo casos excepcionales.

5.3.2.—Terrenos terciarios y cuaternarios.

Estos sedimentos presentan, a priori, unas condiciones más favorables para la infiltración y almacenamiento del agua subterránea.

En el caso de los sedimentos terciarios, la existencia en proporciones importantes de arcillas hace decrecer de un modo notable la permeabilidad del conjunto, anulando prácticamente el desarrollo de acuíferos

(1) X= 517.300 (U. T. M.)
Y=4.792.450 (U. T. M.)

(2) X= 532.200 (U. T. M.)
Y=4.790.700 (U. T. M.)

(3) X= 530.600 (U. T. M.)
Y=4.726.900 (U. T. M.)

(4) X= 205.100
Y= 953.900

(5) X= 532.350 (U. T. M.)
Y=4.757.100 (U. T. M.)

importantes, quedando los posibles acuíferos relegados a los escasos lentejones arenosos o de gravillas que se encuentran intercalados en el conjunto.

Respecto a los terrenos cuaternarios, denominador común a todos, es la superficialidad de los posibles acuíferos, como causa directa de su escaso espesor, lo que implica que se encuentren muy afectados por las variaciones estacionales.

Solamente las llanuras aluviales sufren una recarga adicional, que en el mayor número de los casos es superior a la pluviométrica, proveniente del caudal del río a que pertenecen.

El resto de los depósitos cuaternarios, como los coluviones, pueden presentar también características favorables para la infiltración y almacenamiento de agua, pero su escasa extensión superficial, y muchas veces su localización morfológica, les resta gran parte de su interés potencial.

6.—BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J.L. & GONZALEZ, J. C. (1982a) *
Hoja de Carballo (04-05)
División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- ALONSO, J. L. & GONZALEZ, J. C. (1982b)
Hoja de Sta. Comba (04-06)
División de Geología del IGME. (MAGNA)
- ANTHONIOZ, P. M. et FERRAGNE, A. (1978).—Le Précambrien polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule iberique, temoin d'une nappe de charriage caledonienne?
Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos nº 27. pp. 25-41.
Edición homenaje a Isidro Parga Pondal.

- ARPS, C.E.S. (1970).—Petrology of a part of the western Galician basement between the río Jallans and the ría de Arosa (N. W. Spain).
Leidse Geol. Med., **46** pp. 57-155.
- ARPS, C.E.S. (1981).—Amphibolites and other metamorphic mafic rocks of the blastomylonitic graben in Western Galicia NW.
Leid. Geol. Med. deel 52, pp. 57-71.
- ARPS, C.E.S., CALSTEREN, P.W.C. van, HILGEN, J. D., KUIJPER, R. P. & DEN TEX, E. (1977).—Mafic and related complexes in Galicia: an excursión guide. **Leidse Geol. Med.**, **51**, pp. 63-94.
- AVE LALLEMANT, H. G. (1965).—Petrologie, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros región (La Coruña, Spain).
Leidse Geol. Med., **33**, pp. 147-175.
- BARROIS, CH. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice.
Mem. Soc. Geol. Nord. T. 2 n° 1 Lille.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARQUINEZ, J.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; PEREZ ESTAUN, A. & PULGAR, J. A. (en prensa).—La Coruña (1).
Mapa Geológico de España, E. 1:200.000 I.G.M.E.
- CALSTEREN, P. W. C. van (1977).—Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the highgrade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain).
Ph. D. Thesis, Leiden Univ. Verhandelng N. R. 2 Z. W. O. Laboratorium voor isotopen-Geologie -Amsterdam 74 p.
- CALSTEREN, P. W. C. van BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H. PRIEM, H. N. A., DEN TEX, E., VERDURMEN, E. A. Th. & VERSCHURE, R. H. (1979).—Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: Manifestations of a presumed early Paleozoic mantle-plume.
Chem. Geol., **24**, pp. 35-56.
- CAPDEVILA, R. (1969).—Le metamorphism regional progressif et le granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne).
These Montpellier, C.N.R.S.A.O. 2949 430 pp.
- CAPDEVILA R. 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. LXXXI-II-III, pp. 215-225.

- CAPDEVILA R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P. (1973).—Les granitoides varisques de la Meseta Iberique.
Bol. Soc. Geol. France, 15 nº 3-4 pp. 209-228.
- CARLE, W. (1945).—Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galizien (Nordwest Spanien).
Geotekt. Gorsch, 6 pp. 13-36.
- COLLEE, A. L. G. (1964).—The geology of the coastal section from cabo de San Adrian to playa de Baldayo (Galicia).
Leid. Geol. Med. vol. 30, pp. 121-130.
- COLEMAN, R. G. (1977).—**Ophilites**. Springer-Verlag, 229.
- DIVAR, J., & IGLESIAS, M. (en prensa).
Hoja de Noya (03-08)
División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- DIVAR, J., PABLO, J. G. de., & IGLESIAS, M. (en prensa).
Hoja de Outes (03-07).
División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- DEN TEX, E. (1965).—Metamorphic lineages of orogenic plutonism.
Geologie en Mijnbouw, 4 pp. 211-222.
- DEN TEX, E. (1966).—Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. **Leidse Geol. Med.**, 36, pp. 211-222.
- 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, pp. 139-157.
- DEN TEX, E. (1980).—Un esquema del estado actual de la investigación geológica en Galicia. **Cuad. Lab. Xeol. Laxe**, 1, pp. 323-339.
- DEN TEX, E. (1981 b).—Basement evolution in the northern Hesperian Massif. A preliminary survey of results obtained by the Leiden research group. **Leidse Geol. Med.** 52, (1), pp. 1-21.
- DEN TEX, E. & FLOOR, P. (1967).—A blastoylonitic and polymetamorphic "graben" in Estern Galicia (NW Spain). En: **Etages Tectoniques**. A la Baconnière (Neuchatel), pp. 169-178.
- FLOOR, P. (1966).—Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss bearing part of the Hesperian Massif: the Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. **Leidse Geol. Med.**, 36, pp. 1-204.
- GALAN, J.; FERNANDEZ RODRIGUEZ-ARANGO, R.; ALDAYA, F.; RUIZ ARIAS, F. & GONZALEZ LODEIRO, F. (en prensa).—Padrón (120).
Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (MAGMA). IGME

- GEUL, J.J.C. (1964).—The petrology of the región between Lage and Carballo.
Leid. Geol. Med. Vol. 30 pp. 103-120.
- GIL IBARGUCHI, J.L. (1982).—Metamorfismo y Plutonismo en la Región de Muxia-Finisterre (N.W. España).
Corpus Geologicum Gallaeciae. Segunda Serie I. Lab. Geol. Lage.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; HERNANDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J.R. & PABLO MACIA, J.G. de, (1983).—Lugo (2).
Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. I.G.M.E.
- GOUANVIC, T. (1980).—Zones de cisaillement ductiles hercyniennes et minéralisations Sn-W associées en Galice (Espagne): l'exemple des linéaments granitiques de VERIN et de MONTENEME gême
R.A.S.T., Marseille, p. 170.
- HERNANDEZ, J.; & IGLESIAS, M. (1981)
Hoja de Camariñas (03-06).
División de Geología del I.G.M.E. (MAGMA).
- HILGEN, J.D. (1971).—The Ialín unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain). **Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Series B, 74, pp. 398-407.**
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980).—Shear zones in the Iberian Arc.
J. Struct. Geol., 2, pp. 63-68.
- INSINGER, H.F. (1961).—The geology of the río Grande región (Galicia, Spain).
Leid. Geol. Med. Vol. 26 pp. 64-73.
- JULIVERT, M., FONBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).—Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares.
Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. I.G.M.E.
- KONING, H. (1966).—Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne).
Leidse. Geol. Med., 36, pp. 235-242.
- KUIJPER, R.P. (1979). U-pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the paleozoic basement of western Galicia (NW Spain).
Verhandelign n° 5 ZWO lab. voor isotopen-geologie pp. 1-101.
- KUIJPER, R.P. (1981).—Petrology of the Teijeiro Area: part of the early Paleozoic high-grade metamorphic Sobrado/Teijeiro Complex (Galicia, NW Spain). **Leidse Geol. Med., 52 (1) pp. 77-86.**

- LEFORT, J.P. & RIBEIRO, A. (1980).—La faille Porto-Badajoz-Cordou a-t-elle controle l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain?
Bull. Soc. Geol. France, XXII: 455-462.
- LOTZE, F. (1945).—Observaciones respecto a la división de las veriscides de la Meseta Ibérica.
Inst. L. Mallada. Publicaciones extranjeros T.V. pp. 149-166. Traducción directa del original alemán por J.M. Ríos.
- LOTZE, F. (1956).—Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. **Geotect. Symp. zu Ehren von H. Stille. Stuttgart, pp. 128-139.**
- MAASKANT, P. (1970).—Chemical petrology of polymetamorphic rocks from Galicia, NW Spain.
Leidse Geol. Ned., 45, pp. 237-325.
- MACPHERSON, J. (1886).—Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. **An. Soc. Esp. Hist. Nat., 15, pp. 165-203.**
- MARCOS, A. (1973).—Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España).
Trabajos de Geología, nº 6 pp. 1-113.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981).—Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). **Tesis, Univ. Salamanca, 317 pp.**
- MARQUINEZ, J.L. (1981).—Estudio geológico del área esquistosa de Galicia central (Zona de Lalín-Foscarei-Beariz).
Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 2, V. 1 pp. 135-154.
- MARQUINEZ, J.L. & KLEIN, E. (1982).—Esquema de la evolución espacial y temporal del metamorfismo en el área esquistosa de Galicia central.
Trabajos de Geología Univ. Oviedo, 12 pp. 227-242.
- MATTE, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne).
Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph., CAPDEVILA, R. (1978).—Tectonique en grans plis couchés en plissements superposes d'âge hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidentale). Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico.
Ed. Homenaje a I. Parga Pondal. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos nº 27.

- MINNIGH, L.D. (1975).—Tectonic and petrographic aspects of an area SW of the Lalín unit. (Prov. Orense and Pontevedra, NW Spain). **Leidse Geol. Med.**, **49**, pp. 499-504.
- NAVAL, A.; ORTEGA, E. & RUIZ, F (1981).
Hoja de Lage (03-05).
División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- NESEN, G. (1981).—Le modèle exogranite-endogranite a stockscheider et la métallogénese Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice-Espagne).
Univ. Nancy I, These de 3 eme cycle.
- ORTEGA, E. (1980).—"Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la fosa blastomilonítica, La Coruña".
Cuad. Lab. Xeol. Laxe 1. pp. 177-186.
- ORTEGA, E. & GIL IBARGUCHI, I (en prensa).—La Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo antiguo" - "Fosa blastomilonítica").
Libro Homenaje a J. M. Ríos.
- PABLO MACIA, J.G. de, & MARTINEZ CATALAN, J.R. (en prensa).—Santiago de Compostela (94).
Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). IGME.
- PARGA, J.R. (1969).—Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico.
Trab. Lab. Geol. Lage, 37. pp. 3-15.
- PARGA PONDAL, I. (1956).—Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña.
Leidse Geol. Med. 21, pp. 468-484.
- PARGA PONDAL, I. (1958).—El conocimiento geológico de Galicia.
Ed. Citania, Buenos Aires 19 p.
- PARGA PONDAL, I. (1960).—Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia.
Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp. 59 pp. 33-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).—Mapa petrográfico estructural de Galicia.
Inst. Geol. Min. Esp.
- PARGA PONDAL, I. (1966).—Datos Geológicos-petrográficos de la provincia de la Coruña. "Estudio agrobiológico de la provincia de La Coruña". **Inst. Inv. Geológicas, Edafológicas y Artes Gráficas de Faro de Vigo, S.A., Vigo.**
- PARGA PONDAL, I. (1967).—Carte geologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (Hercynien et ante-hercynies) Escala 1:50.000.

Primera reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965). Servicios Geológicos de Portugal.

- PILAAR, W.F.M. (1964).—The geology of the area between Corme and Buno (Galicia).
Leid. Geol. Med. Deel. 36 pp. 261-278.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., VERSCHURE, R.H. HEBEDA, E.H. & VERDUMEN, (1970).—Datings events of acid plutonism through the Paleozoic the western Iberian Península.
- RIBEIRO, A. (1974).—Contribution a l'etude tectonique de Trasos-Montes oriental.
Serv. Geol. Portugal mem. 24 pp. 1-168.
- RIES, A.C. (1979).—Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S. Brittany and NW Spain. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, **136, pp. 89-103.**
- RIES, A.C. and SHACKLETON, R.M. (1971).—Catazonal complexes of North-west Spain and Nort Portugal, Remnants of a Hercynian thrust plate.
Nature Physical science, vol. 234 pp. 65-79.
- RUIZ MORA, J.E. (1982).—Mineralizaciones estannovolfamíferas en Noia y Lausame. Estudio previo.
Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 3.
- SCHULZ, G. (1834).—Mapa petrográfico del Reyno de Galicia.
F. de la Torre, ed. Madrid.
- VOGEL, D.E. (1967).—Petrology of an eclogite and pygarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Med.*, **40 pp. 121-213.**
- WAARD, D. de (1965).—A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. Sci.*, **263, pp. 455-461.**
- WARNAARS, F.W. (1967).—Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain).
Ph. D. Thesis, Leiden Univ., 208 pp.
- WEGEN, G. van der (1978).—Garnet bearing metabasites from the blastomylonitic graben, Western Galicia, Spain.
Scripta Geológica, vol. 45 pp. 1-45.
- WOENSDEGHT, C.F. (1966).—Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia.
Leid. Geol. Med. Deel. 36 pp. 261-278.
- ZUUREN, A. Van (1969).—Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (N.W. Spain).
Leidse Geol. Med. 45, pp. 1-71.