

GEOPRIN, S.A.

ALONSO CANO, 85 • TELEFS. 253 78 15 254 61 48 • MADRID-3

AMPLIACION A LA MEMORIA DE LA HOJA E. 1:200.000 Nº 8 (LUGO). EN -
BASE A LOS PROYECTOS:

- CARACTERIZACION PETROLOGICA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGICA DE LOS ORTONEISES BIOTITICOS DE GALICIA OCCIDENTAL.
- ANALISIS PREVIO DE UNA CAMPAÑA DE DATACIONES GEOCRONOLOGICAS DE GALICIA.
- INVESTIGACION Y DESARROLLO DE TECNICAS Y METODOS PARA EL ESTUDIO PALEOGEOGRAFICO DEL DOMINIO DE ROCAS POLIMETAMORFICAS EN EN O. DE LA PROVINCIA DE LUGO.



25029

El presente estudio, ampliación al trabajo realizado para la confección de la memoria de la Hoja geológica a escala 1:200.000 (Lugo), ha sido realizado por GEOPRIN, S.A., bajo Normas, Dirección y Supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido en el los siguientes Técnicos Superiores:

GEOLOGIA DE CAMPO Y GABINETE

- F. GONZALEZ LODEIRO (Dpto. Geom. y geotectónica. Fac. de Ciencias. Granada).
- J. HERNANDEZ URROZ.
- E. KLEIN.
- J.R. MARTINEZ CATALAN (Dpto. Geom. y Geotectónica. Fac. de Ciencias. Salamanca).
- J.G. de PABLO MACIA.

COLABORACION Y ASESORAMIENTO

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

PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS ROCAS GRANITICAS

- J. L. BARRERA (Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Madrid).
- F. BELLIDO (Instituto de Geología. C. S. I. C. Madrid).

REALIZACION DE LOS ANALISIS QUIMICOS Y GEOQUIMICA DE LAS ROCAS MAFICAS

- F. BEA (Dpto. de Petrología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Salamanca).

GEOLOGIA ECONOMICA

- M^a T. GONZALEZ AGUADO.

DIRECCION Y SUPERVISION DEL I.G.M.E.

- A. HUERGA RODRIGUEZ.

I N D I C E

0.- INTRODUCCION.

0.1.- SITUACION GEOGRAFICA.

0.2.- SITUACION GEOLOGICA Y ANTECEDENTES.

0.3.- REALIZACION DE LA HOJA.

1.- ESTRATIGRAFIA.

1.1.- ZONA ASTUROCCIDENTAL- LEONESA.

1.1.1.- Dominio del Navia y alto Sil.

1.1.1.1.- Cuarcita de Gistral.

1.1.2.- Dominio del Manto de Mondoñedo.

1.1.2.1.- Serie de Villalba.

1.1.2.1.1.- Tramo superior.

1.1.2.1.2.- Tramo inferior.

1.1.2.1.3.- Correlación y edad.

1.1.2.2.- Cuarcita inferior de Cándana.

1.1.2.3.- Pizarras de Cándana.

1.1.2.4.- Cuarcita superior de Cándana.

1.1.2.5.- Capas de transición.

1.1.2.6.- Calizas de Vegadeo.

1.1.2.7.- Capas de Riotorto.

1.1.2.8.- Capas de Villamea.

1.1.2.9.- Capas del río Eo.

1.1.2.10.- Pizarras de Luarca.

1.1.2.11.- Capas de la Garganta.

1.1.3.- Dominio del Caurel.

1.1.3.1.- Serie de Villalba.

1.1.3.2.- Cuarcita inferior de Cándana.

1.1.3.3.- Pizarras de Cándana.

1.1.3.4.- Capas de transición.

1.1.3.5.- Calizas de Vegadeo.

1.1.3.6.- Capas de Villamea.

1.1.3.7.- Cuarcita Armoricana.

1.1.3.8.- Pizarras de Luarca.

1.1.3.9.- Calizas de la Aquiana.

1.1.3.10.- Capas de la Garganta.

1.2.- ZONA CENTRO-IBERICA.

1.2.1.- Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".

1.2.1.1.- Porfiroide del "Ollo de Sapo".

- 1.2.1.1.1.- "Ollo de Sapo" de grano grueso.
- 1.2.1.1.2.- "Ollo de Sapo" de grano fino.
- 1.2.1.1.3.- Origen y edad del "Ollo de Sapo".
- 1.2.1.2.- Pizarras de los Montes.
- 1.2.1.3.- Cuarcita Armoricana.
- 1.2.1.4.- Pizarras de Luarca.
- 1.2.1.5.- Capas de la Garganta.
- 1.2.2.- Dominio esquistoso de Galicia central y occidental.
- 1.2.2.1.- Esquistos micáceos y cuarcíticos.
- 1.2.2.2.- Cuarcitas.
- 1.2.2.3.- Anfibolitas oscuras.
- 1.2.2.4.- Metavulcanitas ácidas.
- 1.2.2.5.- Cuarcitas negras, liditas y ampelitas.
- 1.2.2.6.- Correlación y edad.
- 1.2.3.- Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.
- 1.2.3.1.- Introducción.
- 1.2.3.2.- Esquistos, esquistos albiticos y paragneises.
- 1.2.3.3.- Anfibolitas oscuras, localmente con estructura "flaser".
- 1.2.3.4.- Ortogneises biotíticos.
- 1.2.3.5.- Ortogneises peralcalinos.
- 1.2.3.6.- Rcoas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.
- 1.2.3.7.- Correlación y edad.
- 1.2.4.- Dominio del Complejo de Ordenes.
- 1.2.4.1.- Unidad de Villa de Cruces.
- 1.2.4.1.1.- Esquistos verdes, derivados en gran parte de vulcanitas básicas, esquistos anfibolíticos, anfibolitas y localmente rocas más ácidas.
- 1.2.4.1.2.- Esquistos gris-oscuros con porfiroblastos de albita y granate.
- 1.2.4.1.3.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.
- 1.2.4.1.4.- Correlación y edad.
- 1.2.4.2.- Unidad de la Sierra del Careón.
- 1.2.4.2.1.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.
- 1.2.4.2.2.- Anfibolitas y flasergabros.
- 1.2.4.2.3.- Correlación y edad.
- 1.2.4.3.- Sobre el posible carácter ofiolítico de las Unidades - de Villa de Cruces y de la Sierra del Careón.
- 1.2.4.4.- Unidad de Sobrado-Mellid.
- 1.2.4.4.1.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.
- 1.2.4.4.2.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita:
- 1.2.4.4.3.- Gneises félsicos de origen sedimentario y/o volcánico.
- 1.2.4.4.4.- Metagabros.
- 1.2.4.5.- Unidad de Betanzos-Arzúa.
- 1.2.4.5.1.- Esquistos de Ordenes. Esquistos, metagrauvas y paragneises.

- 1.2.4.5.2.- Filitas verdes.
- 1.2.4.5.3.- Esquistos grafitosos.
- 1.2.4.5.4.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita.
- 1.2.4.5.5.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.
- 1.2.4.5.6.- Metagabros.
- 1.2.4.5.7.- Ortogneises glandulares.

1.3.- SINTESIS PALEOGEOGRAFICA.

1.4.- TERCIARIO.

- 1.4.1.- Cuenca de Meirama.
- 1.4.2.- Cuenca de Visantona.
- 1.4.3.- Cuenca de Juanceda.
- 1.4.4.- Cuenca de Guitiriz.
- 1.4.5.- Cuenca de Villalba.
- 1.4.6.- Cuenca de Pastoriza.
- 1.4.7.- Cuenca de Sarria.
- 1.4.8.- Cuenca de Monforte.

1.5.- TERCIARIO - CUATERNARIO.

1.6.- CUATERNARIO.

- 1.6.1.- Depósitos aluviales y fondos de vaguada.
- 1.6.2.- Coluviones.
- 1.6.3.- Terrazas.
- 1.6.4.- Marismas.
- 1.6.5.- Indiferenciado.

2.- TECTONICA.

2.1.- ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LA HOJA.

2.2.- FASES DE DEFORMACION.

2.2.1.- Fases de deformación prehercínica.

- 2.2.1.1.- Dominios del Complejo de Ordenes y de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.
- 2.2.1.2.- Dominio del Anticlinorio del "Ollo del Sapo" y Zona Asturoccidental-leonesa.

2.2.2.- Fases de deformación hercínica.

- 2.2.2.1.- Primera fase (F₁).
- 2.2.2.1.1.- Estructuras mayores.
- 2.2.2.1.2.- Estructuras menores.
- 2.2.2.1.2.1.- Pliegues menores.

- 2.2.2.1.2.2.- Esquistosidad (S_1).
- 2.2.2.1.2.3.- Lineaciones.
- 2.2.2.1.2.4.- Otras estructuras menores.
- 2.2.2.2.- Segunda fase (F_2).
- 2.2.2.2.1.- Estructuras mayores.
- 2.2.2.2.2.- Estructuras menores.
- 2.2.2.2.2.1.- Pliegues menores.
- 2.2.2.2.2.2.- Esquistosidad (S_2).
- 2.2.2.2.2.3.- Lineaciones.
- 2.2.2.2.2.4.- "Boudins".
- 2.2.2.3.- Estructuras de replegamiento.
- 2.2.2.3.1.- Zona Asturoccidental-leonesa.
- 2.2.2.3.1.1.- Estructuras de replegamiento radial.
- 2.2.2.3.1.1.1.- Estructuras mayores.
- 2.2.2.3.1.1.2.- Estructuras menores.
- 2.2.2.3.1.2.- Estructuras de replegamiento longitudinal.
- 2.2.2.3.1.2.1.- Estructuras mayores.
- 2.2.2.3.1.2.2.- Estructuras menores.
- 2.2.2.3.2.- Zona Centro-Ibérica. Dominio del Anticlinorio del -
"Ollo de Sapo".
- 2.2.2.3.2.1.- Estructuras mayores.
- 2.2.2.3.2.2.- Estructuras menores.
- 2.2.2.3.3.- Zona Centro-Ibérica. Sector al O. de la Falla de Val-
doviño.
- 2.2.2.3.3.1.- Estructuras mayores.
- 2.2.2.3.3.2.- Estructuras menores.
- 2.2.2.4.- Deformación tardihercínica.
- 2.2.3.- Ciclo alpino.

2.3.- HISTORIA DE LA DEFORMACION HERCINICA.

2.4.- EDAD DE LA DEFORMACIÓN.

- 2.4.1.- Zona Asturoccidental-leonesa.
- 2.4.2.- Zona Centro-Ibérica. Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".
- 2.4.3.- Zona Centro-Ibérica. Sector al O. de la Falla de Valdo-
viño.
- 2.4.4.- Correlación entre las zonas.

3.- PETROLOGIA.

3.1.- ROCAS GRANITICAS PREHERCINICAS.

3.1.1.- Ortogneises de dos micas.

3.2.- METAMORFISMO.

- 3.2.1.- Metamorfismo regional.
- 3.2.1.1.- Zona Asturoccidental-leonesa.
- 3.2.1.1.1.- Zona de la clorita.
- 3.2.1.1.2.- Zona de la biotita.
- 3.2.1.1.3.- Zona del almandino.
- 3.2.1.1.4.- Zona de la estaurolita.
- 3.2.1.1.5.- Aparición de andalucita y distena.
- 3.2.1.1.6.- Zona de la sillimanita.
- 3.2.1.1.7.- El gradiente geotérmico.
- 3.2.1.1.8.- Las paragénesis retrógradas.
- 3.2.1.1.9.- Relaciones entre metamorfismo retrógrado y progrado durante la traslación del Manto de Mondoñedo.
- 3.2.1.1.10.- Conclusiones sobre el metamorfismo durante las dos primeras fases de deformación en la zona Asturoccidental-leonesa.
- 3.2.1.1.11.- El metamorfismo en las proximidades de la Falla de Vivero.
- 3.2.1.1.12.- El metamorfismo durante las fases de replegamiento.
- 3.2.1.2.- Zona Centro-Ibérica.
- 3.2.1.2.1.- Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".
- 3.2.1.2.1.1.- Zona de la clorita.
- 3.2.1.2.1.2.- Zona de la biotita.
- 3.2.1.2.1.3.- Zona del almandino.
- 3.2.1.2.1.4.- Zona de la estaurolita.
- 3.2.1.2.1.5.- Zona de la sillimanita.
- 3.2.1.2.1.6.- Conclusiones sobre el metamorfismo.
- 3.2.1.2.2.- Dominio esquistoso de Galicia central y occidental.
- 3.2.1.2.3.- Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.
- 3.2.1.2.4.- Dominio del Complejo de Ordenes.
- 3.2.1.2.4.1.- Unidad de Villa de Cruces.
- 3.2.1.2.4.2.- Unidad de la Sierra del Careón.
- 3.2.1.2.4.2.1.- Rocas ultrabásicas, generalmente serpentinizadas.
- 3.2.1.2.4.2.2.- Anfibolitas y flasergabros.
- 3.2.1.2.4.3.- Unidad de Sobrado-Mellid.
- 3.2.1.2.4.3.1.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.
- 3.2.1.2.4.3.2.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita.
- 3.2.1.2.4.3.3.- Gneises félsicos.
- 3.2.1.2.4.3.4.- Metagabros.
- 3.2.1.2.4.4.- Unidad de Betanzos-Arzúa.
- 3.2.1.2.4.4.1.- Esquistos de Ordenes.
- 3.2.1.2.4.4.2.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita (inclusive las rocas ultramáficas generalmente serpentinizadas).

- 3.2.1.2.4.4.3.- Metagabros.
- 3.2.1.2.4.4.4.- Ortogneises glandulares.
- 3.2.2.- Metamorfismo de contacto.
- 3.2.3.- Evolución general del metamorfismo.

3.3.- ROCAS GRANITICAS HERCINICAS.

- 3.3.1.- Granitoides precoces predominantemente biotíticos.
- 3.3.2.- Granitos de dos micas pre-fase 3.
- 3.3.3.- Granitos tardíos.

3.4.- MIGMATITAS.

3.5.- ROCAS FILONIANAS.

- 3.5.1.- Diques de aplopegmatitas.
- 3.5.2.- Diques de cuarzo.
- 3.5.3.- Diques de pórfido granítico.
- 3.5.4.- Diques de rocas básicas.

4.- HISTORIA GEOLOGICA.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA.

5.1.- MINERIA Y YACIMIENTOS.

- 5.1.1.- Mineralizaciones de Sn-W.
- 5.1.2.- Mineralizaciones de Fe.
- 5.1.3.- Mineralizaciones de Fe y Cu.
- 5.1.4.- Mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Sb.
- 5.1.5.- Mineralizaciones de As-Au.
- 5.1.6.- Mineralizaciones de U.
- 5.1.7.- Lignitos.
- 5.1.8.- Otros yacimientos.

5.2.- CANTERAS.

- 5.2.1.- Rocas para áridos de construcción y obras públicas.
- 5.2.2.- Piedras de mampostería, recubrimiento y techar.
- 5.2.3.- Rocas para piedra artificial.
- 5.2.4.- Rocas de ornamentación
- 5.2.5.- Materiales para la industria cerámica.

6.- BIBLIOGRAFIA.

INDICE DE FIGURAS

- FIG. 1.- División en zonas de la Meseta Ibérica, según JULIVERT et al. (1972), basada en la división de LOTZE (1945). Localización del área estudiada.
- FIG. 2.- Sucesión estratigráfica en tres puntos diferentes dentro del Dominio del Manto de Mondoñedo.
- FIG. 3.- Sucesión estratigráfica en el Dominio del Caurel.
- FIG. 4.- Sucesión estratigráfica en diferentes puntos del Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".
- FIG. 5.- Unidades y dominios en la mitad SO de la Hoja. Sus estructuras fundamentales.
- FIG. 6.- Unidades del Complejo de Ordenes. Sus estructuras fundamentales.
- FIG. 7.- Proyección de olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno normativos (norma de Rittman, facies ultramáfica seca) de las serpentinitas analizadas.
- FIG. 8.- Proyección de plagioclasa-piroxeno-hornblenda normativos (norma de Rittman, facies plutónica húmeda) de las rocas básicas analizadas.
- FIG. 9.- Proyección de las rocas básicas analizadas en el diagrama de Gottini. En ordenadas se representa el log. de $(Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$; en abcisas el log. de $(K_2O + Na_2O)^2/SiO_2 - 43$. El campo A corresponde a lavas básicas de zonas no orogénicas. El campo B a lavas de zonas orogénicas.
- FIG. 10.- Diagrama $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ para las rocas básicas analizadas.
- FIG. 11.- Distribución de las principales cuencas terciarias.
- FIG. 12.- Estructuras fundamentales del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".
- FIG. 13.- Estructuras fundamentales de la Zona Asturoccidental-leonesa.
- FIG. 14.- Bloque-diagrama mostrando las relaciones entre los pliegues de F_1 y los de replegamiento longitudinal. Se puede observar el desplazamiento que sufren las trazas axiales de los pliegues tardíos al atravesar las superficies axiales de primera fase.

- FIG. 15.- Mapa de isogradas hercínicas.
- FIG. 16.- Condiciones P/T del metamorfismo regional progresivo durante las dos primeras fases de deformación en la Zona Asturoccidental-leonesa. La flecha superior indica el gradiente aproximado en las rocas con distena. La flecha punteada representa el gradiente de menor presión caracterizada por la aparición de andalucita a expensas de estauroлита que tiene lugar en el paso de la fase 1ª a la 2ª o en estadios tempranos de la 2ª fase. Las profundidades en Kms. están calculadas para una densidad media de 2,6 gr/cm³ y esfuerzos desviatorios pequeños.
- Se han utilizado las siguientes curvas experimentales:
- 1 - Punto triple de los silicatos de aluminio: RICHARDSON et al. (1969).
 - 2 - KERRICK (1968, en MIYASHIRO, 1973).
 - 3 - HOSCHEK (1967a, en CAPDEVILA, 1969).
 - 4 - HOSCHEK (1967b, en CAPDEVILA, 1969).
 - 5 - HOSCHEK (1969, parcialmente modificada por CAPDEVILA, 1969).
 - 6 - TUTTLE & BOWEN (1958).
- FIG. 17.- Representación en diagramas de THOMPSON de las paragénesis de las diferentes zonas y secuencia de las mismas a partir de la zona de la biotita, basada en WINKLER (1976), para la Zona Asturoccidental-leonesa. Las rocas cuya composición es adecuada para la formación de cloritoide solo llegan a la zona de la estauroлита en la zona próxima a la falla de Vivero y, probablemente, en el metamorfismo contemporáneo con su movimiento. La sillimanita aparece tardíamente, después siempre que las paragénesis con andalucita o distena en rocas cuya composición es inadecuada para formar cloritoide.
- FIG. 18.- Distribución de los principales macizos graníticos.
- FIG. 19.- Diagrama de proyección de los análisis modales QAP, de los tres grupos graníticos y sus precursores básicos.
- FIG. 20.- Proyección sobre el diagrama QAP de los análisis normativos (corregidos para la biotita), de los tres grupos graníticos.
- FIG. 21.- Diagramas AFM para los distintos grupos graníticos.
- FIG. 22.- Diagrama Ba-Rb-Sr para los tres grupos graníticos.

INDICE DE TABLAS

TABLA I.- Petrografía principal de los tres grupos graníticos.

TABLA II.- Composición geoquímica media de los tres grupos graníticos.

0.- INTRODUCCION.

0.1.- SITUACION GEOGRAFICA.

La Hoja 2-2/8 (Lugo), correspondiente al Mapa Topográfico de España, a escala 1:200.000, se sitúa en el NO de la Península Ibérica, abarcando parte de las provincias gallegas de La Coruña, Lugo y Pontevedra.

Su morfología, en general, no es muy accidentada, correspondiendo los relieves más abruptos y elevados a las sierras que ocupan el límite E de la Hoja. Estas sierras superan los 1.000 m., de altitud, alcanzando la máxima cota el pico Airibio (1.447 m.), culminación de la Sierra de Oribio, en la esquina SE de la Hoja.

Hacia el O y NO la altitud va descendiendo progresivamente desde las sierras orientales hasta el nivel del mar en la esquina NO.

Cabe destacar en la panorámica morfológica general, la depresión lucense de la "Terra cha" (Tierra llana), la cual constituye una característica región, surcada por el tramo inicial y medio del río Miño y ocupada parcialmente por sedimentos recientes.

El esqueleto hidrográfico fundamental lo constituyen los ríos Miño, Eo, Ulla, Tambre y los relativamente cortos cauces fluviales que desembocan en el Mar Cantábrico, que ocupan la esquina NO de la Hoja. De ellos destaca por su mayor importancia el río Miño. Su cuenca hidrográfica corresponde a la mitad oriental del área estudiada, a excepción de la esquina NE que pertenece al río Eo, el cual desciende rectilínea y vertiginosamente desde las altas sierras orientales hasta la costa cantábrica, al N de esta región. Los principales afluentes del Miño en la zona son Anllo, Támoga, Ladrada - con sus afluentes Ladrada, Requeijo y Parga-, Narla, Ferreira y Neira - con sus afluentes Tordea y Sarria-. La mitad occidental la ocupan tres cuencas hidrográficas fundamentales, la más meridional corresponde a la del río Ulla, el cual recibe como afluentes destacables los ríos Furelos, Boente, Iso, Pereiro, Arnego y Deza. El Ulla desemboca al mar al SO de esta región en la localidad de Padredón. El N de esta cuenca hidrográfica se sitúa la del río Tambre, al cual afluyen los ríos Cabalar, Samo, Lenguelle y Mera y que desemboca al mar en Puente de Don Alonso, al O de esta Hoja.

Por último, queda la cuenca constituida por aquellos cauces fluviales de relativamente corto recorrido, que ocupan la parte septentrional del cuadrante NO de la Hoja, y que desembocan en el Mar Cantábrico. Destacan entre ellos el Mandeo, Mero, Seijado y Arteijo. Estos ríos cantábricos, incluido el Eo, poseen un marcado carácter remontante, lo que ha dado y está dando lugar a un claro avance hacia el interior de la vertiente cantábrica, frente a la atlántica.

0.2.- SITUACION GEOLOGICA Y ANTECEDENTES.

La Hoja se localiza dentro de la Meseta Ibérica, la cual constituye el afloramiento de los materiales más antiguos de la Península deformados durante la orogenia hercínica.

La Meseta ha sido subdividida en cinco zonas por LOTZE (1945) que posteriormente han sido modificadas por JULIVERT et al. (1972) (Fig. 1). En este último trabajo se subdivide la Meseta en cinco zonas (Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Centro Ibérica, Sierra Morena y Sur Portuguesa) que como en la subdivisión de LOTZE sus límites son más o menos paralelos a las direcciones hercínicas principales. La Hoja de Lugo queda situada dentro de las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centro Ibérica y más concretamente en lo que se refiere a la última zona dentro de la subzona de Galicia media Trasos-Montes. (Fig. 1)

Los antecedentes cartográficos a pequeña escala más importantes son los de SCHULZ (1835) que realiza el primer mapa petrográfico y geológico de Galicia, HERNANDEZ SAMPELAYO (1922), PARGA PONDAL (1963, 1967) y ARPS et al. (1979). A mayor escala caben destacar los realizados por el I.G.M.E. dentro del plan MAGNA.

Dentro de los trabajos que han estudiado partes importantes de la Hoja cabe destacar los de MATTE (1968) y MARTINEZ CATALAN (1981) que hacen una descripción de la estratigrafía y estructura de la parte oriental de esta, CAPDEVILLA (1969) que estudia el metamorfismo y magmatismo de la misma zona que los autores anteriores y los geólogos de la Universidad de Leiden (HUBREGTSE, 1973a; van ZUUREN, 1969; KULJPER, 1979; WARNAARS, 1967; HILGEN, 1971) que se ocupan de los materiales que afloran en su mitad occidental.

0.3.- REALIZACION DE LA HOJA.

La realización de la presente Hoja se ha hecho principalmente en base a las Hojas geológicas a escala 1:50.000 pertenecientes al proyecto MAGNA, el cual ha sido planificado, dirigido y supervisado por el Instituto Geológico y Minero de España, al igual que el presente trabajo. También se ha tenido en cuenta la documentación bibliográfica moderna que no había sido plasmada en estas Hojas.

Además de la mera síntesis de gabinete, se ha actuado, fundamentalmente en dos líneas, trabajo de campo y estudio de muestras.

El trabajo de campo se ha dirigido tanto a buscar correlaciones en las disprridades que la síntesis inicial había dado lugar, como a revisar la cartografía de aquellas regiones, que por su carác-

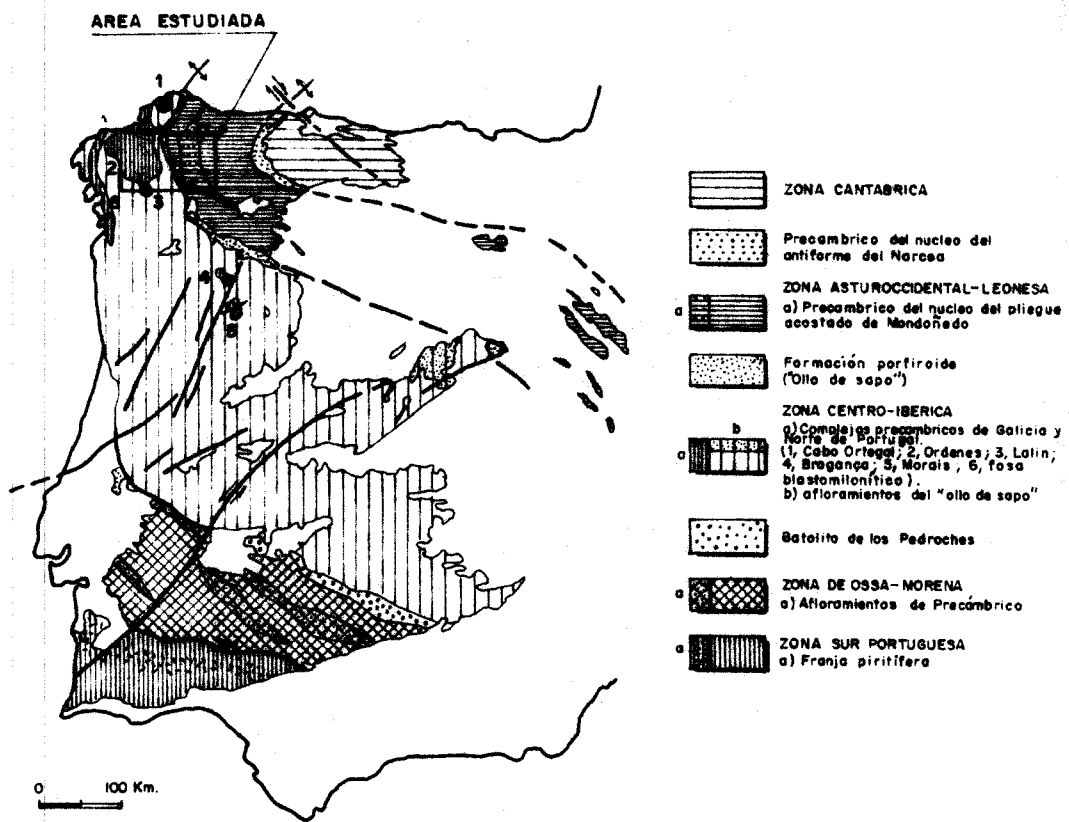


FIG. 1.- División en zonas de la Meseta Ibérica, según JULIVERT et al. (1972), basada en la división de LITZE (1945).

Localización del área estudiada.

ter pionero, no encajaba en el contexto general. Dentro de este - apartado hay que mencionar la aportación cartográfica y documental realizada por J. R. MARTINEZ CATALAN a la zona Asturoccidental-leonesa, la cual ha constituido parte de su trabajo de tesis doctoral, el cual fue presentado en la primavera de 1981.

Con respecto al estudio de muestras, además de una revisión - sistemática y selectiva, de los procedentes de cada una de las Ho - jas Geológicas a escala 1:50.000, se han realizado nuevos estudios petrográficos de muestras tomadas en puntos conflictivos y se han - efectuado alrededor de 40 análisis químicos de rocas ígneas tanto - ácidas como máficas, para conocer sus afinidades geoquímicas.

1.- ESTRATIGRAFIA.

La presente Hoja incluye rocas de la mayor parte de los dominios y unidades que pueden establecerse en Galicia y el Occidente de Asturias, dominios y unidades que a su vez pertenecen a dos zonas diferentes de la rama ibérica de la cadena hercínica: la zona Asturoccidental-leonesa y la zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al. (1972).

Desde un punto de vista estratigráfico, la primera de las zonas se caracteriza por la presencia de un Precámbrico superior en facies esquistosa, sobre el cual reposa discordantemente un Paleozoico bien desarrollado que incluye desde el Cámbrico hasta el Carbonífero inferior.

La zona Centro-Ibérica, la más ancha de las que constituyen el Macizo Hespérico, se caracteriza por el carácter transgresivo de la cuarcita del Ordovícico inferior y la frecuente ausencia del Cámbrico, por la presencia del porfiroide denominado "Ollo de Sapo" y por la existencia de unos complejos muy característicos con rocas máficas y ultramáficas.

JULIVERT et al. (op. cit.) sitúan el límite entre las dos zonas en el Anticlinorio del "Ollo de Sapo", situación poco precisa dado que el porfiroide así denominado aflora en el núcleo de varios anticlinales y, además, poco definitoria, dado que ni la sucesión estratigráfica, ni el estilo tectónico, ni la intensidad del metamorfismo regional, experimentan variación alguna a ambos lados del mencionado Anticlinorio.

Parece más correcto colocar el límite 0 de la zona Asturoccidental-leonesa en el Sinclinal del Sil (RIEMER, 1966), ya que es esta estructura la que separa una región al E, con Cámbrico completo sobre un Precámbrico esquistoso, de otra situada al O y SO, en la que el Cámbrico falta casi siempre y el Ordovícico reposa discordantemente sobre la formación porfiroide conocida como "Ollo de Sapo" (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1922; PARGA PONDAL et al. 1964).

Hacia el N, la prolongación de este sinclinal coincide aproximadamente con la Falla de Vivero, y es esta estructura la que se debe de tomar como límite en la rama septentrional. Aquí el límite escogido no solo separa series que corresponden a dominios paleogeográficos diferentes, sino que, como consecuencia del funcionamiento de la falla y de su importante salto, separa también áreas con unas características estructurales y un grado de metamorfismo diferentes.

Para la descripción estratigráfica, la zona Asturoccidental-leonesa se ha dividido en tres dominios y la Centro-Ibérica en cuatro, subdividiendo a su vez el último de éstos en cuatro unidades que pre

sentan características propias. Dentro de cada una de estas unidades o dominios se ha establecido una sucesión estratigráfica que incluye no sólo las rocas sedimentarias, sino también aquellas otras de origen ígneo (plutónicas y volcánicas) que se presentan en cuerpos de forma aproximadamente tabular y que con frecuencia ocupan una posición característica dentro de la secuencia del dominio considerado.

La mayor parte de los dominios y unidades están separados entre sí por cabalgamientos o por grandes fracturas cuyo salto oculta probablemente un cabalgamiento importante. Los dominios y unidades tienen sin duda un significado paleogeográfico, aunque el ambiente paleogeográfico que representan resulta todavía problemático en muchos casos.

La superposición observable hoy día de unos dominios sobre otros es un efecto de la Orogenia hercínica y, en la mayor parte de los casos, es atribuible a la tectónica de mantos de corrimiento, para los cuales puede establecerse una traslación del orden de decenas de kilómetros. En este capítulo se describen en primer lugar los dominios que ocupan hoy una posición inferior, pasando sucesivamente a los más altos, lo que equivale a decir que en primer lugar se estudian los dominios paleogeográficos que corresponden a áreas más externas de la cadena y sucesivamente se van describiendo los correspondientes a áreas más internas.

La mayor parte de las unidades litoestratigráficas no están definidas formalmente. No obstante, puede considerarse que en general -- tienen un rango equivalente al de formación y, en algunos casos, al de miembro. Algunas unidades son comunes a varios dominios. Cuando -- este es el caso, tanto su denominación, como el color con el que se han representado en el mapa, coinciden.

Los espesores de las unidades litoestratigráficas se han medido -- en los flancos de los grandes pliegues tumbados. Tienen solo un valor comparativo y probablemente son bastante inferiores al espesor real -- que tendrían antes de la deformación.

La naturaleza del contacto entre las diferentes unidades litoestratigráficas (concordante, discordante o intrusivo) se ha representado en el mapa cuando se conoce. En el caso del contacto de algunas rocas ígneas cuyo origen no ha podido ser establecido a causa del -- metamorfismo que han sufrido, se ha utilizado un símbolo especial -- ("contacto de naturaleza desconocida").

1.1.- ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA.

Los términos utilizados en la denominación de las unidades litoestratigráficas de esta zona se deben a autores anteriores, que en cada caso se citan, y se consideran los más utilizados y útiles. La

descripción de las unidades se ha tomado del trabajo de MARTINEZ CATALAN (1981).

Dentro de esta zona, se han separado tres dominios en base a las peculiaridades de la sucesión estratigráfica. Estos dominios, que -- tienen una ligera modificación de los propuestos por MARCOS (1973), son los siguientes:

- I. Dominio del Navia y alto Sil.
- II. Dominio del Manto de Mondoñedo.
- III. Dominio del Caurel.

I. El Dominio del Navia y alto Sil está limitado al E por la zona Cantábrica, sobre la que cabalga, y al O y SO por el Manto de Mondoñedo, que cabalga sobre él. El Paleozoico inferior está casi completo, y con los mayores espesores (MARCOS, 1973).

Este dominio se continua por debajo del Manto de Mondoñedo y vuelve a aflorar al O del Domo de Lugo en dos ventanas tectónicas que coinciden con sendos domos producidos por interferencia de plegamiento (MARTINEZ CATALAN, 1980). La más septentrional, a la que denominaremos Ventana del Gistral (1) es al mismo tiempo la mayor. El mar impide ver si el trazado del cabalgamiento se cierra sobre si mismo, o si en realidad es más bien una semiventana y en la parte cubierta por el mar se une con el trazado del frente del manto al E de Tapia de Casariego (MARCOS, 1973). Por el O la ventana aparece limitada parcialmente por la Falla de Vivero. La Ventana del Gistral se encuentra al N de la Hoja 1:200.000 de Lugo, aunque muy cerca de su límite septentrional.

La pequeña ventana meridional, a la que denominaremos de Monte - Carballosa (2) si es con seguridad una ventana tectónica, aunque localmente sus límites actuales lo constituyan fracturas tardihercínicas. Esta ventana constituye uno de los rasgos característicos de la presente Hoja.

II. El límite oriental del Dominio del Manto de Mondoñedo lo constituye, según MARCOS (1973), el cabalgamiento de los Oscos.

En él, el Paleozoico inferior es menos potente que en el dominio anterior, y el Ordovícico medio y superior faltan o están incompletos apoyándose el Silúrico discordantemente sobre ellos o sobre el Ordovícico inferior.

III. En el flanco normal del Anticlinorio de Sarria, que es al mismo tiempo el flanco normal del Sinclinal del Caurel, la serie sufre modificaciones importantes y, por esta razón, se ha diferenciado este tercer dominio, que está bien representado en la Sierra del --

- | | | |
|-----|------------|------------|
| (1) | X = 283800 | Y = 991000 |
| (2) | X = 274400 | Y = 962450 |

Caurel, y que se extiende hacia el N, NO y SE en la prolongación de los pliegues que constituyen dicha sierra.

El Cámbrico inferior y medio disminuye de potencia, sobre todo - hacia el O, y deja de presentar algunos de sus niveles característicos en el dominio anterior.

El Silúrico es también discordante sobre el Ordovícico medio e - inferior, y el Devónico está representado en el núcleo del Sinclinal del Caurel (DROT & MATTE, 1967) y su prolongación por el Sinclinal - de Peñalba (PEREZ ESTAUN, 1978).

Los tres dominios anteriores corresponden a amplias áreas de la cuenca de sedimentación paleozoica, que hoy se encuentran superpuestas por efecto de los grandes pliegues tumbados vergentes al E (dominio III sobre el II) y de los cabalgamientos (dominio II sobre el I) originados en el curso de la Orogenia hercínica.

1.1.1.- Dominio del Navia y alto Sil

Este dominio, en el cual el Paleozoico inferior alcanza un enorme desarrollo en el occidente de Asturias (MARCOS, 1973), solamente está representado dentro de la Hoja en la Ventana tectónica₂ de Monte Carballosa, afloramiento con forma elipsoidal de unos 43 km² al S de Villalba, constituido exclusivamente por cuarcitas y areniscas, a veces microconglomeráticas, correspondientes a la cuarcita de Gistral.

1.1.1.1.- Cuarcita de Gistral.

Con el nombre de arenisca ortocuarcítica del Gistral, PARGA PONDAL & ALEIXANDRE (1966) designan una formación muy potente de cuarcitas que por sus características estratigráficas y petrológicas y - por el fuerte relieve a que suelen dar lugar, fueron ya separadas y descritas por anteriores autores (SCHULZ, 1835; MACPHERSON, 1883, -- 1886; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1922; NISSEN, 1959 & SANCHEZ DE LA TORRE, 1962).

Se compone de 1.000 a 1.500 m. de cuarcitas blancas de grano -- grueso muy puras, con algunos niveles con cantos de hasta 4 cm de - cuarzo, con intercalaciones de pizarras arenosas verdosas y delgados niveles de esquistos biotíticos. Son muy frecuentes las estratificaciones cruzadas en las capas de cuarcita.

Como minerales accesorios se encuentra, además de feldespato potásico y plagioclasa, turmalina, circón, rutilo y láminas de biotita y moscovita, sobre todo en los niveles de arenisca.

La posición estratigráfica de estas cuarcitas ha constituido tradicionalmente un problema, y han sido atribuidas a varias edades des

de el Precámbrico (MACPHERSON, 1883, 1886; SANCHEZ DE LA TORRE, 1962; PARGA PONDAL & ALEIXANDRE, 1966) hasta el Ordovícico inferior (WALTER 1965 en MATTE, 1968).

Una vez conocida su posición estructural (autóctono del Manto de Mondoñedo) desaparece el problema de su estrecha relación espacial - con el "flysch de Villalba" (PARGA PONDAL & ALEIXANDRE, 1966) y resulta clara su atribución a las capas de Cándana, ya efectuada por - LOTZE & SDZUY (1961) para las que afloran en la costa de Foz.

Sus características litoestratigráficas son similares a las de - las Capas de Buscabrero (RUIZ, 1971) y a la Formación de la Florida (PARGA & LUQUE, 1971) en el sector N y centro respectivamente del -- Anticlinorio del Narcea, y en parte deben corresponder a la Cuarcita superior de Cándana y no inferior como señalan MATTE (1968) y CAPDEVILA (1969). Tanto su espesor como su posición dentro de la secuencia paleozoica se han deducido en la Ventana tectónica del Gistral, donde aparecen por debajo las pizarras y la Cuarcita inferior de Cándana - y por encima las Capas de transición.

1.1.2.- Dominio del Manto de Mondoñedo

Las unidades litoestratigráficas que se han diferenciado en la - cartografía, y que a continuación se describen son, de muro a techo las siguientes:

- Serie de Villalba
- Cuarcita inferior de Cándana
- Pizarras de Cándana
- Cuarcita superior de Cándana
- Capas de transición
- Caliza de Vegadeo
- Capas de Riotorto
- Capas de Villamea
- Capas inferiores del río Eo
- Capas superiores del río Eo
- Pizarras de Luarca
- Capas de la Garganta

1.1.2.1.- Serie de Villalba.

La Serie de Villalba fué estudiada en primer lugar por BARROIS (1882), quien la denominó "micasquistos de Villalba" y la situó -- por debajo del Cámbrico. En 1965, GARCIA DE FIGUEROLA estudió estos materiales, en los alrededores de Lugo y en Rábade, desde el punto de vista petrográfico y petrogenético en cuanto a las condiciones - de metamorfismo. WALTER (1966, 1968) también los describe en el NO de la provincia de Lugo, atribuyéndolos al Precámbrico. No obstante,

el estudio más detallado hasta el momento se debe a CAPDEVILA (1969) que aportó una descripción petrográfica de los diferentes tipos de rocas de esta unidad.

Los diversos nombres con los que se la conoce (Pizarras de Lugo, GARCIA DE FIGUEROLA, 1965; Esquistos de Curros, WALTER, 1968; Serie de Lugo-Villalba, Esquistos micáceos de Lugo) fueron rechazados por CAPDEVILA quien propuso volver a la denominación original de BARROIS, sustituyendo la palabra "micasquisto" por la de "serie", dado que además de micaesquistos, se encuentran gneises y anfibolitas.

En el sector que nos ocupa, y dentro del Dominio del Manto de Mondoñedo, la Serie de Villalba aparece localizada en el núcleo de lo que MATTE (1968) denominó Anticlinal tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria que como veremos en el capítulo dedicado a la tectónica es un complejo anticlinorio que ocupa la mayor parte del Domo de Lugo (MARTINEZ - CATALAN et al. 1977). El único afloramiento que no corresponde a esa estructura es el localizado en el centro de un pequeño domo inmediatamente al sur de Puertomarín (1). Este afloramiento está situado -- por debajo del Sinclinal de Villaodrid, que limita por su parte inferior al citado anticlinal.

Se diferencian dos tramos, los cuales se han distinguido en la cartografía.

1.1.2.1.1.- Tramo superior.

Está compuesto fundamentalmente por pelitas grises o negras localmente ampelíticas, alternando rítmicamente con areniscas de grano fino y siltitas que tienen con frecuencia estructuras sedimentarias.

La ritmita formada por esos dos tipos de roca presenta ciclos de algunos centímetros de espesor en los que se pueden diferenciar los siguientes niveles:

En la base aparece con cierta frecuencia un nivel de laminación paralela muy fina. Sobre él, o a veces en primer lugar, un nivel con estratificación cruzada y, encima, un intervalo muy delgado con laminación paralela que pasa gradualmente hacia arriba a un intervalo pelítico gris oscuro.

Esa disposición de los diferentes niveles y la constancia en su repetición rítmica nos ha llevado a interpretar provisionalmente este tramo como un depósito de turbiditas en general distales con secuencias de tipo Tb-e y Tc-e de BOUMA (1962).

Además, se encuentran en el tramo superior algunas capas lenticulares de areniscas y cuarcitas de escasos metros de espesor.

(1) X = 278250 Y = 918000

El metamorfismo hercínico ha transformado estos materiales en filitas y esquistos grises brillantes muy peculiares, con cloritoide como mineral característico, que son bastante resistentes a la erosión y dan lugar a fuertes relieves en la parte meridional del Domo de Lugo.

Dado que el Cámbrico inferior se depositó discordantemente sobre la Serie de Villalba, el Tramo superior no está representado más que en la parte S y O del Domo de Lugo, y donde lo está, su espesor es variable, y es evidente que no aparece completo.

1.1.2.1.2.- Tramo inferior.

Este tramo está constituido por una alternancia de pizarras grises que presentan frecuentemente finas laminaciones, y bancos de areniscas y siltitas de tonos blanquecinos, amarillentos y verdosos en las que se aprecia a veces granoclasificación. Las areniscas están aquí en mayor proporción que en el Tramo superior.

El espesor de los bancos de areniscas aumenta hacia la base. Están constituidas por clastos de cuarzo y feldespato de tamaño medio a fino, a veces apreciables a simple vista, subangulosos y heterogranulares. La matriz se compone de sericita, clorita y moscovita, y -- pueden ser consideradas como grauvacas o subgrauvacas feldespáticas.

Donde el metamorfismo ha alcanzado la isograda de la biotita, estas rocas se han transformado en esquistos oscuros, ricos en este mineral, que no presentan nunca el peculiar aspecto brillante de los esquistos del Tramo superior, del cual se diferencian además por su menor resistencia a la erosión (relieve suave y con formas alomadas), y por una composición química distinta, que da lugar a que no aparezca cloritoide con el metamorfismo (HOSCHEK, 1967, 1969) a diferencia del Tramo superior, donde este mineral no es muy abundante).

En las proximidades de Samos (1) se encontró un nivel cuarcítico con feldespato y plagioclasa, y con algunos cristales de carbonato, que podría ser el equivalente epizonal de los niveles de gneises anfibólicos que se encuentran en la meso y catazona en el Tramo inferior de la Serie de Villalba.

Los gneises anfibólicos forman niveles de algunos centímetros de espesor y una continuidad lateral de varios metros. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, hornblenda, granate, epidota, biotita, esfe na y apatito, si bien alguno de estos minerales puede faltar. Los anfíboles se disponen a veces en gavillas y a veces se concentran en bandas paralelas a los bordes del techo del gneis anfibólico dando lugar a una zonación que suele ser simétrica respecto al centro.

(1) X = 302.000 Y = 909.300

En opinión de CAPDEVILA (1969) estos gneises son rocas paraderivadas que pueden provenir de areniscas con una matriz carbonatada.

Además de las rocas anteriores se encuentran localmente anfibolitas de grano fino que derivan probablemente de rocas volcánicas básicas (CAPDEVILA, 1969).

El espesor del tramo inferior es imposible de precisar, pues su base no aflora nunca, pero una estimación a partir de los cortes geológicos da un espesor mínimo de 2.000 m.

1.1.2.1.3.- Correlación y edad.

Numerosos autores que han estudiado la Serie de Villalba, han destacado su similitud con las Pizarras del Narcea, que afloran en el núcleo de una estructura antiformal en el límite oriental de la zona Arturoccidental-leonesa.

Las Pizarras del Narcea están cubiertas por un Cámbrico inferior que según LOTZE (1956) reposa discordante sobre ellas (ver también de SITTER, 1961; JULIVERT & MARTINEZ GARCIA, 1967; MATTE, 1967, 1968; BOSCH, 1969; PEREZ ESTAUN, 1973; sobre el carácter discordante del contacto Cámbrico-Precámbrico).

En el área del Domo de Lugo, la discordancia fué intuida por MATTE (1968) en la región de Sarria (1), gracias a una débil diferencia (10° a 30°) de dirección entre las capas del Precámbrico y de la base del Cámbrico, deducida a partir de medidas de la lineación de intersección. Este autor señala además la presencia de brechas ferruginosas en el contacto entre ambas.

No obstante, la presencia de la discordancia no ha quedado puesta de manifiesto de forma clara hasta que se ha efectuado la distinción entre los dos tramos de la Serie de Villalba y su cartografía (MARTINEZ CATALAN, 1981). Como puede apreciarse en el mapa geológico, el Tramo superior solo está en la parte meridional y occidental del Domo de Lugo, mientras que en el resto el Cámbrico reposa directamente sobre el Tramo inferior.

El ángulo entre las capas cámbricas y precámbricas es en general pequeño, debido en parte a la intensa deformación sufrida por estos materiales durante la Orogenia hercínica. El mayor ángulo (5° a 15°) lo forman precisamente al NO de Sarria, en la zona donde desaparece el Tramo inferior.

La presencia de esta discordancia, junto con las facies esquistoso-grauváquicas en el Tramo inferior y predominantemente pizarrosas en el superior, nos lleva a establecer con mayor seguridad que

(1) X = 295.300 Y = 914.700

hasta ahora, la correlación con las Pizarras del Narcea, y por tanto, a asignar a la Serie de Villalba una edad precámbrica, ya que los tramos inferior y superior en que se ha dividido la Serie en el Domo de Lugo pueden corresponder, en una primera aproximación a las series medias (grauvacas y pizarras) y superior (pizarras) establecidas por PEREZ ESTAUN (1978) en la región meridional de la Antiforma del Narcea.

1.1.2.2.- Cuarcita inferior de Cándana.

Es la unidad inferior de las Capas de Cándana definidas por LOTZE (1957) en Asturias, que podrían considerarse un grupo en sentido litoestratigráfico. Fueron estudiadas por WALTER (1966, 1968) en el NO de la provincia de Lugo y a él se debe su división en tres unidades (Cuarcita inferior de Cándana, Pizarras de Cándana y Cuarcita superior de Cándana), división que como vemos tiene validez para todo el dominio del Manto de Mondoñedo.

Se atribuye provisionalmente una edad Cámbrica inferior a la totalidad de las Capas de Cándana, debido a la existencia de una discordancia en su base que las separa de los materiales precámbricos, y por comparación con rocas similares en la zona de la Antiforma del Narcea, donde se han encontrado pistas fósiles atribuibles al Cámbrico en los metros basales de la Arenisca de la Herrería (CRIMES et al. 1977).

La Cuarcita inferior de Cándana reposa discordante sobre la Serie de Villalba y está constituida por una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras con niveles microconglomeráticos lenticulares localizados hacia la base.

Los niveles de microconglomerados tienen cantos de cuarzo de 4 a 6 mm. de diámetro y están cementados por una matriz cuarzo-feldespática.

Las cuarcitas y areniscas están compuestas fundamentalmente por cuarzo y contienen, además, feldespato potásico, plagioclasa y micas, y minerales accesorios tales como turmalina, circón, apatito y óxidos de hierro.

El espesor de los bancos es muy variable, desde unos decímetros a varios metros. Presentan con frecuencia laminaciones onduladas y de tipo "flaser" y es frecuente la estratificación cruzada de alto ángulo.

Los bancos de cuarcita se hacen más potentes hacia la parte superior de la unidad.

Las pizarras son con frecuencia arenosas y se encuentran generalmente alternando con niveles de areniscas. Se han visto granoclasificaciones y laminaciones producidas por migración de "ripples".

El espesor de la unidad oscila entre 250 y 300 m. y se mantiene bastante constante (Fig. 2) a lo largo del Dominio.

Las facies se mantienen bastante constantes salvo en las cuarcitas que rodean por el E la Ventana tectónica de Monte Carballosa y las de la región de Puertomarín. En estos afloramientos, las cuarcitas se presentan tableadas y en bancos de unos pocos centímetros de espesor, y sólo localmente se intercalan bancos de varios metros. - Dado que existe una estrecha relación entre estas cuarcitas tableadas y las zonas más deformadas del Manto de Mondoñedo, y que además son rocas que tienen frecuentemente una acusada fábrica plano-lineal, se atribuye a la deformación hercínica el aspecto peculiar de la Cuarcita inferior de Cándana en estos afloramientos.

1.1.2.3.- Pizarras de Cándana.

Son pizarras verdes y grises con intercalaciones frecuentes de areniscas y carbonatos. El espesor varía entre 400 y 700 metros.

En la región de Meira (1), se localizan en la mitad inferior algunos paquetes de pizarras negras ampelíticas (Fig. 2) alternando con cuarcitas, pizarras verdes y calizas.

Las intercalaciones de carbonatos son, como se aprecia en la cartografía, lenticulares. En general son calizas grises, aunque existen localmente dolomías amarillentas. Los niveles más potentes (hasta 70 m.) y con mayor continuidad lateral se localizan hacia la base de la unidad, a veces directamente sobre la Cuarcita inferior de Cándana, pero en general con unos pocos metros de pizarras entre ambas.

Se encuentran además niveles carbonatados de menor espesor y con continuidad hacia la mitad de la unidad y en su parte superior (Fig. 2) dándose la circunstancia de que hay áreas donde aparecen dos o tres niveles y otras donde no se ha encontrado ninguno.

En las zonas más metamórficas las Pizarras de Cándana se transforman en esquistos grises satinados, que en algunos lechos presentan grandes porfiroblastos de andalucita de varios centímetros, además de moscovita, biotita, granate y estaurolita como minerales típicos. Presentan también intercalaciones cuarcíticas, y en el Domo de Puertomarín, algún lentejón calcáreo de unos pocos metros de espesor que pasa lateralmente a gneises y cuarcitas anfibólicas. Por otra parte, niveles delgados de tales gneises se encuentran con frecuencia en las zonas más metamórficas de las Pizarras de Cándana.

(1) X = 307.150 Y = 962.500

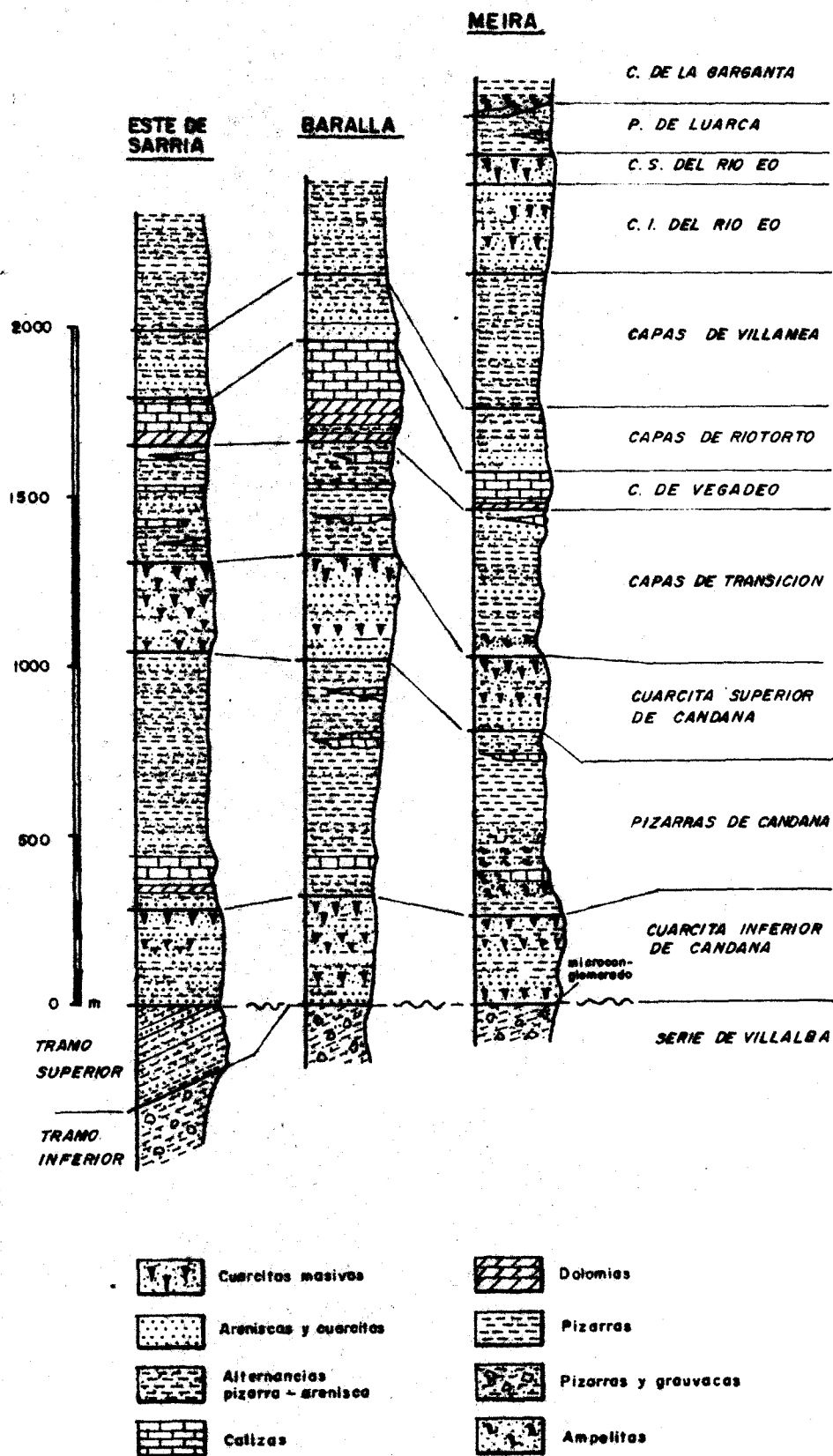


FIG. 2.- Sucesión estratigráfica en tres puntos diferentes dentro del Dominio del Manto de Mondoñedo.

1.1.2.4.- Cuarcita superior de Cándana.

La unidad superior de las Capas de Cándana consiste en una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras que por su resistencia a la erosión queda muy marcada en el paisaje en forma de alineaciones estrechas y alargadas, o más complejas cuando aparece plegada.

La potencia de los bancos de cuarcita y arenisca varía de unos centímetros a varios metros para los niveles más potentes, que son al mismo tiempo los más competentes. Estos bancos son más abundantes en la mitad superior de la unidad (Fig. 2), cuyo espesor total varía entre 200 y 300 m.

Localmente se han identificado niveles conglomeráticos pero en general son areniscas constituidas por granos de hasta 2 mm. de cuarzo y raramente, plagioclasa, con textura granoblástica. Como accesorios aparecen circón, apatito, turmalina y óxidos de hierro.

Es frecuente la presencia de estratificación cruzada, así como de laminación "flaser" y ondulada. La escasez de feldespatos apoya la opinión de CAPDEVILA (1969) de que estas cuarcitas están más evolucionadas sedimentológicamente que las inferiores de Cándana.

1.1.2.5.- Capas de transición.

Esta unidad fué definida por LOTZE & SDZUY (1961) en el valle del Porma, al N de León. Está constituida en su mayor parte por una alternancia de pizarras verdes y areniscas rosadas con "ripple marks" y puntos ferruginosos que representan probablemente antiguos cristales de glauconita. Se observa además laminación "flaser" y ondulada y estratificación cruzada de bajo ángulo.

En la base o muy cerca de ella, en la región de Mondoñedo y en la de Meira (Fig. 2), se localiza un nivel de ampelitas de 20 a 40 m. de espesor, en las que WALTER (1966) cita la presencia de hyolítidos, que representan la fauna más baja encontrada hasta el momento dentro del Dominio.

Con frecuencia se intercalan capas de calizas grises o de dolomías amarillentas, de forma lenticular. Estos niveles son muy abundantes en ambos flancos del Sinclinal de Baralla. Se encuentran además niveles de calcoesquistos, sobre todo hacia los tramos superiores.

En la parte superior de la unidad, WALTER (1968) cita el hallazgo de trilobites y arqueociátidos cerca de Hermida (1) 14 km. al SE de Mondoñedo. Entre los primeros, el profesor SDZUY (Wurzburg) clasificó:

(1) X = 309.200 Y = 974.400

Wutingaspin n. sp.
Metadoxides cf. richterorum SDZUY
 ? Dolerolenus sp.
 cf. "? Paradoxides" bifidus BORNEMANN

y DEBRENNE (París) identificó entre los segundos:

Ajacicyathus acutus (BORN)
Ajacicyathus cf. eremitas (SIMON)

La edad Cámbrica inferior queda por tanto perfectamente establecida.

Por nuestra parte hemos encontrado restos de trilobites y arqueociátidos inclasificables en la región de Meira (1), durante la realización del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (GONZALEZ LO-DEIRO et al., 1979), y estructuras de algas en los niveles carbonatados.

El espesor de esta unidad oscila alrededor de los 400 m.

1.1.2.6.- Calizas de Vegadeo.

Fue descrita por BARROIS (1882) con el nombre de Caliza de la Vega. Si bien se han propuesto diversos nombres para este horizonte carbonatado, muy continuo dentro de la zona Asturoccidental-leonesa, seguiremos aquí el de Caliza de Vegadeo de WALTER (1963, 1966 y 1968) quien se basó a su vez en BARROIS.

El espesor de la formación oscila entre 100 y 300 m. siendo máximo en el Sinclinal de Baralla, donde se da la coincidencia, además, de que aparece el mayor número de tramos carbonatados dentro de las Capas de transición.

En general, la parte inferior de la formación está constituida por dolomías amarillentas y la superior por calizas más o menos dolomíticas, grises o negras, con algunos metros de dolomías y calcoesquistos en el techo.

Un estudio preciso de la estratigrafía de la Caliza de Vegadeo - ha sido realizado recientemente en la localidad de Piedrafita (2), - muy cerca de la zona aquí estudiada, por ZAMARREÑO & PEREJON (1976) y en la región de Ponferrada por ZAMARREÑO et al. (1975).

Estos autores dividen la formación en tres miembros que han sido identificados en el Sinclinal de Baralla al E de Sarria (3).

- (1) X = 307.150 Y = 962.500
 (2) X = 662.200 (U.T.M) Y = 4.732.600 (U.T.M.)
 (3) X = 295.300 Y = 914.700

El miembro inferior, que tanto en Piedrafita como en el Sufreiral (1), en la región de Ponferrada, consta de pizarras verdes, dolomías y calizas, resulta difícil de separar, en el Sinclinal de Baralla de los tramos superiores de las Capas de transición. Al igual que ellas, está formado por pizarras verdes y areniscas rosadas con estructuras de "ripples" y la única diferencia es una mayor abundancia de intercalaciones lenticulares de calizas grises y dolomías -- amarillentas y marrones. Su espesor puede estimarse en unos 40 m.

El miembro medio, con calizas y dolomías masivas, es similar al de Piedrafita y el Sufreiral. Hacia la parte inferior predominan las dolomías amarillas y marrones mientras que la superior está constituida por calizas y calizas dolomíticas grises, con laminaciones o masivas, que cerca de Baralla (2) son negras en corte fresco. El espesor del miembro llega a 250 m. correspondiendo la mitad del mismo, aproximadamente, a la parte inferior con dolomías amarillentas y marrones. Se han encontrado laminaciones de origen orgánico (estromatoides y posibles mallas de algas).

El miembro superior consiste solamente en unos pocos metros de pizarras, calcoesquistos y niveles dolomíticos grises y amarillentos muy finos, con restos de equinodermos, y es también comparable al de las áreas próximas.

Por lo tanto, si bien la Caliza de Vegadeo en la región estudiada aparece generalmente muy recristalizada, la correlación con las series establecidas en Piedrafita y el Sufreiral parece clara, especialmente para el Sinclinal de Baralla. Basándonos en esta correlación y en la que establecen ZAMARREÑO et al. (1975) con la Formación Láncara en la zona Cantábrica, la mayor parte de la Formación Vegadeo correspondería al Cámbrico inferior y sólo los pocos metros del miembro superior pertenecerían ya al Cámbrico medio.

1.1.2.7.- Capas de Riotorto.

La formación fué definida por WALTER (1966, 1968), en la región de Mondoñedo. Este autor diferenció dos miembros: uno inferior de pizarras margosas con restos de equinodermos y otro superior con pizarras arcillosas verdes y areniscas intercaladas.

Sin embargo, el miembro inferior es comparable al miembro superior de la Caliza de Vegadeo (ZAMARREÑO et al. 1975; ZAMARREÑO & PE-REJON, 1976) constituido por pizarras, calcoesquistos y delgados niveles carbonatados, con restos de equinodermos, y por lo tanto puede correlacionarse con él.

Quedaría así la formación constituida por un solo miembro compuesto por unos 200 m. de pizarras verdes con intercalaciones de arenis-

- | | | |
|-----|------------|------------|
| (1) | X = 342400 | Y = 885600 |
| (2) | X = 309000 | Y = 927000 |

cas y silts, que presentan estructuras sedimentarias que apuntan hacia un depósito muy somero: laminación cruzada de bajo ángulo, laminación lenticular, ondulante y "flaser". En el muro de la formación se encuentra localmente un nivel cuarcítico lenticular y de muy poco espesor. Solo en las proximidades de Baralla alcanza este nivel una potencia de varios metros (Fig. 2).

La edad de la formación no puede precisarse, debido a la ausencia de fauna. No obstante, dado que se encuentra por encima del -- miembro superior de la Caliza de Vegadeo, que es Cámbrico medio (ZAMARREÑO et al. 1975) y que está muchos metros por debajo del Ordovícico inferior datado, puede asignarsele una edad Cámbrica medio y/o superior.

1.1.2.8.- Capas de Villamea.

También definida por WALTER (1966, 1968), esta formación consiste en una alternancia rítmica de pizarras grises y areniscas claras -- en niveles centimétricos y milimétricos que alcanza una potencia de -- entre 400 y 1000 m.

La variación en el espesor parece debido al comportamiento muy -- dúctil de estos materiales durante la deformación, que ha dado lugar a fuertes engrosamientos en las charnelas y adelgazamientos en los -- flancos de los grandes pliegues tumbados, como puede apreciarse en -- los cortes geológicos.

El tránsito entre las capas de Riotorto y las de Villamea es gr dual, aunque se realiza en unos pocos metros.

Con frecuencia y sobre todo hacia el techo, se intercalan niveles cuarcíticos de hasta 2 m. de potencia.

Se identifican las mismas estructuras sedimentarias que en las -- capas de Riotorto, siendo las principales diferencias entre ambas -- formaciones el color gris de las capas de Villamea frente al predomi -- nantemente verdoso de las de Riotorto y la frecuente presencia en -- las primeras de cloritoide como mineral de metamorfismo, lo que evi -- dencia una composición química diferente (HOSCHEK, 1967) de los nive -- les pizarrosos.

Existe además una cierta diferencia en la composición mineralógi -- ca de las areniscas, en las que feldespato potásico y plagioclasa -- son abundantes en las capas de Riotorto y más escasas en las de Vi -- llamea, sobre todo el primero.

Si bien no se han encontrado fósiles puede suponerse que el pa -- so del Cámbrico al Ordovícico se produce dentro de esta formación,

ya que la inmediatamente superior ha suministrado pistas atribuibles al Ordovícico. Su edad debe de abarcar desde el Cámbrico medio o superior hasta el Ordovícico inferior.

1.1.2.9.- Capas del río Eo.

Esta formación (WALTER, 1966, 1968) está constituida por dos miembros, uno inferior más potente y pizarroso, y uno superior fundamentalmente cuarcítico.

El primero, las Capas inferiores del río Eo son una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras con una potencia de entre 120 y 280 m., en las que es frecuente la presencia de pistas fósiles, sobre todo crucianas.

El miembro superior, denominado Capas superiores del río Eo por WALTER (op. cit.), está constituido por algunos bancos potentes de ortocuarcitas puras, blancas o amarillentas, intercaladas en una alternancia de pizarras grises, areniscas y cuarcitas en bancos de menor espesor, y tiene una potencia total de entre 50 y 80 m.

En la región de Meira (1), durante la realización del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (GONZALEZ LODEIRO et al., 1979) se encontraron Planolites sp., Monomorphichnus sp., además de Cruziana del grupo "rugosa" (SEILACHER, 1970; clasificación según A. MARCOS del Departamento de Geotectónica de la Universidad de Oviedo), que permiten atribuir ya estos niveles al Ordovícico inferior. En la hoja a escala 1:50.000 de Castroverde (2) (HERNANDEZ URROZ & DIVAR, 1978) se encontraron, además de las anteriores pistas, Cruziana furcifera, Cruziana goldfussi, Skolithus y Teichichnus (clasificación de A. MARCOS). Las pistas encontradas sobre todo Cruziana rugosa - D'ORBIGNY y Cruziana furcifera D'ORBIGNY (clasificación de A. MARCOS) apuntan a una edad Skiddawiense para estos materiales.

Como en el caso de las dos formaciones anteriores, las facies se mantienen muy constantes a lo largo de todo el dominio, siendo frecuentes estructuras sedimentarias tales como "ripple marks", estratificación cruzada y "load casts", que junto con las pistas fósiles sugieren un medio somero, probablemente sublitoral.

Es importante señalar que las tres últimas formaciones (Capas de Riotorto, Capas de Villamea y Capas del río Eo), cuya potencia en conjunto no supera los 1600 m. en el sector estudiado, pasan lateralmente hacia el E a una potente formación detrítica, denominada Serie de los Cabos (LOTZE, 1958) constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras, depositadas también en un medio somero y que alcanzan unos 5 o 6.000 m. de espesor (FABER & JARITZ, 1964; MARCOS, 1973). La Serie de los Cabos está bien representada -

- (1) X = 307.150 Y = 962.500
 (2) X = 636.400 Y = 4.765.700 (U.T.M.)

con las características anteriores en sectores más orientales del Manto de Mondoñedo y sobre todo en el Dominio del Navia y alto Sil.

1.1.2.10.- Pizarras de Luarca.

Denominadas así por BARROIS (1882), las Pizarras de Luarca son una formación constituida fundamentalmente por pizarras negras o gris-azuladas oscuras muy monótonas.

En el dominio que nos ocupa su potencia es muy reducida (200 m. - como máximo) debido a la discordancia de los materiales silúricos.

La parte inferior de la formación está compuesta por pizarras grises oscuras y negras bastante homogéneas. En el Sinclinal de Villadrid, hacia arriba, son frecuentes las intercalaciones arenosas y cuarcíticas.

En las pizarras homogéneas abundan los nódulos de pirita, y localmente existen niveles lenticulares de mineral de hierro oolítico que han sido objeto de antiguas explotaciones.

La presencia de Didymograptus murchisoni BECK y Calymene tristani BRONG., citada por HERNANDEZ SAMPELAYO (1915) y WALTER (1965, - 1966, 1968) apunta a una edad Llanvirn para las Pizarras de Luarca en este dominio, sin que pueda excluirse una edad Llandeilo para los tramos superiores de las mismas.

Es frecuente además la presencia de braquiópodos. LUNAR HERNANDEZ (1977), cita en la zona de Orrea (1), 7 km. al NE de Meira las siguientes especies:

Corineorthis aff. biconvexa MAC GREGOR.
Platystrophia ef. precedens major WHITTINGTON
Paurosthis ef. parva (Pander)
Dalmella ef. Lepta (ancreft)
Paucicrura inmatura (?) WILLIAMS
Rafinesquina aff. simplex MAC GREGOR
Sowerbyella antigua JONES

todos ellos neríticos e indicativos de una profundidad de depósito inferior a 100 m.

1.1.2.11.- Capas de La Garganta.

Se toma el nombre de la formación de MARCOS (1973), quien propuso tal denominación por la presencia de ampelitas con Monograptus - cerca del alto de La Garganta (2) en la región de Oscos.

(1) X = 310.800 Y = 968.600
 (2) X = 661.300 Y = 4.801.350 (U.T.M.)

Los materiales correspondientes a esas Capas afloran en estrechas bandas en el núcleo de los sinclinales de Real, Rececende y Villaodrid, y están con frecuencia limitados por cabalgamientos en su borde occidental.

En ningún caso pueden observarse más de 50 m. de serie. En la base existe a veces un nivel cuarcítico de carácter lenticular. Son cuarcitas blancas y grises que alternan con pizarras de tonos oscuros.

Sobre este nivel, o directamente sobre las Pizarras de Luarca se encuentran diversos metros de pizarras ampelíticas con graptolites - muy abundantes.

Por encima, en el núcleo del Sinclinal de Villaodrid se superponen localmente unos metros de pizarras extremadamente ricas en cloritoide, que intercalan algún nivel lenticular de cuarcita.

Estos materiales fueron ya datados en base a fauna de graptolites por HERNANDEZ SAMPELAYO (1915), quien los atribuyó al Wenlock - y Ludlow. Posteriormente, numeroso material fué recogido y clasificado en el núcleo de los sinclinales citados por QUINTERO (1962), - que les asigna una edad Taramon, y posteriormente por WALTER (1966, 1968). La edad Llandovery medio-superior obtenida por este último - autor fue confirmada durante la realización de las Hojas de Meira - (GONZALEZ LODEIRO et al., 1979) y Castroverde (HERNANDEZ URROZ & DIVAR, 1978) con el hallazgo de graptolites en el núcleo de los sinclinales de Rececende y Villaodrid (Fig.14). El profesor TRUYOLS, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, identificó las siguientes especies:

Monograptus regularis TORNG.
Monograptus runcinatus LAPW.
Spirograptus planus? BARR.
Petalograptus palmeus BARR.
Monograptus mccoysi LAPW.
Monograptus latus MC COY.
Monograptus priodon BRONN.
Monograptus halli BARR.
Monograptus sedgwicki? PORTL.

Las pizarras ricas en cloritoide, que se depositan sobre los niveles fosilíferos, pueden pertenecer ya al Silúrico superior, por comparación con las que afloran en el Dominio del Caurel, que han sido datadas por RIEMER (1966).

La presencia de capas del Silúrico inferior apoyadas directamente sobre el Ordovícico medio (Pizarras de Luarca) lleva a pensar en

un "hiatus" o en una discordancia. Nos inclinamos por la segunda posibilidad pues una discordancia parece existir más al E en la escama de Santa Eulalia de Oscos (MARCOS, 1973) y porque explica mejor la ausencia de la Formación Agueira, potente serie detrítica con facies turbidíticas del Ordovícico superior que se encuentra ampliamente -- representada tanto en el Dominio del Navia y alto Sil, al E, como en el Sinclinatorio del Sil, al S del área estudiada. (MARCOS, 1970, 1973; CRIMES et al., 1974; PEREZ ESTAUN, 1978).

1.1.3.- Dominio del Caurel

Este dominio, que incluye las capas del flanco normal del Anticlinorio de Sarria y las que constituyen los pliegues de la Sierra del Caurel, está bien representado al S del Domo de Lugo. Dentro de la Hoja 1:200.000 de Lugo aparece la prolongación de estos últimos pliegues bordeando la Falla de Vivero por el SO en el borde meridional del mapa, y aparece también, en todo su desarrollo, en el flanco normal del Anticlinorio de Sarria, con una extensión de más de 20 km. Faltan sin embargo las capas más modernas, que en la Sierra del Caurel, en la Hoja 1:50.000 de Monforte de Lemos, aparecen cerca de Seceda (1) y corresponden al Devónico (DROT & MATTE, 1967).

En este dominio se hallan representadas la mayor parte de las unidades presentes en el anterior, si bien con frecuencia exhiben características algo diferentes. Las denominaciones se han mantenido iguales salvo para el tramo cuarcítico del Ordovícico inferior, denominado aquí Cuarcita Armoricana. Desaparecen dos unidades, la Cuarcita superior de Cándana y las Capas de Riotorto, y se encuentra en cambio una que no existía en el Dominio del Manto de Mondoñedo: las Calizas de la Aquiana. Las edades de las unidades de ambos dominios son básicamente las mismas, como se infiere de las dataciones efectuadas en áreas adyacentes a la Sierra del Caurel (RIEMER, 1966; DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975; PEREZ ESTAUN, 1978).

1.1.3.1.- Serie de Villalba.

Se presenta aquí también con los dos tramos, inferior y superior, que fueron descritos en el Dominio del Manto de Mondoñedo.

El Tramo superior aflora en una estrecha banda casi continua de esquistos moscovíticos brillantes con grandes porfiroblastos de cloritoide, estauroлита, granate y silicatos de aluminio, que se sitúa al lado o muy cerca de la Falla de Vivero. Incluye algunos niveles ampelíticos. Los esquistos fueron confundidos por CAPDEVILA (1969) con las Capas de Cándana y representados como Cámbrico en la "Carte Géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique" (PARGA PONDAL et al., 1967).

(1) X = 645.700 Y = 4.720.800 (U.T.M.)

Esta atribución errónea condujo a CAPDEVILA (op. cit.) a postular un cambio de facies para las Pizarras de Cándana de E a O del Domo de Lugo, ya que en la parte oriental éstas no llevan cloritoide.

En este dominio, la discordancia entre Cámbrico y Precámbrico - también se aprecia, si bien es menos vistosa que en el anterior. Su existencia se deduce porque en un sinclinal formado por la Cuarcita inferior de Cándana al O de Villalba, el Tramo superior de la Serie de Villalba ya no aparece y la cuarcita está en contacto directamente con el Tramo inferior de ésta, una sucesión monótona de esquistos y gneises biotíticos (ver mapa geológico).

Hacia el E, la intensidad del metamorfismo hercínico disminuye - y las características de los dos tramos son semejantes a las descritas para el Dominio del Manto de Mondoñedo.

1.1.3.2.- Cuarcita inferior de Cándana.

La unidad inferior de las Capas de Cándana no sobrepasa en este dominio los 100 m. de potencia, y ésta disminuye progresivamente -- hacia el O hasta unos 30 m. en Cervela, al SO de Oural (Fig. 3).

Aparece compuesta por una alternancia de capas de pizarra y arenisca de tonos verdosos con algunos niveles finos de cuarcita.

1.1.3.3.- Pizarras de Cándana.

El espesor de esta unidad varía aquí entre 210 m. al E y 60 m. al O (Fig. 3). Probablemente esta variación es en parte debida a la deformación, que es más intensa hacia la parte occidental.

Son pizarras verdosas con intercalaciones de areniscas de igual color. En la base existe un nivel carbonatado continuo a lo largo - de toda la parte del dominio que es accesible a la observación. En la parte oriental son 40 m. de calizas grises masivas que se superponen a una alternancia de pizarras verdes y calcoesquistos con niveles carbonatados. Encima de las calizas existe un nivel de ampolitas de unos 7 m.

Hacia el O, la proporción de magnesio va aumentando, a la par - que disminuye el espesor del nivel carbonatado, y en Vila de Mouros (1) queda reducido a 14 m. de magnesita, finamente bandeada.

Al SO de esta localidad, a unos 55 m. por encima del nivel carbonatado continuo, aflora otro lenticular, también de magnesita, de unos 5 m. de espesor. En esta zona son muy abundantes, dentro de las pizarras, delgados lechos de gneises anfibólicos.

(1) X = 291650 Y = 905400

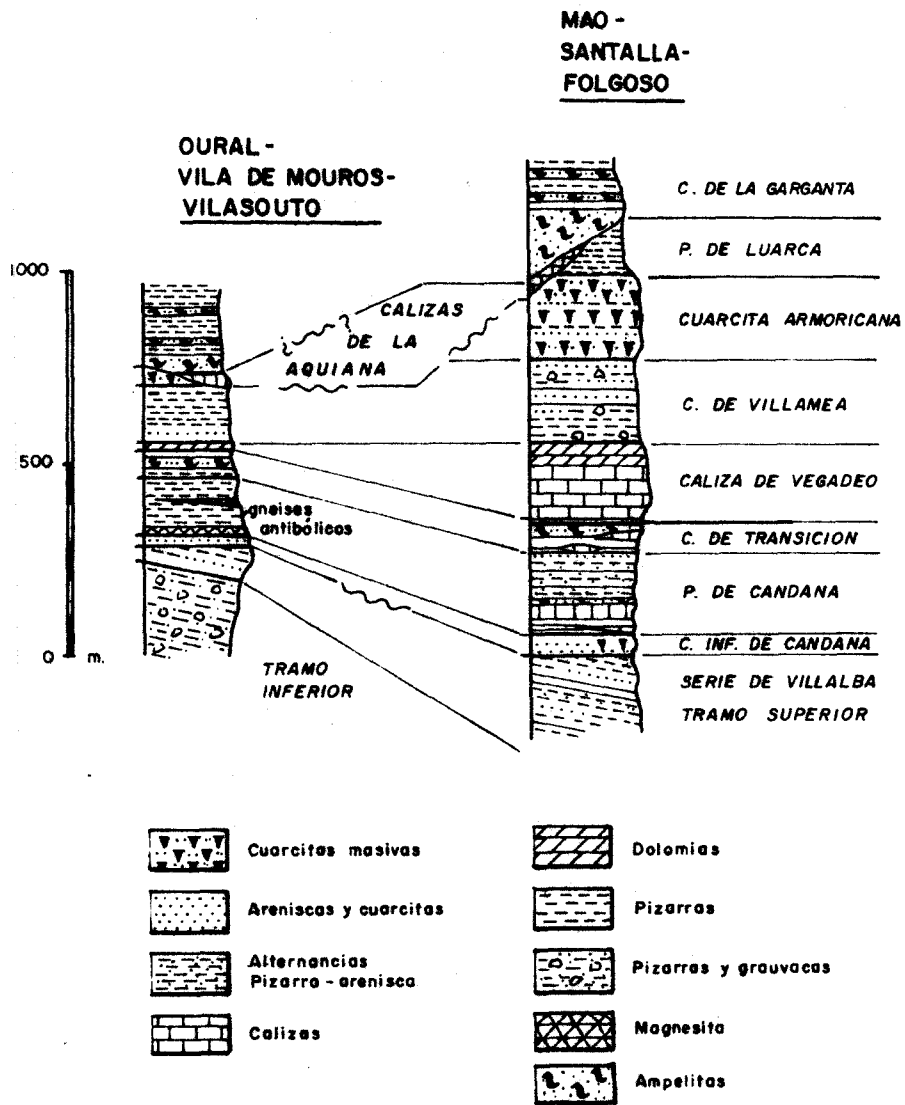


FIG. 3.- Sucesión estratigráfica en el Dominio del Caurel.

Aún más al O, en Cervela (1) y en la continuación del nivel carbonatado hacia el NO, vuelve a disminuir la proporción del magnesio, pasando a calizas y dolomías que al SO de Pacios (2) tienen de nuevo una potencia considerable (unos 40 m.).

En el flanco normal del Anticlinorio de Sarria falta la Cuarcita superior de Cándana como unidad claramente diferenciable dentro de las Capas de Cándana. No obstante, en la región de Mao (3) existe un nivel de areniscas verdosas en el techo de las Pizarras de Cándana. Este nivel, de unos 20 m. de espesor puede ser parcialmente equivalente a la Cuarcita superior de Cándana, y se ha utilizado para separar las Pizarras de Cándana de las Capas de transición.

1.1.3.4.- Capas de transición.

Esta unidad es en general más pizarrosa que la anterior, es decir, los niveles de arenisca son más escasos y delgados.

Son pizarras grises y verdes que hacia la parte central intercalan un nivel continuo de ampelitas ferruginosas de unos 30 m. de espesor (Fig.3).

Se encuentran además niveles calcáreos lenticulares, tanto en la base de la formación como intercalados en las ampelitas. El espesor de las Capas de transición en este dominio oscila entre 60 y 90 m.

1.1.3.5.- Calizas de Vegadeo.

La división en tres miembros de esta formación efectuada por ZAMARREÑO et al. (1975) y ZAMARREÑO & PEREJON (1976), que ha sido identificada en el Dominio del Manto de Mondoñedo, no puede mantenerse al S del Domo de Lugo, a pesar de que es en la prolongación hacia el E del nivel carbonatado que bordea a esta estructura por el S donde ZAMARREÑO et al. (op.cit.) establecieron por primera vez tal división.

La variación de espesor de la Caliza de Vegadeo en nuestro sector es excepcional. Al E, en Santalla (4) y Piedrafita (5), está constituida por unos 200 m. de calizas grises y dolomías, predominando estas últimas hacia el techo de la formación, pero hacia el O, el espesor va disminuyendo progresivamente al tiempo que aumenta el contenido en magnesio, y en Barbañ (6) queda reducida a 5 metros de dolomía amarillenta.

(1)	X = 289300	Y = 906550
(2)	X = 292450	Y = 905400
(3)	X = 302000	Y = 906300
(4)	X = 309000	Y = 901100
(5)	X = 662200 (U.T.M.)	Y = 4732600 (U.T.M.)
(6)	X = 291000	Y = 904700

1.1.3.6.- Capas de Villamea.

En el flanco normal del Anticlinorio de Sarria, las Capas de Rio torto no existen, y sobre la Caliza de Vegadeo se superpone directamente (bien sea por "hiatus" o discordancia, bien por cambio lateral de facies) una alternancia de pizarras grises y areniscas en niveles finos que intercalan capas de cuarcita blanca y que se han denominado como las pizarras similares en el Dominio del Manto de Mondoñedo.

El espesor de la formación es muy variable, dado que el Silúrico reposa discordante sobre ella. En todo caso es superior a 200 m. al S de Trascastro (1), donde puede medirse debido a que aflora un grueso paquete de cuarcitas que parece corresponder a la Cuarcita Armoricana en el núcleo de un sinclinal tumbado de primera fase.

1.1.3.7.- Cuarcita Armoricana.

Esta formación debe ser aproximadamente equivalente tanto en edad como en facies a las Capas del río Eo, pero aquí no puede establecerse una diferencia entre dos miembros, dado que desde la base aparecen gruesos paquetes de ortocuarcita gris y blanca.

Las cuarcitas alternan con pizarras grises oscuras y con niveles de arenisca. En la Sierra de Caurel, la Cuarcita Armoricana alcanza una potencia superior a 200 m., pero dentro de nuestra Hoja la potencia es menor, no llegando a superar los 100 m.

1.1.3.8.- Pizarras de Luarca.

Se presentan aquí también con sus facies características de pizarras grises homogéneas, en ocasiones con nódulos arcillosos.

RIEMER (1966) las denominó Pizarras inferiores y, al S de la Sierra del Caurel, encontró fauna que le permitió atribuir las al Llanvirn y Llandeilo. Su potencia no puede calcularse ya que el Silúrico reposa discordantemente encima; en cualquier caso es superior a 200 m.

1.1.3.9.- Calizas de la Aquiana.

Esta formación (PEREZ ESTAUN, 1978) se presenta como lentejones de caliza bandeada gris y blanca.

Su espesor es reducido dentro de la zona que nos ocupa, y no afloran en esta Hoja más que en una delgada tira cerca de la Falla de Vivero, en el borde meridional del mapa, apoyándose sobre las Capas de Villamea. Sin embargo, en la Sierra del Caurel, la formación reposa tanto sobre las Capas de Villamea como sobre las Pizarras de Luarca, por lo que hay que situar en su base una discordancia.

(1) X = 307.100 Y = 903.000

La edad de la formación es incierta. Ha sido atribuida al Ashgill por distintos autores (NOLLAU, 1966; MATTE, 1968) en base al parecido que tiene con las calizas de esa edad en otras regiones de España, sobre todo en la Cordillera Ibérica; sin embargo por la estrecha relación que tiene con las ampelitas del Silúrico, es probable que pertenezca más bien a este sistema como ya señaló PEREZ ESTAUN (1978) y antes RIEMER (1966). La atribución al Silúrico por parte de este último se basa en el hallazgo de graptolites en un nivel de ampelitas intercalado en pizarras con fragmentos de caliza que el autor correlaciona con los niveles de caliza.

1.1.3.10.- Capas de la Garganta.

Denominadas Pizarras superiores por RIEMER (1966) son similares a las pizarras silúricas del dominio anterior.

Están formadas por un tramo basal de ampelitas y liditas con graptolites, sobre el que se superponen pizarras oscuras con cloritoide muy abundante que presentan intercalaciones ampelíticas y también delgados niveles de areniscas cuarcitas y calizas.

En la Sierra del Caurel, al S de la presente Hoja, las Capas de la Garganta reposan sobre diferentes formaciones del Ordovícico y están separadas de él por los niveles lenticulares de la Caliza de la Aquiana. Cuando no existe la caliza se suele encontrar un nivel fino de areniscas o una delgada brecha ferruginosa que marca la discordancia entre Silúrico y Ordovícico.

En la prolongación hacia el NO del pliegue tumbado de la Sierra del Caurel (Anticlinal del Piornal) se encuentran con frecuencia niveles finos de cuarcitas cerca de la base. Al S de Puertomarín, se localiza un nivel guía de cuarcitas tableadas muy cerca de la base del Silúrico pero aún con uno o varios metros de ampelitas por debajo.

Las pizarras ampelíticas fueron datadas por RIEMER (1966) como Gala (Llandovery Superior) a Ludlow inferior y los tramos más superiores de pizarras con cloritoide como Ludlow muy probablemente.

La potencia de las Capas de la Garganta puede estimarse en unos 150 a 400 m., muy variable debido al comportamiento dúctil de estos materiales durante la deformación.

1.2.- ZONA CENTRO-IBERICA.

1.2.1.- Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".

Este dominio se sitúa en la parte central de la Hoja atravesándola con una dirección NNO-SSE. Por el E su límite es la Falla de -

Vivero, que lo pone en contacto con la zona Asturoccidental-leonesa, salvo en la parte más meridional donde este límite es el Sinclinal del Sil. Por el O el límite con el Dominio esquistoso de Galicia -- central y occidental es, dentro de la Hoja, la Falla de Valdoviño.

Este dominio se prolonga hacia el N hasta la costa Cantábrica - (región del El Barquero, provincia de Lugo) y por el S hasta la Sanabria (provincia de Zamora) donde está recubierto por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, volviendo a aparecer en el - extremo oriental de la Sierra de Guadarrama (provincia de Guadalajara) (PARGA PONDAL et al. 1964 a y b; BARD et al. 1970; NAVIDAD, 1978; GONZALEZ LODEIRO, 1980, 1981). Los límites de este dominio hacia el N, fuera de la Hoja, son los accidentes ya citados (Fallas de Vivero y Valdoviño), mientras que hacia el S son menos netos, siendo el límite nor-oriental hasta la región de Sanabria el Sinclinal del -- Sil-Truchas y por el O y SO la prolongación de los macizos graníticos de Chantada-Taboada y de Chandreja y el Sinclinal de Alcañices de N a S sucesivamente.

Los trabajos sobre la estratigrafía de los materiales que afloran en este dominio dentro de la Hoja son abundantes y entre ellos cabe destacar los de PARGA PONDAL & GOMEZ DE LLARENA (1963), PARGA PONDAL et al. (1964 a y b), CAPDEVILA (1966, 1969), MATTE (1968), - TENA (1975 a y b), ABRIL HURTADO et al. (1975), NAVAL et al. (1981), MARTINEZ CATALAN et al. (en prensa), PABLO MACIA et al. (1981) y -- APALATEGUI et al. (1978).

Un esquema con las distintas sucesiones estratigráficas en este dominio se encuentran en la Fig. 4.

Según la mayor parte de estos autores se pueden distinguir las siguientes formaciones de muro a techo:

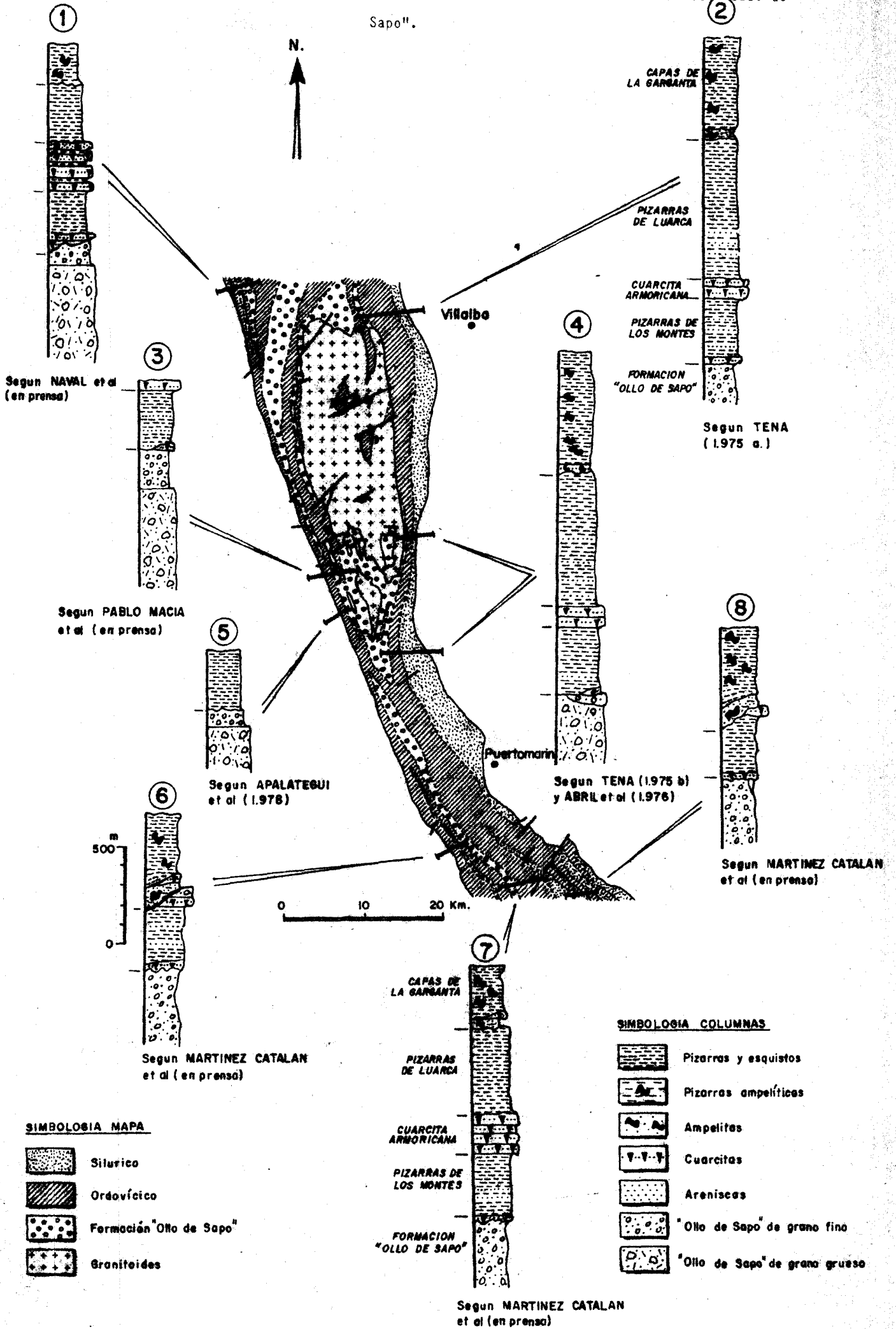
- Porfiroide del "Olló de Sapo" (facies de grano grueso y fino).
- Alternancia de cuarcitas y pizarras (Pizarras de los Montes).
- Cuarcitas claras en bancos potentes (Cuarcita Armoricana).
- Pizarras gris-azuladas (Pizarras de Luarca).
- Pizarras ampelíticas y pizarras grises (Capas de la Garganta).

La edad de estas formaciones según los autores antes citados va desde Infraordovícico a Silúrico.

1.2.1.1.- Porfiroide del "Olló de Sapo".

El nombre de esta formación proviene del que utilizan los aldeanos de la región de El Barquero (provincia de Lugo) para denominar a

FIG. 4.- Sucesión estratigráfica en diferentes puntos del Dominio del Anticlinorio del "Ollito de Sapo".



los gneises de la Isla de Coelleira (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1922). Los primeros autores que hacen una descripción petrográfica bastante precisa de esta formación son: MACPHERSON (1883 en PUIG & LARRAZ, 1883), HERNANDEZ SAMPELAYO (op. cit.) y PARGA PONDAL (1960). Posteriormente se han realizado trabajos de mucho más detalle sobre esta formación entre los que se destacan como más importante los de PARGA PONDAL et al. (1964 b) y CAPDEVILA (1969).

Dentro de la Hoja afloran los materiales de esta formación en los núcleos de anticlinales de la primera fase y de repliegamiento. En estos afloramientos se pueden distinguir dos miembros, uno inferior y otro superior que se han denominado "Ollo de Sapo" de grano grueso y "Ollo de Sapo" de grano fino, respectivamente.

1.2.1.1.1.- "Ollo de Sapo" de grano grueso.

Se encuentra bien representada en los núcleos de los anticlinales de Guitiriz, El Barquero, localmente en la antiforma situada al O de la de El Barquero y en la de Vilacha (alrededores de Ligonde - (1)). La potencia de estas facies es difícil estimar, ya que su muro no se observa; no obstante debe superar los 1.000 metros. Está constituida por gneises glandulares en los que se distingue una matriz de color gris verdoso de grano fino a medio compuesta por sericita, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, clorita y biotita y como accesorios apatito muy abundante, circón, turmalina y opacos, que engloba a cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Los cuarzos tienen por lo general colores azules, en especial cuando la formación se encuentra en zonas de metamorfismo bajo, son de tamaño centimétrico y al microscopio se observan en ellos golfos de corrosión. Tienen por lo general extinción ondulante y lamelas de deformación. Los golfos de corrosión se observan fundamentalmente cuando los materiales están en un grado bajo de metamorfismo y en este caso están rellenos por un agregado de cuarzo y sericita.

Los feldespatos se presentan en cristales de pequeño tamaño -- constituyendo parte de la matriz y en megacristales. Tanto unos como otros están reemplazados parcialmente por albita, dando el aspecto de feldespatos maclados en damero.

Los megacristales de feldespato potásico tienen formas simples y en macla de Carlsbad. Sus dimensiones varían entre 3 y 7 cm. Aparecen repartidos de manera más o menos homogénea, aunque en ocasiones pueden encontrarse zonas de mayor concentración. Están orientados según la foliación general de la roca, y por lo general alargados según el eje c. Aparecen siempre rodeados por la foliación observándose colas de presión en los extremos, lo cual indica que son anteriores a dicha fo-

(1) X = 266000 Y = 924000

liación. Dentro de ellos es frecuente encontrar grietas de tensión - rellenas a veces por la matriz y microfracturas de cizalla.

Al microscopio se observan además del reemplazamiento por albita, inclusiones de plagioclasa con macla polisintética, de cuarzo, de ilmenita, de circón, de apatito, agregados biotíticos compuestos fundamentalmente por biotita, cuarzo, epidota y zoisita y biotitas en corona.

Los cristales de plagioclasa son de tamaño centimétrico y como en el caso de los anteriores minerales están también rodeados por la foliación. Al microscopio se observa que son individuos monocristalinos o en sineusis, con formas idiomorfas y subidiomorfas de hábitos rectangulares y subesféricos respectivamente. Están por lo general maclados según la ley de la albita con un contenido del 4 - al 6 % de anortita y tienen inclusiones de mica blanca, cuarzo, epidota y calcita. Como en el caso de los cristales de feldespato potásico tienen estructuras de deformación que se manifiestan por maclas curvadas, grietas de tensión y cizallas.

Además de estos megacristales aparecen dentro de la matriz una serie de agregados de minerales micáceos, de biotita y de clorita.

1.2.1.1.2.- "Ollito de Sapo" de grano fino.

Las características de estos niveles microglandulares son semejantes a las de los macroglandulares diferenciándose solamente por la ausencia de megacristales de feldespato. La potencia de esta facies varía entre 0 m. y 500 m. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, clorita, sericita; estos dos últimos son por lo general producto de la alteración de la biotita y feldespato. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, turmalina y opacos. Dentro de estos niveles microglandulares aparecen intercalados otros como cuarcitas feldespáticas y micacitas. Las primeras constituyen niveles de colores claros y grano fino - compuestos por cuarzo, plagioclasa, mica blanca, feldespato potásico, sericita y en menor proporción biotita. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos y óxidos de hierro. Las micacitas, menos frecuentes, están compuestas por cuarzo, plagioclasa, mica blanca y biotita.

Todos estos materiales se encuentran dentro de la Hoja en las zonas de metamorfismo de la biotita, granate, estaurolita y silli-

manita (Fig. 15), presentando aspectos distintos en cada una de ellas. El "Ollo de Sapo" de grano fino tiene en la parte de la zona de la biotita próxima a la de la clorita (Hoja de Puertomarín) una matriz de color verdoso que engloba pequeños granos de cuarzo y feldespatos. En las partes más profundas de la zona de la biotita las facies de grano fino y con megacristales tienen la matriz con un mayor tamaño de grano. Los minerales de neoformación son observables a simple vista y los cristales grandes de feldespatos y de cuarzo empiezan a tener una cierta orientación. Estas características de aumento del grano de la matriz, mayor tamaño de los minerales de neoformación y mayor orientación de los megacristales de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa y la existencia de una foliación más marcada se van acentuando a medida que las condiciones P/T son mayores.

También aumenta el grado de diferenciación dentro de la matriz, observándose en la zona del granate y estaurolita lechos micáceos de moscovita y biotita y otros más ricos en cuarzo y plagioclasa de neoformación. En la zona de la sillimanita de la Antiforma de Guitiriz, aparecen movilizadas leucocráticas y la diferenciación en la matriz está generalizada en toda la zona, observándose niveles melanocráticos de 1 a 2 mm. de espesor, compuestos por moscovita y biotita y niveles leucocráticos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa de 5 a 6 mm. de espesor. Los megacristales de feldespato están por lo general muy aplastados y son más escasos que en la zona de menor metamorfismo.

1.2.1.1.3.- Origen y edad del "Ollo de Sapo"

El origen y edad de esta formación han estado sometidos a una viva discusión durante los últimos cuarenta años. En este apartado se tratará de esbozar los aspectos más importantes de esta discusión, exponiendo las hipótesis que se han dado para explicar el origen de esta formación y también las que la han tratado de situar en el tiempo. Para esto se recurrirá, no sólo a los autores que han trabajado sobre esta formación dentro de la Hoja, sino a aquellos que la han estudiado a lo largo de la banda que se extiende entre la región de El Barquero (provincia de Lugo) y el Sistema Central. No todos los autores que se citan opinan que el "Ollo de Sapo" del NO peninsular es la misma formación que la de los gneises glandulares que afloran en la parte oriental del Sistema Central, considerándolas por tanto como formaciones diferentes. En nuestra opinión esta idea es parcialmente cierta, si no se hace una distinción dentro de los gneises glandulares que afloran en el Sistema Central y también en otros puntos de la zona Centro-Ibérica.

En efecto, en el Sistema Central afloran una serie de gneises cuyas características petrológicas y geoquímicas son iguales a las que tienen los gneises de la formación "Ollo de Sapo" del NO penin

sular (PARGA PONDAL et al. 1964 a y b; NAVIDAD, 1978; GONZALEZ LODEIRO 1981 a y b), mientras que otros presentan algunas diferencias importantes. Estos últimos además de tener características petrológicas y geoquímicas distintas, ocupan una posición estratigráfica diferente. En nuestra opinión y de acuerdo con otros autores, las formaciones que dentro del Sistema Central son correlacionables con la formación "Ollo de Sapo" son la formación Morcuera (FERNANDEZ CASALS, 1976) y la formación Hiendelaencina (SCHAFER, 1969). Según esto en este apartado solo citaremos a los autores que han estudiado estas formaciones (Morcuera y Hiendelaencina).

Para algunos autores las facies de gneises con megacrístales - que están situados en la parte más inferior de la formación, podrían corresponder a antiguos granitos porfiróides deformados y metamorfizados en la orogenia hercínica. Esta idea ha sido defendida por de WAARD (1950) y FERNANDEZ CASALS (1974) para algunos de los gneises - que afloran en el Guadarrama occidental y por CAPDEVILA (1969), RIBEIRO (1974) y BARD et al. (1972) para los que se encuentran en Miranda do Douro (Portugal) y que según éstos últimos autores podrían ser la roca madre que dió lugar a los tramos superiores, tanto con megacrístales como sin ellos.

Otra interpretación es que toda la formación proviene de un conjunto volcánico-ácido con lavas, tobas y rocas subvolcánicas que -- han sufrido un proceso metamórfico. Esta idea ha sido mantenida fundamentalmente por RIEMER (1963, 1966) y MARTINEZ GARCIA (1973) aunque este último autor considera que existe durante el depósito de las tobas un cierto aporte detrítico y opina que los megacrístales de feldespatos se han generado por crecimiento en estado sólido en un proceso intenso de metamorfismo prehercínico.

Otra interpretación que se ha dado es que esta formación corresponde a niveles sedimentarios, en unos casos de naturaleza pelítico-samítica y en otros conglomerática. Esta hipótesis es quizás la más antigua, ya que así había sido interpretada esta formación en el siglo pasado por CORTAZAR (1874), PUIG & LARRAZ (1883) MACPHERSON - (1883). Más recientemente esta hipótesis ha sido mantenida por FERNANDEZ SAMPELAYO (1922), SAN MIGUEL DE LA CAMARA & LOBATO (1955) - PARGA PONDAL (1960), ANTHONIOZ & FERRAGNE (1969), CAPDEVILA (1969), y BARD et al. (1972), para los que afloran en el NO peninsular y -- por PRADO (1864), LOTZE (1929), HEIM (1952), FUSTER & DE PEDRO (1954 a y b, 1955), SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1956), FEBREL et al. (1958), FUSTER & FEBREL (1959), SAN MIGUEL DE LA CAMARA et al. (1960), -- APARICIO & GARCIA CACHO (1970), GARCIA CACHO (1973), PEINADO (1973) y APARICIO et al. (1975) entre otros, para los que se -- encuentran en el Sistema Central.

Aunque las hipótesis emitidas por estos autores no son exactamente las mismas, la mayor parte de ellos y en especial los que estudian los gneises glandulares del Sistema Central, consideran que el origen de los feldespatos que se encuentran en los gneises es debido a procesos de metamorfismo profundo acompañado en algunos casos por fenómenos de metasomatismo. Otros (PARGA PONDAL, 1960; CAPDEVILA, 1969; ANTHONIOZ & FERRAGNE, 1969 y BARD et al., 1972), opinan que los feldespatos tienen carácter detrítico, así como toda la formación.

Por último existe otra hipótesis que considera el origen de esta formación a partir de rocas volcánicas y detríticas metamorfizadas. Los primeros autores que dan esta hipótesis son PARGA PONDAL et al. (1964 b), para los cuales el porfiroide del "Ollo de Sapo" es una -- formación poligénica constituida por rocas detríticas, cuyos elementos clásticos proceden de granitos y gneises y por rocas volcánicas tufáceas, las cuales podrían estar en relación con los granitos de la región de donde son originarios los productos clásticos. Para -- estos autores y también para MATTE (1968) los tramos de gneises macroglandulares serían el resultado de la erosión de granitos porfiroides, mientras que los microglandulares serían en parte resultado de la erosión de granitos porfiroides y lavas ácidas y otros representarían "tufs" riolíticos entre los que se intercalarían materiales detríticos (esquistos y areniscas). En esta misma línea SCHÄFER (1969), BISCHOFF et al. (1973, 1978), FERNANDEZ CASALS (1974, 1976), NAVIDAD (1978), GONZALEZ LODEIRO (1981a) interpretan que las facies -- macroglandulares y las microglandulares son de origen volcánico y/o subvolcánico, aunque NAVIDAD (1978) considera que los megacristales tienen un carácter heredado, en las que se intercalan niveles claramente sedimentarios que en algunos casos procederían de la destrucción de los propios materiales volcánicos y subvolcánicos. En nuestra opinión esta hipótesis es la más probable.

La edad de la formación está también en discusión y ha sido considerada por la mayor parte de los autores que han realizado las -- Hojas 1:50.000, así como por la mayor parte de los autores antes citados, como Precámbrica, aunque matizando siempre el carácter interpretativo de la asignación a esta edad. Otros por el contrario creen -- que su edad puede ser Cámbrico e incluso Ordovícico inferior (ANTHONIOZ & FERRAGNE, 1969; MARTINEZ GARCIA, 1973; LOTZE, 1929; IGLESIAS, en prensa; IGLESIAS & RIBEIRO, en prensa). En nuestra opinión, la -- edad de esta formación es anteordovícica ya que el Ordovícico descansa discordantemente sobre ella y probablemente Precámbrica si se admite la correlación de esta formación con las que afloran en Miranda do Douro y en el Sistema Central, las cuales están situadas por -- debajo de formaciones de probable edad en parte precámbrica (Complejo de esquistos y grauvacas y Formación Buitrago).

1.2.1.2.- Pizarras de los Montes.

El nombre de esta formación se debe a RIEMER (1963) que lo usó para denominar a las capas situadas entre la Formación Porfiroide - del "Ollo de Sapo" y la Cuarcita Armoricana en la región de Monforte de Lemos (1) y para las que aparecen en el núcleo del Anticlinal del Piornal (Sierra del Caurel).

Estos materiales descansan discordantes sobre la formación infrayacente y por debajo de la Cuarcita Armoricana en la mayor parte del Dominio. Solamente en el S (región de Puertomarín) aparecen recubiertos por los materiales del Silúrico, los cuales son discordantes. El espesor es bastante constante (Fig. 4) y oscila alrededor de los 300 m.

Esta formación la componen una alternancia de pizarras y cuarcitas que se inicia unas veces por unos 20 m. de cuarcitas microconglomeráticas y otras por cuarcitas blancas algo feldespáticas. Como ya hemos dicho, esta formación aparece en discordancia sobre la Formación Porfiroide del "Ollo de Sapo". Esta discordancia es sólo observable a escala cartográfica, descansando en unas ocasiones las Pizarras de los Montes sobre las facies de grano fino y en otras sobre las facies de grano grueso (S de la Antiforma de Guitiriz) de la Formación Porfiroide.

Las cuarcitas microconglomeráticas y feldespáticas, cuando aparecen, corresponden a bancos lenticulares de 6 m. de potencia máxima, con cambios laterales de facies rápidos. Los niveles conglomeráticos tienen una matriz de naturaleza cuarzo-feldespática que engloba cantos de cuarzo de tonos azules y plagioclasa, de tamaño inferior a -- 0,5 cm. Los niveles de cuarcitas feldespáticas son de naturaleza semejante a los anteriores, diferenciándose solamente por la ausencia - de cantos de cuarzo y plagioclasa.

Tanto unos niveles como otros tienen al microscopio textura granoblástica y están compuestas por cuarzo, feldespato y plagioclasa, y como accesorios son frecuentes mica blanca, turmalina, apatito, - circón y opacos.

Las pizarras por lo general son de grano fino y oscuras. Los niveles de cuarcitas son de tonos claros y grano fino a medio, con espesores de 1 a 2 m. Dentro de estos niveles son frecuentes las estratificaciones cruzadas y gradadas.

Al microscopio los niveles pizarrosos tienen textura lepidoblástica y están compuestos por cuarzo, mica blanca, sericita, clorita, y como accesorios aparecen óxidos de hierro, opacos, turmalina, circón y apatito. Estas pizarras aparecen en la zona del cloritoide, -

(1) X = 622500(UTM) Y = 4709300 (UTM)

biotita, granate, estaurolita y sillimanita. En la zona del cloritoide contienen cantidades apreciables de este mineral. A medida que el metamorfismo aumenta aparecen más recristalizadas y están compuestas además por estaurolita y biotita, granate y sillimanita.

Los niveles cuarcíticos tienen textura granoblástica, quedando marcada la esquistosidad por minerales micáceos orientados. Su composición es fundamentalmente de cuarzo, y en menor proporción mica -- blanca y biotita. Los accesorios más frecuentes son circón, turmalina, óxidos de hierro, apatito y opacos. En la zona de la sillimanita se encuentra en ocasiones este mineral.

La edad de esta formación no ha podido ser establecida con precisión dada la ausencia de fósiles. No obstante, por correlación con otras que aparecen fuera de la Hoja muy similares y también situadas entre la Formación Porfiroide del "Ollo de Sapo" y la Cuarcita Armórica y en las que se han encontrado crucianas (MATTE, 1968; PEREZ ESTAUN, 1978), puede suponerse para ella una edad Ordovícico inferior bajo (Tremadoc).

1.2.1.3.- Cuarcita Armórica.

Corresponde esta formación a un potente conjunto de cuarcita de tonos claros, estratificado en bancos masivos de 2 a 5 m. de espesor que se continua a lo largo de todo el flanco oriental y en parte del flanco occidental del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y que por lo general da lugar a resaltes en la topografía. Dentro de los bancos es frecuente encontrar estratificaciones cruzadas, "ripples" y huellas de bioturbación. La potencia de esta formación es bastante variable. En general oscila entre 40 y 250 m. dentro de este dominio, atribuyéndose estos cambios, además de a posibles variaciones originales, a los movimientos tectónicos por una parte y a la -- deformación hercínica por otra. Las disminuciones de potencia debidas a la discordancia tectónica existen allí donde el Silúrico reposa directamente sobre la Cuarcita Armórica. Llegan a ser bastante importantes, como puede observarse en las columnas números 6 y 8 de -- la Fig. 4, y en un caso, en el flanco SO del Anticlinal de Vilachá, el Silúrico reposa directamente sobre las Pizarras de los Montes. Las variaciones atribuibles a la deformación son también importantes, especialmente allí donde hay una deformación interna de notable intensidad asociada a las estructuras de replegamiento, superpuesta a los pliegues de la primera fase. Esto es sobre todo el caso del flanco -- oriental de la Antiforma de Guitiriz y de las cuarcitas próximas a -- la Falla de Valdoviño en las cuales se ha desarrollado una lineación mineral subhorizontal muy marcada.

Al microscopio tienen textura granoblástica a veces bastante -- orientada y están compuestas fundamentalmente por cuarzo. Los mine-

rales accesorios más frecuentes son mica blanca, circón, apatito, - turmalina, opacos y óxidos de hierro.

La edad Arenig de esta formación ha podido ser establecida a partir de crucianas que se encuentran en algunos puntos fuera de la Hoja y que han sido citadas por RIEMER (1963) y MATTE (1968).

1.2.1.4.- Pizarras de Luarca.

Esta formación fué denominada así por BARROIS (1882).

Está compuesta por pizarras negras y gris-azuladas de grano fino muy semejantes a las que se encuentran en el Dominio del Manto de -- Mondoñedo, las cuales han sido descritas en el apartado 1.1.2.10 de esta Memoria.

A lo largo de todo el Dominio esta formación tiene variaciones - importantes de espesor (entre 0 y 800 m.), como puede observarse en - la Fig. 4. Estas variaciones de espesor son debidas, como en los - Dominios del Manto de Mondoñedo y del Caurel (apartados 1.1.2 y 1.1.3 de esta Memoria respectivamente), a la discordancia tectónica.

Al microscopio presentan una textura lepidoblástica y están compuestas por cuarzo, mica blanca, sericita, clorita y en ocasiones - biotita y granate. Los minerales accesorios más frecuentes son turmalina, circón, opacos y óxidos de hierro.

La edad de esta formación no puede ser establecida con precisión dada la escasez de fósiles que en ella se encuentran. Dentro de la Hoja (1) los únicos fósiles encontrados han sido restos de crinoides y pleuras de trilobites (TENA, 1975 a) que indican una edad Ordovícica. Más hacia el S y fuera de la Hoja, RIEMER (1966) encuentra trilobites:

Synhomalonotus tristani
Illaenus ef giganteus
Colpocoryphe sp.
Phacopidina sp.
Ogygites sp.

del Llanvirniense-Llandeilo en pizarras semejantes a las que aparecen dentro de la Hoja y que están prácticamente en continuidad cartográfica.

1.2.1.5.- Capas de la Garganta.

Como ya se ha dicho en el apartado 1.1.2.11 de esta Memoria, este nombre ha sido propuesto por MARCOS (1973) para los materiales situa

(1) X = 266050 Y = 977055

dos por encima de las Pizarras de Luarca en donde se intercalan niveles de ampelitas con monograptus del Silúrico.

Dentro de este dominio son los materiales que ocupan una posición más alta y como ya se ha dicho descansan discordantes sobre los materiales infrayacentes. La potencia mayor que alcanzan en este dominio es de unos 500 m. y están compuestos por pizarras grafitosas con intercalaciones de niveles ampelíticos. Por lo general la serie se inicia por unos 10 a 20 m. de ampelitas, donde se encuentra abundante fauna de graptolites, seguidas por esquistos muy grafitosos, donde se intercalan niveles más ampelíticos y delgadas capas de areniscas y lilitas. En la base y dentro de los primeros metros se encuentra en la región de Puertomarín un nivel de hasta 20 m. de cuarcitas grisáceas de forma lentejonar.

Al microscopio las pizarras presentan como en el caso de las Pizarras de Luarca una textura lepidoblástica y están compuestas por cuarzo, mica blanca, sericita, clorita y abundante materia carbonosa. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y opacos. En casi todos los niveles también aparece cloritoide, que puede ser en algunos de ellos muy abundantes. También se encuentra en ocasiones biotita y distena. Esta última sólo se localiza en las zonas donde esta formación está próxima a la Falla de Vivero (Fig. 12).

La edad de este conjunto abarca desde el Llandovery al Ludlow. Esta edad ha sido establecida a partir de la fauna encontrada tanto dentro de la Hoja como en zonas próximas.

Dentro de la Hoja los yacimientos más importantes están en la Hoja de Villalba (47/7-5) (TENA, 1975 a) donde se encuentran:

Monograptus M'COYILAPK
Gladiograptus MICHVAN DAIZONI, LAPN
Monograptus Roeneri BARR
 que indican una edad Llandovery superior-Ludlow inferior.

En la Hoja de Guntin (97/7-7) se encuentran (ABRIL HURTADO et al., 1976):

Monograptus priodon BRUNN.
Monograptus cf. vomereniu NICH.
 de edad Llandovery-Wenlock.

Dentro de esta misma Hoja PARGA PONDAL & GOMEZ DE LLARENA (1963) encuentran:

Monograptus scanicus TULLB.
Monograptus chimaera BARR.
 de edad Ludlow inferior.

Tanto hacia el S como hacia el N en esta misma banda (flanco oriental del Anticlinorio del "Ollo de Sapo"), así como en el flanco occidental, ha sido citada por otros autores (RIEMER, 1966; MATTE, 1968; PLIEGO et al., 1981) fauna de graptolites que indican también una edad Llandovery superior.

1.2.2.- Dominio esquistoso de Galicia central y occidental.

Los materiales de este dominio ocupan una superficie considerable en el centro de la mitad S. de la Hoja. Afloran además en dos pequeños retazos de la esquina SO. de la Hoja, uno rodeado por la zona anfibolítica de la Unidad de Forcarey y otro al sur de la Unidad de Santiago. El último ha sido atribuido provisionalmente al dominio, en base al predominio de esquistos entre sus materiales. Forman parte de una amplia zona alargada que se extiende en Galicia central, siguiendo la dirección de las estructuras hercínicas, desde la Hoja en cuestión hasta por lo menos Avión (Hoja de Puente-Caldelas, 186/05-10) y que constituye el sector centrogalaico del dominio.

Se compone casi exclusivamente de metasedimentos pelíticos. En la zona al oeste del batolito de Chantada-Taboada predominan los esquistos micáceos y cuarcíticos, mientras al este del batolito se trata de pizarras, cuando no estén afectadas por el metamorfismo de contacto del granitoide precoz.

Las capas de metasedimentos de otros tipos, como esquistos feldespáticos, cuarcitas, líditas, ampelitas y rocas calcosilicatadas juegan un papel cuantitativamente insignificante. Intercalaciones de anfibolitas y metavolcanitas, restringidas a la zona al oeste del batolito de Chantada-Taboada, completan su litología.

Su posición dentro de la Hoja se puede apreciar en la Fig. 5. Se observa que sus límites son mayoritariamente de carácter tectónico. El contacto con la Unidad de Forcarey parece normal; el contacto con la Unidad de Santiago parece una falla y el contacto con las migmatitas es gradual y difuso.

Respecto al Complejo de Ordenes y al Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago, sería el terreno sobre el cual cabalgan, razón por la cual en la literatura también se encuentra la denominación "Autóctono" para los materiales del Dominio que nos ocupa en este apartado. Sólomente para una estrecha zona que bordea - el Complejo de Ordenes se hallan en la literatura referencias a una posible parautoctonía de materiales del dominio (DIVAR et. al., en prensa).

Aquí se observa una alternancia de estrechas zonas (¿escamas?) con rocas de bajo grado de metamorfismo (esquistos cloríticos con granate y biotita) y rocas con biotita, granate y estaurolita, que podría resultar de una imbricación tectónica relacionada con el emplazamiento del Complejo de Ordenes. Esta zona coincide en parte con la llamada "Zona intermedia" de HILGEN (1971).

La parte NO. del presente dominio se caracteriza por la presencia de intercalaciones de anfibolitas, tipo de roca que hasta ahora no ha sido descrito para el sector centrogalaico del dominio.

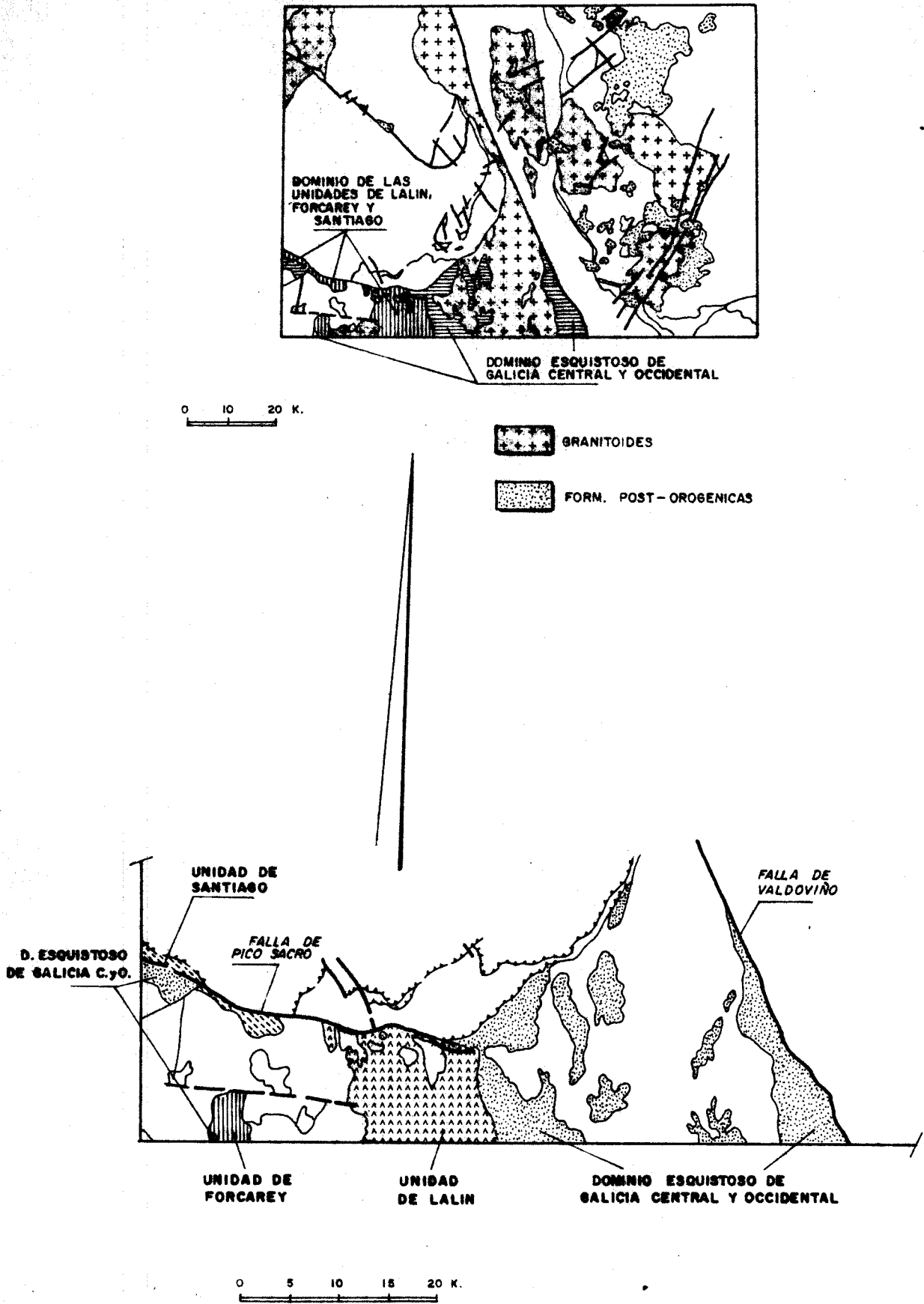


FIG. 5.- Unidades y dominios en la mitad SO de la Hoja. Sus estructuras fundamentales.

Al N. de la Unidad de Lalín, esta zona con anfibolitas se agazapa contra el borde de la Unidad de Lalín, igualmente caracterizado por intercalaciones anfibolíticas. Se plantea la pregunta si la parte con anfibolitas del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental no podría constituir la extensión de la Unidad de Lalín -- hacia el NE., bordeando el Complejo de Ordenes.

Sin poder resolver en este momento el problema definitivamente, sí podemos señalar los siguientes puntos:

- 1) La zona contiene las mismas lidadas que afloran en el resto del dominio y que hasta ahora no han sido descritas para el Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.
- 2) Los paragneises, tan abundantes en el borde anfibolítico de la Unidad de Lalín, faltan, o tienen escasa importancia en la zona en cuestión.
- 3) No se han observado en la zona los ortogneises biotíticos, ortogneises peralcalinos y rocas ultramáficas metamorfizadas encontrados en el borde de la Unidad de Lalín.
- 4) Las anfibolitas de la zona, aunque macroscópicamente muy parecidas al tipo corriente de la Unidad de Lalín (tipo oscuro y nematoblástico), se diferencia de éstas por la presencia de piroxeno, mineral que hasta ahora no ha sido observado en las anfibolitas oscuras y nematoblásticas de la Unidad de Lalín.

Son éstos los puntos de consideración que nos inducen a no incluir la zona en cuestión en la Unidad de Lalín.

El dominio está fuertemente intruido por granitos de dos micas y los granitoides precoces del batolito de Chantada-Taboada, que encierran numerosos enclaves y retazos de sus materiales, variando en tamaño desde centimétrico a varios km² de extensión.

1.2.2.1.- Esquistos micáceos y cuarcíticos.

Se han reconocido tres fases de deformación, siendo generalmente la segunda esquistosidad la dominante (S_2). En algunos casos se presenta como una esquistosidad de crenulación más o menos apretada, en cuyo caso se conserva una S_1 en los microlitos. La fase de repliegamiento produce una crenulación de aspecto tardimetamórfico, a veces con desarrollo de una esquistosidad de fractura en la zona axial poco penetrativa.

Es deseable subdividir el dominio en dos partes, una al oeste y la otra al este del batolito de Chantada-Taboada. En la parte occidental, los metasedimentos pelíticos se presentan en forma de esquistos micáceos y cuarcíticos, mientras en la parte oriental suelen ser de grado de metamorfismo tan bajo que deben de ser clasificados como pizarras.

En la parte occidental se han distinguido tres zonas metamórficas.

La zona con mayor distribución es la de la estaurolita. En esta zona los esquistos se componen de cuarzo y micas, a los cuales pueden añadirse cantidades subordinadas de plagioclasa y/o feldespato potásico y uno o varios de los siguientes minerales índices: granate, estaurolita, andalucita y sillimanita. Como accesorios se han observado turmalina, opacos, circón, apatito, rutilo y esfena.

El orden de blastesis de los minerales es fundamentalmente moscovita, biotita, granate y estaurolita, seguidas por los silicatos de aluminio, andalucita y sillimanita.

La biotita, granate y estaurolita son esencialmente inter F_2 - Fase de replegamiento.

Cuando presentan una esquistosidad interna, es recta, con inclusiones que marcan la S_2 y sólo para la estaurolita se han descrito núcleos con inclusiones indicando una S_1 rotacional sin- F_2 y bordes recrecidos idioblásticos, postcinemáticos respecto a la S_2 . La estaurolita es rara en la zona con numerosas inyecciones graníticas y pegmatíticas.

La andalucita y sillimanita aparecen localmente y siempre en la proximidad a cuerpos graníticos de dos micas. Son evidentemente posteriores al granate y a la estaurolita, pero sus relaciones con la S_2 no están claras.

Los metasedimentos poseen a veces venas con cuarzo y andalucita, cuyos cristales pueden alcanzar varios cm. de largo; son mucho más frecuentes venas de cuarzo de exudación.

Una zona sin estaurolita, pero con sillimanita (+ granate + andalucita) se extiende en la zona oriental de la parte del dominio situada al oeste del batolito de Chantada-Taboada, rodeándola aproximadamente. La sillimanita crece sobre el único plano de esquistosidad que se ha reconocido en esta zona, en relación con la biotita y a veces incluida en el cuarzo granoblástico de la matriz posiblemente de recristalización tardía.

La tercera zona que se ha distinguido bordea el Complejo de Ordenes ("Zona intermedia"). Se caracteriza, aparte de la presencia de esquistos estaurolíticos idénticos a los ya descritos, por hallarse en su seno rocas de grado de metamorfismo más bajo que el de las dos zonas anteriores. Estas rocas muestran las paragénesis:

- cuarzo + moscovita + granate + biotita.

El granate, escaso, se presenta en cristales pequeños variablemente transformados en :

- clorita + sericita + plagioclasa.

Su crecimiento es inter F_2 - Fase de replegamiento, aunque en algún caso puede ser sin- F_2 .

En la parte oriental, comprendida entre el batolito de Chantada-Taboada y la Falla de Valdoviño, es posible distinguir dos tramos. El tramo inferior está constituido fundamentalmente por pizarras grises con intercalaciones arenosas y algunos niveles de grauvacas. Fundamentalmente se han localizado ampelitas, así como bancos lenticulares de cuarcitas. La potencia aparente de este tramo puede llegar a alcanzar hasta 1000 m.

El tramo superior está formado por pizarras grises, verdes y ampelitas, con una banda de cuarcitas (25-60 m. de potencia). La potencia media de este tramo es de unos 300 m.

En las zonas próximas al batolito de Chantada-Taboada las rocas aparecen fuertemente metamorfozadas, originándose una aureola de metamorfismo térmico de 50 m. a más de un km. de ancho, con esquistos corneánicos y corneanas.

Se componen de cuarzo, clorita, moscovita, biotita y ocasionalmente cloritoide, con albita en los niveles de grauvaca. Accesorios son opacos (entre los cuales abunda el grafito en los esquistos -- ampelíticos), turmalina, circón y apatito.

Puede presentar un bandeo composicional debido a alternancia de capas más cuarcíticas y más micáceas.

Tienen textura lepidoblástica y muestran a menudo una esquistosidad de crenulación bien desarrollada, que pliega a una anterior de flujo, indicada por moscovita y clorita.

Los materiales afectados por el metamorfismo de contacto están fuertemente recrystalizados, con un importante desarrollo de moscovita en forma de poiquiloblastos, de biotita y de los silicatos aluminicos andalucita y sillimanita. Los blastos de moscovita, biotita y andalucita se superponen a las microestructuras originadas durante las deformaciones, llegando a borrarlas por completo y dando origen a rocas con texturas corneánicas.

La andalucita es subidiomorfa y presenta en algunas rocas de

tipo más filítico inclusiones de cuarzo y grafito dispuestas en cruz, típicas de la quistolita. En rocas micacíticas constituye cristales de hábito muy alargado, orientados paralelamente a la foliación y frecuentemente con bordes corroídos y sustituidos en parte por moscovita sericítica.

La presencia de sillimanita (tipo fibrolita) es muy característica de los enclaves y de algunas zonas muy próximas a los cuerpos graníticos.

Los metasedimentos del pequeño retazo del dominio rodeado por las rocas de la Unidad de Forcarey (borde meridional de la esquina SO. de la Hoja) son esquistos cuarcíticos y bimicáceos, a veces algo plagioclásicos, de grano medio a fino y de aspecto lustroso. Suelen contener abundantes lentes y capas de cuarzo.

A escala microscópica muestran un bandeo con capas milimétricas compuestas casi exclusivamente por micas y cuarzo respectivamente. No se han observado otros minerales índices más que la biotita. Parecen tener una sola esquistosidad (S_2).

Los materiales del retazo al sur de la Unidad de Santiago se componen de esquistos bimicáceos. En el sur están fuertemente inyectados por pegmatitas y algo migmatizados. En el N., la migmatización está ausente y las inyecciones son escasas. Como minerales índices se conocen biotita, granate, andalucita y sillimanita. Sólo se ha observado una esquistosidad (S_2).

1.2.2.2.- Cuarcitas.

Capas de cuarcitas blancas o grises se han encontrado en la parte del dominio que se sitúa al este del batolito de Chantada-Taboada. Pueden alcanzar una potencia de hasta 50 m.

Son rocas con textura granoblástica, en que el cuarzo forma un mosaico equigranular. Además del cuarzo, pueden contener pequeñas cantidades de moscovita, biotita, clorita y opacos.

Derivan de capas arenosas cuarcíticas.

1.2.2.3.- Anfibolitas oscuras.

Se presentan en forma de cuerpos estratiformes intercalados entre los esquistos micáceos y cuarcíticos de la zona NO. del dominio. Son muy abundantes en la franja que bordea el Complejo de Ordenes ("Zona intermedia"), donde alcanzan espesores de hasta 60 m., con gran continuidad lateral (de orden kilométrico). Aparecen esporádicamente en el resto de la zona del dominio situada

al oeste del batolito de Chantada-Taboada, como intercalaciones de menor potencia, y faltan en la zona al este del batolito.

Macroscópicamente se asemejan mucho a las anfibolitas de la Unidad de Lalín: son anfibolitas oscuras de grano fino, en que por lo general solamente se reconocen a simple vista pequeños cristales prismáticos alargados de un anfíbol de verde oscuro a negro.

Las texturas que presentan pueden ser nematoblásticas y bandeadas, granoblásticas y esquistosas, No es raro observar una textura inequigranular, con manchas de grano más grueso de plagioclasa, -clinozoisita o piroxeno.

Sus constituyentes principales son plagioclasa, hornblenda verde o algo marrón y cuarzo, a los cuales pueden añadirse epidota o clinopiroxeno, aparentemente estables en la asociación metamórfica primaria. El clinopiroxeno no es raro. Es verde claro hasta incoloro y se presenta tanto como cristales distribuidos entre los demás minerales de la roca, formando parte de la paragénesis aparentemente estable, como inclusiones en anfíbol con carácter de relicto.

La plagioclasa puede presentarse como metablastos con la misma relación respecto a las deformaciones que la descrita para la plagioclasa de los paragneises de la Unidad de Lalín en la Hoja de Golada (122/06-08): interfase $F_1 - F_2$ a sin- F_2 .

Su composición es fuertemente variable, con un zonado claramente inverso. Se han medido valores de An35 (andesina) para el núcleo, hasta An55 (labradorita) para el borde, con un valor máximo An80 (bytownita) en un caso.

Minerales secundarios son sericita, clinozoisita-epidota (de segunda generación), albita, feldespato potásico, clorita y actinolita. Accesorios son opacos, apatito y esfena.

Como ya fue señalado, macroscópicamente se asemejan mucho a las anfibolitas oscuras de la Unidad de Lalín y para la mayoría de ellas se supone igualmente un origen ortoderivado. Una diferencia notable, sin embargo, es la presencia de clinopiroxeno en las anfibolitas del presente dominio, mineral que nunca ha sido descrito para las anfibolitas oscuras de la Unidad de Lalín (HILGEN, 1967; Hojas de Cerdedo, 153/05-09; Golada, 122/06-08; Lalín, 154/06-09).

En las anfibolitas de la Unidad de Lalín, el clinopiroxeno se conoce solamente en las del tipo "flaser". Esta estructura falta en las anfibolitas del presente dominio, pero sus ya mencionadas manchas de grano más grueso parecen indicar un derivado de una roca de grano considerablemente más grueso que el de la anfibolita actual. Esto, la presencia del clinopiroxeno y el alto contenido en An que puede mostrar la plagioclasa, apuntan hacia cierta similitud con las anfibolitas del tipo "flaser" de la Unidad de Lalín, más que con las del tipo oscuro.

1.2.2.4.- Metavulcanitas ácidas.

Se presentan en forma de algunos lechos de 2 a 8 m. de espesor en el centro meridional de la parte occidental del dominio. Están intercaladas con niveles de esquistos cuarcíticos y feldespáticos.

Se distinguen dos tipos. El primer tipo es glandular, con glándulas a menudo policristalinos de cuarzo y feldespato y se compone de plagioclasa ácida, feldespato potásico albitizado y cuarzo. Accesorios son opacos y leucoxeno. Se consideran como metariolitas porfidoclásticas.

El segundo tipo tiene textura esquistosa y está formado por cuarzo, moscovita y feldespato potásico. La esquistosidad visible orienta a las micas, rodeando a los fenocristales y representa probablemente la S_2 . Los fenocristales originan sombras de presión. Una esquistosidad tardía, de fractura, se deja correlacionar con la S_3 de los esquistos encajantes. Se han clasificado como metacineritas.

Rocas parecidas se han descrito en la parte del dominio más hacia al sur (Hojas de Lalín, 154/06-09; Chantada, 155/07-09) y en cuanto a su origen se supone un derivado de materiales piroclásticos depositados y removilizados en un medio marino.

1.2.2.5.- Cuarcitas negras, liditas y ampelitas.

Es frecuente encontrar capas de cuarcitas negras, liditas y ampelitas. Alcanzan los 20 m. de espesor, con una continuidad lateral que puede llegar a varios km., pese a estar alentejonadas.

Las cuarcitas negras y liditas son cuarcitas muy puras, con abundante grafito entre los opacos y cantidades accesorias de moscovita, biotita, circón o turmalina. Tienen textura granoblástica.

Los liditas se distinguen de las cuarcitas negras por su tamaño de grano fino, dándoles un aspecto macroscópico muy compacto; están frecuentemente atravesadas por filoncillos finos de cuarzo blanco.

Las ampelitas se componen principalmente de moscovita y cuarzo, con abundante grafito.

1.2.2.6.- Correlación y edad.

Los materiales del presente dominio no han suministrado fósiles y, por lo tanto, habrá que recurrir a comparaciones litológicas y petrológicas con otras zonas para su datación.

Es necesario distinguir entre la parte del dominio que aflora al este del batolito de Chantada-Taboada y el resto, siendo la primera de correlación y datación más fácil que la última.

Los metasedimentos de la parte oriental recuerdan en ciertos aspectos a los del Ordovícico del dominio colindante del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", por ejemplo por la presencia de una potente capa de cuarcita, que invita a una comparación con la Cuarcita Armoricana, pero el hecho de que aquélla se encuentra intercalada en una secuencia con ampelitas, el color verdoso de parte de las pizarras y la presencia de lentes de liditas dentro de niveles grauváquicos hacen menos viable esta correlación. Quizá se correlacionen mejor con las rocas que afloran al E. del Complejo de Ordenes, al N. del presente trabajo, en el flanco occidental del Anticlinal de El Barquero, los cuales han suministrado fauna indicando una edad Silúrica (MATTE, 1968; IGLESIAS & ROBARDET, 1980).

El resto del dominio no solamente está separado de esta parte de probable edad silúrica por granitos, especialmente los del batolito de Chantada-Taboada, sino que su litología es distinta. La dificultad de su datación se ve incrementada además por el grado de metamorfismo considerablemente más alto (facies de las anfibolitas con almandino).

Esta parte se continúa hacia el sur por, entre otras, la Hoja de Lalín (154/06-09). Los autores de esta Hoja (GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974 a) señalan que los niveles carbonosos, así como las metavolcanitas (idénticas a las representadas en la cartografía de la presente Hoja y de las cuales forman su continuación hacia el S.) de la serie, son asimilables al Silúrico, por presentar una cierta analogía de facies, pero que también igualmente pueden pertenecer al Paleozoico más inferior, inclinándose hacia una edad Infraordovícico para todo el conjunto.

En la Hoja de Chantada (155/07-09), las rocas metamórficas situadas al oeste del batolito de Chantada-Taboada y las incluidas en él, se correlacionan con el Sinclinorio de Verín (GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974 b). Estos autores observan que una correlación con los materiales silúricos del núcleo de este sinclinorio del Dominio del "Ollo de Sapo", no es viable. Por otro lado, correlacionan una importante formación vulcanodetrítica que aflora en este conjunto, de unos 600 m. de potencia, con un gneis porfiroide del Sinclinorio de Verín que FERRAGNE (1972) asimila al "Ollo de Sapo", atribuyendo de este modo, al conjunto una edad que va desde probablemente Precámbrico superior hasta el Ordovícico inferior.

En varias publicaciones sobre el sector central del dominio

en cuestión (HILGEN, 1971; van MEERBEKE et. al., 1973; MINNIGH, 1975), se les atribuye una edad Paleozoico o Paleozoico inferior, sin precisar.

Esta datación parece estar basada en correlaciones con zonas de Galicia occidental, como la del sur de la Ría de Muros y Noya (DEN TEX, 1981), que a su vez se correlacionan con rocas norteportuguesas en que se han encontrado fósiles de edad Cámbrico a Silúrico (BUISSKOOLO TOXOPEUS et. al., 1978). Por otra parte, se comparan con rocas de edad Ordovícico y Silúrico del flanco NO. del ya mencionado anticlinal de El Barquero.

MARQUINEZ (1981), sin embargo, deja abierta la posibilidad de que la sucesión del sector central del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental pueda alcanzar incluso al Devónico, como ocurre en otras estructuras sinformales con datos faunísticos de la zona Centro-Ibérica.

De lo que acaba de decirse se deduce que la edad más probable de los materiales del presente dominio es el Paleozoico inferior (Cámbrico-Silúrico), sin que sea posible descartar la posibilidad de que vaya del Precámbrico superior al Devónico.

1.2.3.- Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.

1.2.3.1.- Introducción.

Es un dominio geográficamente discontinuo, (Fig. 5), en que se han agrupado tres unidades distintas, la de Lalín, Forcarey y Santiago.

Tienen en común ciertos rasgos litológicos y petrológicos que parecen constituir suficiente razón para tratarlos bajo el común denominador del arriba mencionado dominio.

Los caracteres comunes son los siguientes:

- 1) Abundancia entre los metasedimentos, de rocas plagioclásicas.
- 2) Presencia de capas o lentejones de rocas cuarcíticas.
- 3) Presencia, normalmente en forma de capas concordantes, de anfibolitas nematoblásticas y oscuras.
- 4) Presencia de cuerpos aparentemente concordantes de varios tipos de ortogneises blastomiloníticos.

- 5) Presencia de granate claramente pre-S₂ (inclusiones en blastos de otros minerales, especialmente de plagioclasa, crecidos esencialmente durante la interfase F₂ - Fase de repliegamiento).

Por otra parte, las tres unidades tienen en común que para ellas ha sido sugerida una posición autóctona. Datos originales sobre su posición tectónica supuestamente anormal se encuentran en MINNIGH (1975) para la Unidad de Forcarey, en HILGEN (1971) para la Unidad de Lalín y en de PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN (en prensa) para la Unidad de Santiago.

En cuanto a la posibilidad de correlacionar las tres unidades entre ellas, cabe observar que su posible identidad fue sugerida por KLEIN & HILGEN (en prensa) y, que las Unidades de Forcarey y de Lalín ya fueron comparadas o consideradas iguales por varios autores (MINNIGH, 1975; MARQUINEZ, 1981; DEN TEX, 1981; KUIJPER & ARPS, en prensa).

Para cada una de las tres unidades se han descrito tres fases de deformación.

Las rocas de la Unidad de Lalín afloran en el borde meridional del cuadrante SO. de la Hoja (Fig. 5).

Forman parte de una unidad litológica que se extiende en forma de arco por las Hojas de Golada (122/06-08), Lalín (154/06-09) y Cerdedo (153/05-09).

La Hoja de Lugo a escala 1:200.000 abarca la extremidad NE. del arco. Esta zona se caracteriza por estructuras que siguen directrices generales NNO-SSE. en su borde externo. Las estructuras, sin embargo, se complican hacia el centro y el norte. En su borde septentrional se adaptan a la Falla de Pico Sacro que delimita el Complejo de Ordenes (Hoja de La Estrada, 121/05-08) o se intercala entre el arco y el Complejo de Ordenes una zona delimitada por contactos tectónicos, en que predominan directrices estructurales paralelizadas a la falla (Hoja de Golada, 122/06-08).

En la Hoja de consideración, los metasedimentos de la unidad se componen de esquistos micáceos y paragneises, con algunas capas de rocas calcosilicatadas y posiblemente paraanfibolitas. Abundan las intercalaciones de anfibolitas y ortogneises, algunos de composición peralcalina. Las capas de anfibolitas se concentran en la zona del muro de la unidad; un cuerpo casi masivo de contornos irregulares aflora en su centro.

Todos los materiales de la Unidad de Lalín están fuertemente inyectados por granitos de dos micas y pegmatitas, especialmente los metasedimentos y el ortogneis biotítico de grano fino, dando a menudo problemas cartográficos, la circunscripción de las masas granitoides que se ubican en su seno. Son menos abundantes en el cuerpo masivo de anfibolitas y en el ortogneis glandular.

En cambio, la migmatización "in situ" parece ser un fenómeno de escasa importancia en las rocas de la Unidad de Lalín.

La facies de metamorfismo de los materiales de la unidad es la de las anfibolitas con almandino.

Ocupan una cubierta abierta hacia el N., representando con toda probabilidad una sinforma de la Fase de replegamiento longitudinal, al igual que los materiales de la Unidad de Forcarey.

En cuanto a sus contactos, podemos observar que son difusos respecto al conjunto de migmatitas, que la Falla del Pico Sacro corta con gran nitidez la Unidad de Lalín en su borde septentrional y que su borde oriental, presenta el carácter de un contacto litológico normal para MARQUINEZ (1981) y de un cabalgamiento para HILGEN (1971).

En el borde meridional de la esquina SO. penetran, antes de difuminarse en el complejo de las migmatitas, las rocas de la Unidad de Forcarey, ocupando una superficie reducida de unos 15 km².

Constituyen aquí la extremidad septentrional de una banda relativamente estrecha, que se extiende desde unos km. al N. de Avión (Hoja de Puente-Caldelas, 186/05-10) hacia el N., siguiendo rigurosamente las directrices generales de las estructuras hercínicas.

Alcanza una longitud de cerca de 36 km., antes de penetrar en la presente Hoja.

Litológicamente se caracteriza por :

- a) La presencia en su supuesta base de una zona con cuarcitas, anfibolitas, ortogneises y rocas calcosilicatadas. La base de la unidad se ha colocado justo debajo de una capa de cuarcita tableada, que más hacia el sur (Hojas de Cerdedo, --- 153/05-09 y de Puente-Caldelas, 186/05-10) forma un excelente nivel guía.
- b) La abundancia, al lado de esquistos cuarzomícáceos, de rocas plagioclásicas (esquistos feldespáticos hasta paragneises).

En la Hoja los materiales de la Unidad de Forcarey están fuertemente inyectados por granitos de dos micas y pegmatitas, llegando a constituir a veces migmatitas de inyección. La migmatización "in situ" está ausente o es solamente incipiente y en contraste con la región adyacente del complejo migmatítico no existen diatexitas.

Desde el punto de vista petrológico, están afectados por un metamorfismo de carácter regional en facies de las anfibolitas con almandino.

La unidad ocupa una sinforma de la Fase de replegamiento longitudinal, siendo ésta la causa de su afloramiento en forma de franja estrecha (MINNIGH, 1975; MARQUINEZ, 1981).

Los contactos con el conjunto de metatexitas y diatexitas suelen ser difusos, especialmente el que la limita en su parte N. En algunos tramos, sin embargo, parece ser una falla, con pasos bruscos entre zonas diatexiticas del conjunto de migmatitas y zonas apenas metatexiticas de la Unidad de Forcarey.

El contacto con los metasedimentos del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental tienen todos los aspectos de ser un contacto normal, al igual que en las Hojas de Cerdedo (153/05-09) y Puente-Caldelas (186/05-10), sin que se hayan observado fenómenos tectónicos que permitan deducir la presencia de un contacto tectónico entre las rocas de los dos dominios (MARQUINEZ, 1981; KLEIN e HILGEN, en prensa).

Las rocas de la Unidad de Santiago afloran en una estrecha banda de superficie muy reducida a lo largo del borde SO. del Complejo de Ordenes.

La unidad se extiende mucho más hacia el N., constituyendo el borde externo de dicho Complejo (Hoja de Santiago, 94/04-07), donde afloran en su seno anfibolitas y ortogneises blastomiloníticos, que le confieren, junto con la abundancia de metasedimentos plagioclásicos, un carácter litológico comparable al de las unidades antes descritas en este capítulo.

En la Hoja objeto de estudio, la unidad está representada casi exclusivamente por metasedimentos pelíticos y pelítico-samíticos de bajo grado de metamorfismo, constituídos por esquistos cloríticos y esquistos con pequeños blastos de albita, ambos de aspecto filitoso. Se intercala una capa delgada (< 30 m.) de ortogneis algo glándular y algunas otras, más delgadas (hasta 1 m.) de cuarcitas moscovíticas.

El grado de metamorfismo en este sector no sobrepasa el de la facies de los esquistos verdes. No se han observado fenómenos de migmatización, ni inyecciones graníticas.

Esta unidad parece constituir una escama tectónica, limitada, tanto en su borde septentrional como meridional, por accidente tectónico. El contacto septentrional separa los metasedimentos de bajo grado de metamorfismo de las anfibolitas con almandino del Complejo de Ordenes, en que localmente se conservan zonas relictas en facies granulita. Tiene buzamientos de 60-90° al N. o NE., con las anfibolitas al techo y podría representar una falla inversa o un cabalgamiento más o menos verticalizado. La importancia de este accidente tectónico no se demuestra solamente en la yuxtaposición de dos áreas de litología y metamorfismo fuertemente distintos, sino también en la existencia, a lo largo de su extensión, de anfibolitas milonitizadas. Constituye el límite del Complejo de Ordenes.

El contacto meridional es vago. Se ha colocado donde cesan de presentarse inyecciones de granito y de pegmatitas. Parece coincidir con un salto en el grado de metamorfismo (facies de los esquistos verdes/facies de las anfibolitas con almandino) y se han observado fenómenos que apuntan hacia la existencia de una falla normal, con hundimiento de los esquistos cloríticos y albíticos respecto a su borde externo meridional. De todas maneras, el accidente tectónico meridional parece de mucho menos envergadura que el que limita la unidad en su borde N. y NE.

Se han incluido provisionalmente en el presente dominio los metasedimentos mesozonales, pero a veces fuertemente retrogradados, que afloran entre el filón de cuarzo de Pico Sacro y las migmatitas. Se componen de esquistos bimicáceos, esquistos feldespáticos, paragneises esquistosos y paragneises feldespáticos de grano medio a fino.

En el sur están algo migmatizados y fuertemente inyectados por pegmatitas; el contacto con las migmatitas es difuso. Hacia el filón de cuarzo, la migmatización disminuye, al igual que el número de inyecciones.

Las razones para incluirlos en el presente dominio, sin precisar a cual unidad corresponden, son la presencia de metasedimentos feldespáticos con diablitos de plagioclasa y de algunas capas delgadas de cuarcita, rocas calcosilicatadas y de un ortogneis blastomilonítico leucocrático de dos micas y de grano fino a medio, con escasas y pequeñas glándulas de feldespato, que se parece mucho a ciertos tipos de ortogneis encontrado en las unidades de Lalín y Forcarey.

1.2.3.2.- Esquistos, esquistos albíticos y paragneises.

Los principales materiales que componen las unidades son meta-sedimentos pelíticos y arenopelíticos-grauváquicos de grano fino a medio, constituidos casi exclusivamente por esquistos bimicáceos, paragneises, rocas de tipo intermedio (esquistos feldespáticos y paragneises esquistosos) y esquistos albíticos. Pueden intercalarse, además, algunas capas o lentejones delgados de otros tipos de metasedimentos, a saber, de cuarcitas micáceas y rocas calcosilicatadas, con pasos a anfibolitas de origen paraderivado.

Los esquistos bimicáceos tienen una amplia distribución en las unidades de Forcarey y Lalín y es especialmente en la primera unidad donde se presentan variedades ricas en cuarzo (esquistos cuarcíticos). Con un aumento gradual de su contenido en plagioclasa, pasan a esquistos plagioclásicos, paragneises esquistosos y paragneises. Las rocas intermedias entre los esquistos bimicáceos y los paragneises tienen su mayor representación en la Unidad de Forcarey, mientras que los paragneises constituyen el elemento litológico de paraderivado más característico de la Unidad de Lalín. En esta unidad es posible diferenciar dos tipos principales de paragneises, - entre los cuales existe una completa gama de transiciones:

- a) Un paragneis de grano fino a medio, equigranular, casi masivo y por lo general con un bandeo mineralógico paralelo muy regular.
- b) Un paragneis de grano medio a fino con porfiroblastos ovoideos de plagioclasa. No es raro que ya en la muestra de mano se observe el carácter fuertemente poiquiloblástico de la plagioclasa, sugiriendo más la presencia de pequeñas manchas cuarzo-feldespáticas sacaroidales que de porfiroblastos. A menudo las manchas de tonalidad blanquecina destacan de una matriz oscura rica en biotita, dando origen a gneises ocelados oscuros, muy típicos para la Unidad de Lalín.

En los paragneises suele predominar la biotita sobre la moscovita y abundan los tipos oscuros con alto contenido en mica negra.

La mineralogía fundamental de los esquistos y paragneises consta de cuarzo, biotita, moscovita y plagioclasa. Además pueden presentarse granate (en dos tipos), estauroлита, andalucita y fibrolita. Como accesorios se han observado opacos, apatito, circón y turmalina, y como minerales secundarios clorita, sericita, saussurita, rutilo (sagenita), leucoxeno y clinozoisita.

La textura es granolepidoblástica hasta lepidoblástica, con una foliación principal neta (S_2) y a menudo un bandeo mineralógico. Son equigranulares hasta algo inequigranulares, siendo debida la última textura a la presencia de los ya mencionados poiquiloblastos de plagioclasa.

Las deformaciones postcristalinas suelen estar ausentes o ser muy débiles y los micropliegues de la Fase de replegamiento están esencialmente poligonizados, con las micas sólo muy ligeramente deformadas.

La plagioclasa en los paragneises es muy característica por constituir poiquiloblastos ovoides o irregulares, con marcada textura en criba, siendo sus inclusiones, sobre todo, numerosos cuarzos subredondeados (cuarzo en gotas), pero también cristales de micas, opacos, granate y ocasionalmente estaurolita.

Las gotas de cuarzo y los opacos pueden definir una S_i , para la cual han sido descritas relaciones con la S_e que indican el prolongado crecimiento de la plagioclasa, iniciándose en la interfase $F_1 - F_2$ y continuando hasta momentos tempranos de la Fase de replegamiento.

Están poco zonadas, a menudo con zonado inverso. Su composición es generalmente la de oligoclasa; sin embargo, se han llegado a medir valores de hasta An_{42} .

Entre los granates es posible distinguir dos tipos, llamados respectivamente tipo I y tipo II (HILGEN, 1971). El granate tipo I es altamente característico para los paragneises de la Unidad de Lalín. Se presenta en su forma más típica como cristales fuertemente anubarrados de pequeño tamaño y de formas irregulares ("reabsorbidos"). No muestran ninguna S_i . Pueden encontrarse incluidos en blastos de cuarzo, plagioclasa, biotita, estaurolita y andalucita y representan un metamorfismo, anterior a la fase hercínica principal M_2 , prehercínico o hercínico temprano. Granates parecidos a los del tipo I se han descrito en las unidades de Forecarey y de Santiago, pero en zonas fuera de la presente Hoja (Hojas de Puente-Caldelas, 186/05-10; Cerdedo, 153/05-09; Santiago de Compostela, 94/04-07; ver apartado 3.2.1.2.3.).

El granate tipo II es de tamaño mayor, limpio, idiomorfo hasta subidiomorfo. Su crecimiento es esencialmente interfase F_2 -Fase de replegamiento y en algunos casos alcanza los últimos momentos de F_2 .

La distinción entre los tipos no es siempre fácil, debida a la existencia de tipos aparentemente intermedios, de difícil clasificación.

En lo que atañe a los sectores de las unidades que entran en la presente Hoja, la presencia de los minerales estaurolita, andalucita y sillimanita sólo se ha descrito para las rocas de la Unidad de Lalín.

La estaurolita es en general escasa. Ha crecido principalmente durante la interfase F₂-Fase de replegamiento comenzando ya durante F₂.

La andalucita es posterior a la estaurolita (interfase F₂-Fase de replegamiento y posiblemente hasta post-Fase de replegamiento en algunos casos de típico metamorfismo de contacto alrededor de intrusiones graníticas). Puede incluir estaurolita, a veces en forma de relictos desestabilizados.

La fibrolita parece estar restringida a los alrededores inmediatos de las numerosas inyecciones de granito. Su relación con las esquistosidades no está clara. Se forma sobre la biotita o se encuentra dentro de moscovita y frecuentemente queda atrapada en el cuarzo granoblástico de recristalización tardía (sin o post-Fase de replegamiento). Está sustituida parcialmente por moscovita tardía.

Los esquistos albiticos quedan restringidos a la parte de la Unidad de Santiago que aflora dentro de la presente Hoja.

Se trata de esquistos micáceos sin o con muy poca biotita y esquistos feldespáticos generalmente cloríticos, que presentan a menudo un aspecto filitoso. Su contenido en plagioclasa es normalmente bastante alto y no son raros los esquistos con pequeños porfiroblastos ovoides de albita. Debida a la ausencia o escasez de biotita, predominan tonos ligeros, verdosos o grises en las variedades cloríticas. Pueden estar fuertemente tectonizados, especialmente en su borde septentrional, con desarrollo de esquistos filoníticos. Las superficies de esquistosidad suelen ser irregulares y muestran a menudo un brillo satinado.

Constan fundamentalmente de cuarzo, moscovita, clorita y albita (An₀₋₅).

Accesorios observados son apatito, circón, opacos, turmalina y óxidos de Fe/Mn. La biotita está ausente o solo presente en cantidades insignificantes, pero es posible que haya sido sustituida en gran parte o completamente por clorita, mineral que a veces aparece en cantidades apreciables. La cloritización de la biotita puede estar acompañada por la neoformación de feldespato potásico.

La textura es marcadamente inequigranular, con porfiroblastos subidiomorfos u ovoides de albita en una matriz bandeada de grano fino hasta muy fino. Especialmente en sus núcleos pueden estar plagadas por numerosas inclusiones de opacos en forma de polvo (¿grafito?), que normalmente indican una S_i recta o algo ondulada, con pliegues abiertos de pequeña amplitud. Son claramente anteriores a la S principal que se moldea alrededor de ellas, incurvándose a veces fuertemente. La S_i suele hacer un ángulo con la S_e . La S principal está a menudo crenulada, pero una S de crenulación falta o es muy débil, solamente marcada por algunas moscovitas transversales. La deformación postcristalina es de intensidad variable.

Se han observado micas curvadas en las charnelas de las crenulaciones, mientras en otros casos las charnelas han sido poligonizadas por moscovita. El cuarzo está siempre recristalizado, generalmente en cristales poligonales.

Aparte de los metasedimentos arriba mencionados, se ha descrito la presencia de capas de cuarcita impura de escasa potencia -- (menos de 1 m.).

Afloran intercaladas en los demás metasedimentos de la Unidad de Santiago, en la aparente base de la Unidad de Forcarey y en el retazo al sur del filón de Pico Sacro. Se trata de cuarcitas micáceas de grano fino a medio, de tonos claros y con neta foliación, indicada por los filosilicatos, que puede dar pie a una participación fácil (cuarcitas tableadas).

Se componen de cuarzo (80-95%) y moscovita, a los cuales pueden añadirse pequeñas cantidades de clorita en la Unidad de Santiago. Como accesorios se han observado circón y opacos. La textura es granoblástica, con el cuarzo algo dentado en las rocas cuarcíticas de la Unidad de Santiago y poligonal en las de la Unidad de Forcarey. Los cristales de filosilicatos definen una foliación.

Derivan de capas de areniscas cuarzosas.

Por fin, cabe mencionar la presencia de capas o lentejones de reducida potencia (5-20 cm.) de rocas calcosilicatadas en las Unidades de Forcarey y de Lalín y en el retazo al sur del filón de Pico Sacro. Se intercalan en los metasedimentos, pero también han sido observadas entre y dentro de capas de anfibolitas (Unidad de Forcarey).

Son rocas blanquecinas o gris verdoso, de grano medio a fino, masivas y por lo general bandeadas, en que pueden reconocerse macroscópicamente cuarzo, feldespato, anfíbol oscuro, piroxeno diopsideo claro y manchas rosas de granate.

Representan probablemente episodios de sedimentación margosa dentro de la serie pelítico-grauváquica.

Varietades ricas en anfíbol pueden mostrar pasos a anfibolitas, para las cuales cabe suponer un origen paraderivado.

Poseen textura granoblástica, alotriomorfa hasta hipidiomorfa, y bandeado mineralógico, por ejemplo causado por alternancia de capas en que se concentran respectivamente clinopiroxeno y anfíbol. La deformación postcristalina es débil, al igual que en las demás rocas del dominio.

Como minerales principales se han observado cuarzo, plagioclasa (45-60% An en la Unidad de Forcarey; 24-27% An en la Unidad de Lalín), anfíbol verde, piroxeno incoloro, granate, feldespato potásico y biotita. Accesorios son opacos, circón, apatito y esfena (abundante en la Unidad de Lalín). El retrometamorfismo puede afectar fuertemente a las rocas en cuestión, mostrando a menudo preferencia por determinados niveles microscópicos. Productos del retrometamorfismo son sericita con pasos a moscovita, anfíbol verde-azulado con hábito acicular, zoisita y clinozoisita, especialmente como productos de alteración de la plagioclasa (saussurita). En la Unidad de Forcarey la zoisita constituye "islas" en la clinozoisita; ambos minerales están intercrecidos paralelamente. En la Unidad de Lalín ha sido descrito granate andradítico cuyo crecimiento relativamente tardío reflejaría un episodio de escarnificación. Una variedad aberrante, compuesta casi exclusivamente de piroxeno diopsídico ha sido hallada en la Unidad de Forcarey.

1.2.3.3.- Anfibolitas oscuras, localmente con estructura "flaser".

Intercaladas en los metasedimentos de las unidades de Forcarey y de Lalín y en los ortogneises biotíticos de la última unidad, se encuentran niveles de anfibolitas de espesor variable (15 cm. a - 40 m.).

Son por lo general rocas de grano fino, de color verde muy oscuro hasta negro. La mayoría es de tipo masivo o algo nematoblástico, en que los prismas aciculares de anfíbol oscuro constituyen el componente principal y el único mineral fácilmente determinable a simple vista.

La mayor parte de estas anfibolitas son concordantes, tanto, respecto a la foliación principal (S_2) como a la estratificación litológica. En la Hoja de Golada (122/06-08), sin embargo, se ha observado que las intercalaciones anfibolíticas en los metasedimentos pueden estar cortadas por los ortogneises biotíticos. Cabe suponer, pues, que hay por lo menos dos generaciones de anfibolitas oscuras: una anterior al precursor magmático del ortogneis biotítico y otra, la de las intercalaciones dentro del ortogneis, posterior (DIVAR - et. al., en prensa).

También se ha incluido en la presente formación un cuerpo casi masivo de anfibolitas oscuras con contornos irregulares, al N. de Silleda (1). Merece especial mención una variedad de anfibolita en copos, localizada en este cuerpo, inmediatamente al S. de la falla de Pico Sacro. son anfibolitas fuertemente inhomogéneas a escala centrimétrica, con rayas, manchas, o nódulos muy ricos en anfíbol verde oscuro o negro, que contrastan con las partes feldespáticas blanquecinas de la roca. Los anfíboles de las rayas, manchas o nódulos, especialmente de los últimos, suelen ser de mayor tamaño y ostentan por lo general una lineación menos marcada que los de las partes feldespáticas. Las proporciones entre partes oscuras y blanquecinas fluctúan y hay tipos en que la parte feldespática es preponderante, constituyendo ésta la matriz, y tipos con manchas blanquecinas irregulares en un fondo anfibólico oscuro. Son especialmente los últimos los que pueden recordar a metagabros con textura "flaser".

Los contactos entre las anfibolitas masivas y oscuras y las anfibolitas en copos son concordantes y difusos. Existen pasos a anfibolitas bandeadas.

Las anfibolitas oscuras son variables, tanto en su mineralogía como en su textura. La textura varía desde granoblástica, sin aparente orientación preferente de los minerales, hasta nematoblástica, con orientación muy severa de los anfíboles.

La mineralogía fundamental es anfíbol + plagioclasa, pero pueden añadirse a la paragénesis, en proporciones variables, uno o más de los siguientes minerales: cuarzo, biotita, feldespato potásico, moscovita y granate. En los pasos a gneises anfibólicos, el cuarzo y la biotita llegan a figurar como constituyentes principales. Como accesorios pueden encontrarse clinozoisita, esfena, opacos, apatito y turmalina.

El anfíbol es hornblenda verde o verde azulado, con hábito de prismático hasta acicular. La plagioclasa, poco maclada, muestra un zonado a menudo inverso. La composición fluctúa entre 25-50% An (oligoclasa-andesina). Pueden constituir poiquiloblastos xenomorfos que les confieren a las anfibolitas un aspecto moteado. Inclusiones de cuarzo en gotas, así como de biotita, esfena, opacos, apatito y prismillas de anfíbol pueden definir una S_1 que es discordante con la S_2 (foliación dominante) rodeando los poiquiloblastos. Probablemente son interfase F_1 - F_2 hasta sin- F_2 . El granate se observa ocasionalmente como cristales relictos atrapados en los metablastos de plagioclasa.

(1) X = 561.800 Y = 4.727.600 (U.T.M.)

Fenómenos de retrometamorfismo son corrientes en las anfibolitas. Se manifiestan en la saussuritización y sericitización de la plagioclasa, la uralitización de la hornblenda y la formación de clorita y leucoxeno. Fisuras rellenas de adularia, clorita y esfena se relacionan con una fase de alteración hidrotermal en zonas de deformación frágil tardías.

Las anfibolitas en copos son muy distintas de las anfibolitas oscuras corrientes arriba descritas.

Aparte de hornblenda verde o verde azulado y plagioclasa, pueden contener cantidades considerables de diópsido. La plagioclasa puede alcanzar altos valores en An (hasta 80% An) y existe también hornblenda pargasítica (ARPS et. al., 1977).

La plagioclasa y el anfíbol (+ piroxeno) se concentran en agregados de formas muy diversas, como manchas irregulares, lentes y capas, pero a veces parecen ser pseudomorfos de cristales de tamaño medio a grueso, lo que sugiere que derivan de los correspondientes cristales de tamaño medio a grueso. hipótesis que se ve corroborada por la presencia de megacristales de plagioclasa y de anfíbol en las misma roca.

En los megacristales de anfíbol se advierte a menudo la presencia de piroxeno en forma de relictos irregulares, que parece haber sido sustituido parcialmente por el anfíbol.

Es probable que los megacristales observados procedan directa o indirectamente de una roca gabroide o diorítica; los de hornblenda podrían haberse originado por sustitución del piroxeno magmático y los de plagioclasa podrían derivar directamente de la roca original.

De las anfibolitas se supone un origen ortoderivado. En la Hoja de Lalín (154/06-09), en donde las intercalaciones de anfibolita alcanzan su máximo desarrollo dentro de la Unidad de Lalín, se han descrito bordes enfriados y texturas piroclásticas y en la Hoja de Cerdedo (153/05-09) ha aparecido una muestra con textura blastoporfídica, lo que indica un origen ígneo para por lo menos parte de las anfibolitas. El alto contenido en TiO_2 en algunos análisis químicos de anfibolitas (hasta casi 3%) apunta igualmente hacia un origen ortoderivado.

Las anfibolitas intercaladas en las series metasedimentarias -- podrían representar emisiones o intrusiones estratiformes de rocas básicas (HILGEN, 1971; Hoja de Lalín, 154/06-09), mientras para las anfibolitas incluidas en los ortogneises biotíticos también -- cabe pensar en un origen a partir de diques básicos (¿doleritas?), aunque no es posible descartar la posibilidad de que, por lo menos en parte, sean enclaves del tipo intercalado en los metasedimentos.

Las anfibolitas en copos derivan con toda posibilidad de rocas gabroides o dioríticas, como ya fue señalado. Pueden parecerse mucho a metagabros de tipo "flaser" y KONING (1966) ha podido reconocer en ellas una textura ofítica. Este autor considera como muy -- probable que las anfibolitas en copos derivan de intrusiones gabroides en las anfibolitas oscuras del tipo común. Representarían, pues, una fase de magmatismo básico posterior a la responsable de la formación del precursor ígneo de la anfibolita del tipo común y no se descarta la posibilidad de que esta fase sea la misma que dio origen a los precursores magmáticos de los metagabros más o menos deformados que afloran en pequeños cuerpos dentro de las Unidades de Sobrado-Mellid y de Betanzos-Arzúa.

Para algunas anfibolitas, especialmente aquéllas que muestran pasos a los paragneises y las rocas calcosilicatadas, es más apropiado pensar en un origen paraderivado.

1.2.3.4.- Ortogneises biotíticos.

Bajo esta denominación se han agrupado ortogneises alcalinos de aspecto muy variable. Afloran en forma de capas y cuerpos, cuyos contactos con las rocas encajantes o incluidas parecen siempre concordantes. Se localizan en las tres unidades diferenciadas, aunque solo en la de Lalín con una extensión importante.

Los ortogneises biotíticos de esta unidad muestran dos facies bien diferenciables en el campo: una de grano muy fino un con una -- "estratificación" muy regular y otra glandular, de grano fino a medio. Cabe subrayar que entre ellas existe una completa gama de pasos graduales y que gran parte de los ortogneises pertenece a tipos intermedios.

Ambos tipos se caracterizan por la ausencia o escasez de moscovita. Son evidentemente ortogneises biotíticos, aunque su contenido en biotita no tiene porque ser elevado. De hecho, los tipos de grano fino son a menudo leucocráticos.

La variedad glandular, de grano fino a medio, es un ortogneis biotítico cuya textura varía de claramente glandular a algo glandular y de algo planar a netamente planolinear. Características para esta facies son glándulas de feldespatos y agregados cuarzo-feldespáticos en forma de manchas, lentes y ojos, que mimetizan glándulas de feldespatos. Pueden alcanzar dimensiones de varios centímetros y tienen casi siempre una forma alargada, definiendo con sus ejes longitudinales una lineación. Esta puede estar indicada además por rayas centimétricas en que está concentrada la biotita y por los ejes longitudinales de los minerales indi-

viduales, si bien esta última orientación no está muy bien desarrollada.

Los agregados cuarzo-feldespáticos centimétricos infieren a la roca un aspecto que a primera vista sugiere ser el de un ortogneis de grano bastante grueso, pero en la mayoría de los casos resulta que se compone de un conjunto sacaroidal de grano fino hasta muy fino, por lo cual podríamos decir que estos ortogneis son frecuentemente de granularidad "pseudo-gruesa". También existen tipos en que hay verdaderos megacristales de feldespato, subredondeados o subidiomorfos. Son estos tipos aparentemente blastoporfidicos los que de manera más convincente sugieren un origen derivado de rocas graníticas. Difieren de los granitos más tardíos que registraron una ligera gneisificación, por su heterogranularidad marcada, con cuarzo y feldespato de grano medio englobados en una matriz de -- grano muy fino, pero completamente recristalizada. Las variedades más gruesas y más glandulares dan origen a conjuntos de grandes bolos de disyunción.

La variedad de grano fino, en su forma más típica suele ser -- equigranular y de grano fino hasta muy fino. Difiere netamente de la variedad descrita antes por la ausencia de ojos o glándulas cuarzo-feldespáticas y por el desarrollo de una textura más planear. Muy típica es una pseudoestratificación a escala milimétrica o más fina aún, producida por concentraciones lentiformes de biotita y cuarzo + feldespato. Lo que a primera vista parece constituir un bandeado muy fino y muy regular, a menudo resulta ser, estudiado más en detalle, una textura con lentes cuarzo-feldespáticos fuertemente aplanados según la foliación y, en las variedades más lineares, muy estirados según la dirección de la lineación, rodeados por una matriz biotítica del mismo tamaño de grano que el de los lentes.

Los ortogneises pueden exhibir aspectos muy distintos en la misma muestra de mano, en función del corte observado con respecto a la lineación.

No es raro encontrar intercalaciones perfectamente concordantes de anfibolitas o de metasedimentos en el ortogneis de grano fino y el contacto con aquellas rocas representado en la cartografía tiene a menudo el carácter de una envolvente dentro de la cual -- abunda el ortogneis. Esto se aplica especialmente a la mitad septentrional de la Unidad de Lalín comprendida en la Hoja estudiada.

Si bien la pseudoestratificación, muy regular y fina y la perfecta concordancia entre el ortogneis de grano fino y las intercalaciones de metasedimentos o anfibolitas, hacen pensar a veces en un origen sedimentario (NESEN, 1981), sin embargo, su textura, que acaba de describirse, los pasos perfectamente graduales a ortogneises glandulares y la estrecha asociación espacial de ambos tipos, son indicaciones que apuntan hacia una íntima relación genética entre las dos facies.

La variedad de grano fino podría representar una facies más aplastada y más estirada del ortogneis de grano medio a fino, para lo cual el derivado de una roca granítica parece muy probable, pero también cabe pensar en una asociación plutono-(sub)volcánica de rocas ácidas para explicar la observada variación de facies en los ortogneises biotíticos.

Se componen de cuarzo, microclina, oligoclasa-albita (An 0-15), biotita y de cantidades muy pequeñas de moscovita. Se han observado además accesorios radioactivos, opacos, apatito, granate, fluorita y como productos secundarios, clorita y sericita. La moscovita es secundaria. Sustituye a la plagioclasa en forma de sericita, con pasos a cristales algo más grandes de contornos irregulares y también a la biotita, formando cristales subidiomorfos con numerosas inclusiones de opacos, entre los cuales figura la ilmenita. Cristales transversales ("cross micas") simplectíticas constituyen otra forma tardía.

El granate es raro. Se ha observado sólo en algunas muestras y en cantidades muy pequeñas. Constituye cristales subidiomorfos, algo redondeados, incoloros y claros. No se observa una S_i y tampoco desviaciones de S_e alrededor de ellos.

La fluorita se relaciona con una fase de alteración hidrotermal, según zonas cataclásticas. En relación con ellas se observa una intensa cloritización de la biotita.

Los dos tipos descritos anteriormente se pueden reconocer también al microscopio.

La variedad de grano medio a fino tiene una textura marcadamente inequigranular, con grandes megacristales de microclina repletos de inclusiones de cuarzo y plagioclasa, y a veces también con megacristales de cuarzo, en una matriz de grano fino, compuesta por todos los minerales presentes en la roca. Los megacristales de microclina muestran a menudo maclas según la Ley de Carlsbad. Pueden contener inclusiones orientadas de plagioclasa y en algunos casos se observan pasos de megacristales a agregados de microclina con textura poligonal, que parecen representar partes fracturadas y recristalizadas de los primeros. Los megacristales se consideran como relictos de una roca granítica porfídica y su presencia indicaría de este modo una textura blastoporfídica.

La matriz es granuda y alotriomorfa, con minerales que tienden a tener contornos poligonales. La biotita está distribuida irregularmente dentro de la roca. Se concentra, junto con accesorios radioactivos y apatito, en grupos, dentro de los cuales los cristales no muestran casi nunca una orientación preferente.

Las variedades de grano fino son menos ricas en biotita que las variedades de grano medio a fino y suelen ser leucocráticas. Tienen una textura granuda, alotriomorfa, equigranular o poligonal. Normalmente se nota una foliación que suele estar indicada por una orientación de las biotitas, una orientación de cuarzos alargados y un vago bandeado mineralógico a escala microscópica. Contienen poca biotita y muy poca moscovita.

La composición de los ortogneises es granítico alcalina, pese a representar tipos biotíticos.

La recristalización de estas rocas ha sido muy fuerte, principalmente de tipo estático, como lo prueba el predominio de texturas poligonales. La deformación actual es débil. Petrológicamente se clasifican como gneises blastomiloníticos.

El ortogneis de la Unidad de Forcarey difiere de los de la Unidad de Lalín por tener dos micas. Son escasos sus afloramientos.- Se trata de unos bancos concordantes con un espesor máximo de 2 m. de ortogneises de dos micas de grano fino a medio y de tonalidad clara. Se intercala en las rocas de la zona del muro de la unidad. Los feldespatos tienden a formar pequeños porfiroblastos ovoides de hasta 4 mm. de longitud. Su textura es planar. La biotita es la mica predominante, pero en conjunto es un ortogneis algo leucocrático.

En esta unidad su modo de distribución (capas delgadas íntimamente asociadas a capas anfibolíticas, ambas de una extensión muy regular y muy larga) sugiere un origen ortoderivado a partir de los productos ácidos de un volcanismo bimodal.

Muestra textura granoblástica, alotriomorfa, subpoligonal y equigranular. Las biotitas indican una foliación vaga pero muy regular. La deformación de los minerales es muy ligera. Los principales constituyentes son cuarzo, albita (0-10% An) y microclina. Las micas son escasas. Los accesorios son opacos, circón y apatito. Su composición es alcaligranítica.

El ortogneis que se intercala en los metasedimentos de la Unidad de Santiago, se parece al ortogneis de la Unidad de Forcarey. Es un ortogneis blastomilonítico de grano medio, más bien leucocrático, ligeramente glandular, con dos micas, pero a menudo con la biotita fuertemente cloritizada, probablemente por causa de una fuerte filonitización tardía (van ZUUREN, 1969). La plagioclasa es albita y la composición del ortogneis es alcaligranítica.

El ortogneis del retazo al sur del filón de Pico Sacro, por fin, es muy parecido al de la Unidad de Forcarey.

Se han realizado dataciones radiométricas sobre dos muestras del ortogneis de la Unidad de Lalín (PRIEM et. al. 1970). Pertenecen a un grupo de muestras que definirían una isocrona (método -- Rb/Sr, roca total) de 438 ± 7 m.a., suponiendo estos autores una edad de 460-430 m.a. para los acontecimientos ígneos que dieron origen a la roca de que deriva el ortogneis en cuestión (Ordovícico inferior-Silúrico inferior).

Sin embargo, KUIJPER (1979) señala que el grupo de muestras ya referidas no satisface los requisitos para definir una isocrona, con lo cual se pone en duda el valor de las dataciones mencionadas.

1.2.3.5.- Ortogneises peralcalinos.

Elementos cuantitativamente poco importantes, pero altamente característicos para la Unidad de Lalín, son los ortogneises peralcalinos.

Se presentan en forma de algunas capas delgadas (<10 m.), que se intercalan de modo aparentemente concordante en los paragneises del borde de la unidad.

Son gneises de tonos claros, de grano fino hasta medio, ricos en feldespato, que llega a constituir porfiroblastos ovoides de hasta 4 mm. de largo. El color es gris, con tono azul o verde. Su foliación y bandeado son vagos.

Se trata de rocas compuestas de cuarzo, albita, microclina, -egirina y/o riebeckita. Accesorios son opacos (abundantes), circon (a veces abundante, en grandes cristales esqueléticos de hasta 2 mm.) y un mineral no identificado de color naranja (¿lepidomelana?).

Su composición es alcaligranítica. La textura es granoblástica, algo inequigranular y con una foliación definida por la egirina y/o la riebeckita. La egirina se presenta en forma de cristales xenomorfos hasta subidiomorfos, casi equidimensionales o algo prismáticos, con pleocroismo no muy fuerte. La riebeckita puede definir una textura nematoblástica. La albita tiende a constituir poiquiloblastos xenomorfos poco o nada maclados, con inclusiones de cuarzo en gotas y egirina, que suelen definir una S_1 recta discontinua con la S_e (¿ S_2 ?).

En Galicia, ortogneises paralcalinos han sido descritos solamente en la Unidad de Lalín y en la "Fosa blastomilonítica" --- (FLOOR, 1966).

Ortogneises peralcalinos procedentes de la última unidad fueron datados por PRIEM et. al. (1970), quienes les atribuyeron una edad de 460-430 m.a. y los consideraron como manifestaciones de un plutonismo anorogénico.

DEN TEX (1981) relaciona los ortogneises peralcalinos con los movimientos tafrogenéticos que jugaron un papel en la génesis de la "Fosa blastomilonítica", y que indicarían una fase de distensión crustal guardando relación con las actividades de un penacho del manto ascendente. BARD et. al. (1973) sugirieron que podrían testificar la subida de volátiles juveniles derivados del manto, según van CALSTEREN (1977) desprendidos bajo influencia del penacho ya mencionado.

Estas sugerencias se adhieren a las ideas de BAILEY (1974, - 1978) sobre una supuesta relación entre magmatismo (per)alcalino, desgasificación del manto y distensión crustal ("rifting" continental).

1.2.3.6.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.

Constituyen escasos cuerpos métricos o decamétricos en la Unidad de Lalín y en el retazo al sur de la Falla de Pico Sacro. Algunos lentejones muy pequeños (métricos) jalonan esta falla. Se trata de serpentinitas, clorititas y rocas de talco. Para más detalles petrográficos se puede consultar el apartado 1.2.4.

1.2.3.7.- Correlación y edad.

No resulta fácil una datación de las rocas del dominio que nos ocupa. Los intentos de correlacionarlas con series de cronología definida de otras zonas han sido escasos y de índole aproximativa.

Las unidades de Forcarey, Lalín o Santiago han sido comparadas por varios autores con el Complejo de Noya (= Fosa Blastomilonítica), en base a similitudes litológicas y petrológicas, como la presencia de granate tipo I de edad pre-F₂, de metablastos de plagioclasa plagados de inclusiones y de ortogneises blastomiloníticos alcalinos y peralcalinos, (MINNIGH, 1974, para la Unidad de Forcarey; HILGEN, 1971, para la Unidad de Lalín y PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN, en prensa, para la Unidad de Santiago).

Recientemente DEN TEX (1981) y KUIJPER & ARPS (en prensa) crearon un nuevo conjunto de complejos, el de los llamados "Complejos mesozonales", en los que incluyen la Fosa Blastomilonítica, la "Unidad de Lalín/Forcarey" y la "Cuenca de Ordenes".

Tanto las rocas de la Fosa Blastomilonítica como las de la "Cuenca de Ordenes" han sido correlacionadas provisionalmente con la Serie de Villalba y la de Narcea, ambas de Galicia oriental y la Serie Negra del centro y sur de la Península, de edad Proterozoico superior (DEN TEX & FLOOR, 1971, ver también van der WEGEN, 1978).

Según los autores de la Hoja de Lalín (GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974 a), las rocas de la Unidad de Lalín podrían ser equivalentes a la "Serie de Porto" al noroeste de Puebla de Sanabria, de edad Precámbrico a Cámbrico inferior, o quizá infrayacente a dicha serie.

La posible correlación de las rocas del presente Dominio con las rocas del Complejo de Noya, supuesta o sugerida por varios autores, como ya hemos visto, ofrece otro punto de partida para la datación de aquéllas, ya que se dispone de algunas dataciones radiométricas de ortogneises procedentes del complejo. Proporcionan edades de Ordovícico inferior a Silúrico inferior (470-430 m.a.; PRIEM et. al., 1970; van CALSTEREN, 1977; KUIJPER, 1979).

Estos resultados de dataciones absolutas coinciden con los que nos han suministrado los ortogneises biotíticos de la Unidad de Lalín (PRIEM et. al., 1970), aunque, como se ha expuesto en el apartado 1.2.3.4., existen reservas en cuanto a la fiabilidad de éstos (KUIJPER, 1979).

Por otra parte, MARQUINEZ (1981) considera que el conjunto constituido por los metasedimentos de las unidades de Lalín y Forcarey y los esquistos infrayacentes del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, representan probablemente una sucesión continua, sin interrupciones tectónicas de importancia.

En caso de no estar invertida esta sucesión (no se han encontrado criterios que apoyen esta inversión) los metasedimentos de las unidades de Lalín y Forcarey, que ocupan los núcleos de estructuras sinformales, serían los más recientes de la sucesión, lo que implica que si se consideran los metasedimentos del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, como de edad Silúrica o incluso devónica (apartado 1.2.2.6.), estas unidades poseerían, al menos una edad equivalente.

De lo que acaba de decirse se deduce, por tanto, únicamente que la edad de las rocas de este dominio, con bastante probabilidad, se encuentra entre el Precámbrico superior y el Devónico.

1.2.4.- Dominio del Complejo de Ordenes.

El Complejo de Ordenes es un conjunto de unidades litotectónicas (Fig. 6), cuya gran diversidad en composición y grado de metamorfismo hacen difícil definirlo de modo satisfactorio, lo que queda reflejado en los trabajos existentes, donde no solamente se encuentran caracterizaciones diversas, sino también distintas opiniones en lo que se refiere a su extensión.

El centro del complejo (Cuenca de Ordenes; DEN TEX, 1966) está ocupado fundamentalmente por metasedimentos de epi a mesozonales (Esquistos de Ordenes, PARGA PONDAL, 1956). Más hacia el borde -- ("Zona Periférica de la Cuenca de Ordenes"; DEN TEX, en prensa) afloran algunos subcomplejos, caracterizados por una alta proporción de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas y fenómenos de metamorfismo catazonal (facies eclogita o granulita). Han sido calificados de enclaves del "zócalo policíclico" en la orogenia hercínica (DEN TEX, 1978) y "complejos catazonales" (DEN TEX, 1981). Constituyen elementos altamente característicos para el complejo en su conjunto y su presencia es uno de los más importantes puntos de comparación con otros complejos en el NO. de la Península, a saber el Complejo de Cabo Ortegal, los de Braganza-Vinhais y de Morais-Lagoa en el N. de Portugal, y la "Fosa Blastomilonítica" (Complejo de Noya) del oeste de Galicia.

En el borde, aflora una secuencia de bajo grado de metamorfismo, que muestra cierta similitud con una serie ofiolítica.

1.2.4.1.- Unidad de Villa de Cruces.

La Unidad de Villa de Cruces se extiende a lo largo del borde interno meridional y oriental del Complejo de Ordenes. Alcanza su máxima anchura (unos 7 km.) en el S., en las Hojas de La Estrada (121/05-08) y Golada (122/06-08), para reducirse en el E., ya dentro de las Hojas de Arzúa (96/06-07) y Sobrado (71/06-06), a una franja estrecha de 400 a 800 m.

La constituye una secuencia heterogénea, compuesta principalmente de rocas metavolcánicas o volcanosedimentarias, que intercalan metasedimentos pelíticos y arenopelíticos (grauváquicos).

Sus materiales fueron afectados por un metamorfismo epizonal en facies de los esquistos verdes en el S., alcanzando la facies de las anfibolitas con almandino en el N. Por lo general, se pueden reconocer tres fases de deformación en las rocas de la presente unidad, salvo en las ultramafitas.

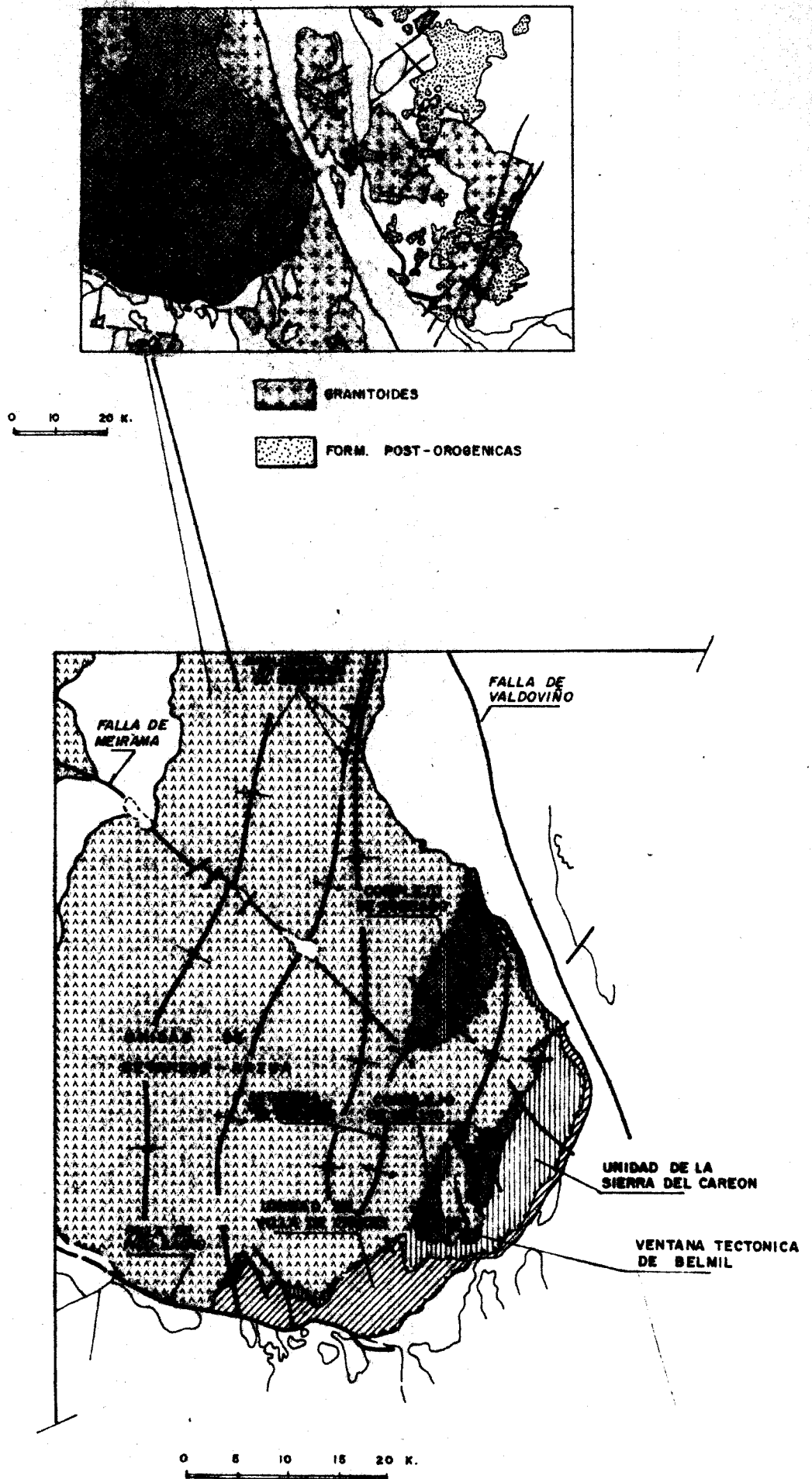


FIG. 6.- Unidades del Complejo de Ordenes. Sus estructuras fundamentales.

Su borde externo coincide en parte con el accidente tectónico que limita el Complejo de Ordenes y en parte, con el macizo granítico de Chantada-Taboada. En cuanto a su límite interno, puede estar en contacto con materiales de las unidades de la Sierra del Careón y de Betanzos-Arzúa, siendo estos contactos de tipo tectónico (fallas o cabalgamientos), a menudo jalonados por franjas estrechas o lentejones de rocas serpentiniticas.

La unidad incluye lentejones, generalmente de dimensiones reducidas (métricas a decamétricas), de rocas ultramáficas más o menos serpentinizadas, que, con toda probabilidad, son de origen tectónico y derivadas en su mayoría, o exclusivamente, de la Unidad de la Sierra del Careón.

Se han representado en la cartografía las áreas más importantes y las capas más llamativas de metasedimentos que se encuentran dentro de la unidad (subunidad de los esquistos gris-oscuros con porfiroblastos de albita y granate), pero conviene señalar que su presencia no se restringe a esto, intercalándose en muchos más puntos niveles metasedimentarios. Los esquistos verdes se suponen derivados en gran parte de vulcanitas.

Se ha supuesto como continuación hacia el N. de la unidad una banda estrecha con anfibolitas y algunos enclaves de serpentinita, que aflora en la Hoja de Guitiriz (46/06-05), aproximadamente en la prolongación de la presente unidad en la Hoja de Sobrado (71/06-06). En cuanto a su grado de metamorfismo más alto (son anfibolitas con hornblenda verde y plagioclasa más básica que la albita) y la presencia de clastos de anfíbol, se parece a las anfibolitas en facies anfibolítica de la Unidad de Villa de Cruces en la Hoja de Sobrado (71/06-06). Podría también pertenecer a la Unidad de la Sierra del Careón, pero no poseen la textura en flaser tan típica para las anfibolitas de esta unidad.

1.2.4.1.1.- Esquistos verdes, derivados en gran parte de vulcanitas básicas, esquistos anfibolíticos, anfibolitas y localmente rocas más ácidas.

Son las rocas que mayor distribución tienen dentro de la unidad.

Constan esencialmente de rocas de grano fino a muy fino, en que la nota dominante es la preponderancia de minerales verdosos característicos de rocas básicas de bajo grado de metamorfismo. Estos minerales pertenecen a los grupos de la clorita, de la epidota y de los anfíboles.

Son mayoritariamente rocas con una esquistosidad no muy bien desarrollada. La esquistosidad principal resulta en muchos casos -

ser paralela a los planos axiales de una crenulación de otra anterior. A su vez puede estar crenulada por una tercera fase de deformación, que ocasionalmente produce esquistosidad de fractura o -- aplastamiento homotáctico con la F_2 .

La formación comprende materiales variados, que pueden alternar en cuerpos estratiformes aparentemente concordantes, dando lugar a una secuencia estratificada. Conviene señalar que no se compone exclusivamente de materiales de origen volcánico o volcanosedimentario, sino que abarca también numerosas intercalaciones de rocas sedimentarias de difícil representación cartográfica.

Elementos característicos son:

a) Capas o lentejones de rocas blanquecinas esquistosas, de grano fino o fino-medio. Se componen de cantidades variables de cuarzo, micas blancas o ligeramente coloreadas y clorita. Son de escasa importancia cuantitativa.

b) Intercalaciones estratiformes de rocas de grano relativamente grueso (de grano fino a medio), con textura gneílica o cataclástica y de tonalidades claras, debidas a la preponderancia de cuarzo y albita. Están salpicadas de clorita verde claro.

Se componen principalmente de cuarzo y albita, con cantidades menores de mica blanca y/o clorita. Accesorios son esfena y biotita. El feldespató potásico es muy raro.

Son principalmente rocas granudas fuertemente tectonizadas, con textura en mortero alrededor de los numerosos clastos de cuarzo y albita, cuya presencia delata que derivan de rocas de grano medio. Aún en su estado actual son de grano notablemente más grueso que las demás rocas de la unidad.

El cuarzo muestra una extinción fuertemente ondulante y la albita presenta maclas secundarias rotas o torcidas.

La saussuritización que a veces se observa, apunta hacia una composición más básica de la plagioclasa original.

En los tipos más miloníticos, las bandas de plagioclasa y alineaciones de filosilicatos marcan un bandeo.

Estas rocas leucocráticas y sódicas son de difícil clasifica-

ción. Tipos con textura blastoporfídica han sido clasificadas como metaqueratófidos y los tipos más corrientes, con textura granuda cataclástica o milonítica, como plagiogranitos (DIVAR & IGLESIAS, en prensa).

Los plagiogranitos podrían haber intruido como filones o diques de, por ejemplo, granito albítico y son probablemente del tipo -- oceánico (COLEMAN y PETERMAN, 1975). Los queratófidos y plagiogranitos podrían representar miembros de una suite magmática sódica característica de ofiolitas y constituyen una de las indicaciones para suponer la presencia de partes de tal secuencia.

c) El término más característico y probablemente más abundante lo constituyen los esquistos verdes y esquistos anfibólicos con epidota. Son de color verde pistacho o verde azulado, de grano fino a muy fino, tienen una foliación generalmente débil, siendo a menudo casi masivos, y muestran frecuentemente un vago bandeo mineralógico, con bandas más oscuras. Es frecuente la presencia de sulfuros de hierro, principalmente pirita, cuyos cubos pueden llegar a tener 1 cm. de arista. Muestran pasos a rocas sedimentarias. Tienen su mayor distribución en las Hojas de La Estrada --- (121/05-08) y Golada (122/06-08), pasando a anfibolitas hacia el N.

Estos materiales se alteran fácilmente a rocas pardas o marrones y a barros rojo-marrones, enmascarando los colores verdosos tan típicos de las rocas frescas.

Su textura varía desde nematoblástica a grano-lepidoblástica.

Los minerales principales son plagioclasa ácida (albita y oligoclasa), epidota-clinozoisita, anfíbol verde o verde azulado, -- cuarzo y clorita. Como accesorios se han observado apatito, circón, rutilo, esfena, opacos (entre los cuales pirita e ilmenita), óxidos de hierro, sericita y estilpnomelana.

Este último mineral aparece en pequeños cristales aciculares o con secciones en listones, que a menudo se orientan oblicuamente a la esquistosidad principal (S_2 ?). (La presencia de este mineral de difícil determinación por métodos ópticos, ha sido comprobado mediante rayos X: FELIUS, 1967).

El anfíbol en la parte meridional de la unidad es a menudo de hábito acicular, mostrando un fuerte pleocroismo con tonos azules (tipo actinolítico), mientras más hacia el N. el hábito es más -- prismático, con un pleocroismo menos acusado y tonos más verdes o

hasta marrones (tipo hornbléndico). Al mismo tiempo la plagioclasa cambia de albita (0-10% An) a oligoclasa y la cantidad de clorita, epidota-clinozoisita y cuarzo decrece. Parece que haya una transición gradual a las anfibolitas de la Hoja de Sobrado (71/06-06).

De estas rocas se supone un origen volcánico o volcanosedimentario. Indicaciones son su grano fino, la interestratificación con rocas metasedimentarias, los pasos a aquéllas y la asociación mineralógica y composición típicas de "rocas verdes" ("greenstones", -- "esquistos básicos") de origen volcánico. Además, se han descrito -- texturas blastoporfídicas, en que los megacristales de albita indicarían la presencia de antiguos fenocristales de feldespatos. A veces se aperciben agregados radiales de epidota, cuyos cristales habrían crecido en oquedades, rellenándolas. Delatarían la presencia de vacuolas en la roca original.

Indicaciones de un origen volcanosedimentario se hallan también en algunas rocas en que se observa un bandeado marcado por contenidos variables de micas blancas y microgranoselección de granos de albita.

d) Anfibolitas.

Afloran especialmente en la parte N. de la unidad, en la Hoja de Sobrado (71/06-06).

Son rocas de grano fino, de color verde oscuro, con textura de nematoblástica a granoblástica. Se componen de hornblenda y plagioclasa, con cantidades subordinadas de cuarzo, epidota o clorita. El anfíbol es de hábito prismático, muestra un pleocroismo débil, con tonos claros de verde y/o marrón. En algunos casos se observan cristales de hornblenda pre-esquistosidad principal (¿S₂?).

La plagioclasa es variable en composición (0-42% An), con zonado inverso. Puede presentarse en agregados alargados según la esquistosidad, con textura en mosaico de cristales poligonales.

Como accesorios aparecen esfena, rutilo y opacos. Productos de retrometamorfismo son sericita, saussurita y zoisita.

En cuanto al quimismo de las "rocas verdes" existen datos que apuntan hacia afinidades con basaltos olivínico-alcalinos, que generalmente se interpretan como ligados a zonas de distensión, como son las cantidades relativamente elevadas de alcalis respecto a la sílice (Fig. 10), el olivino sistemáticamente dominante sobre la hiperstena en la norma CIPW y concentraciones elevadas de TiO₂.

1.2.4.1.2.- Esquistos gris-oscuros con porfiroblastos de albita y granate.

Aparecen hacia el muro de la unidad, en su borde septentrional y en algunos niveles intercalados entre las rocas de la subunidad de los esquistos verdes derivados en gran parte de volcánicas. Los contactos con las rocas de esta subunidad parecen ser normales.

Se trata de metasedimentos de grano fino a medio, de bajo grado de metamorfismo, que a menudo tienen un aspecto filitoso.

Tienen en su borde septentrional, cerca del contacto con la unidad suprayacente, pequeños cuerpos métricos o decamétricos de serpentinita o esteatita y además algunos de anfibolita de un tipo que muestra cierta semejanza con las de la Unidad de la Sierra del Careón. Representan posiblemente escamas tectónicas.

La subunidad comprende esquistos cloríticos, esquistos micáceos, esquistos cuarcíticos y esquistos feldespáticos, siendo los últimos sus componentes más abundantes y más característicos. Suelen tener abundantes venas de cuarzo de exudación.

Predominan tonalidades gris-oscuro, a menudo azulado, debido a la presencia de opacos en polvo (¿grafito?).

Los planos de esquistosidad suelen tener un brillo satinado y están a menudo crenulados.

Los esquistos feldespáticos se caracterizan por la presencia de blastos pequeños de albita. Pueden alcanzar un tamaño de hasta 4 mm. Son equidimensionales, subidiomórficos o glandulares y están casi siempre teñidos de óxidos de Fe/Mn, exhibiendo matices rojizos, por lo que se confunden fácilmente con porfiroblastos de granate, también frecuentes en los esquistos.

Por su mayor resistencia a la erosión suelen resaltar en el terreno, constituyendo crestones o lomos alargados según la dirección de la esquistosidad principal (S_2).

Tienen cierto parecido con los esquistos albíticos de bajo grado de metamorfismo de la parte de la Unidad de Santiago que aflora dentro de la presente Hoja.

Derivan de sedimentos arenopelítico-grauváquicos.

Se componen esencialmente de cuarzo, mica blanca y clorita. Estos minerales forman la matriz de los esquistos, en que se presentan los porfiroblastos de albita y granate. Además, se han observado en contados casos biotita y cloritoide. Accesorios son: ilmenita, apatito, opacos (¿grafito?) y turmalina.

Se manifiesta de manera clara la existencia de dos esquistosidades, siendo la de mayor desarrollo (S_2) una esquistosidad que crenula y que a veces llega a borrar casi completamente a una anterior (S_1). Pueden existir deformaciones posteriores a la S_2 , - crenulándola, pero sin dar origen, de un modo general, a una tercera esquistosidad, la cual únicamente se presenta localmente como esquistosidad de fractura, con cataclasis asociada.

La deformación postcristalina de los minerales es por regla general débil, con las crenulaciones de S_2 poligonizadas.

Respecto a las albitas, se han podido observar porfiroblastos con inclusiones rotacionales (sin- S_1) y otros con inclusiones rectas, aparentemente interfase F_1 - F_2 .

El granate es anterior a la S_2 ; el desarrollo de ésta originó la formación de sombras de presión bien desarrolladas, en los que recristalizó cuarzo. Es probablemente sin- S_1 . El cloritoide parece interfase F_1 - F_2 .

Es notable el fuerte retrometamorfismo que registraron los esquistos. Abundan los óxidos de Fe/Mn secundarios, que tiñen los demás componentes, dificultando las observaciones petrográficas.

También es frecuente el leucoxeno, que se presenta en pseudomorfos característicos de un mineral con secciones en listones que es anterior a la crenulación de la S_2 . Es probable que derive de ilmenita.

De los granates quedan en muchos casos solamente relictos incluidos en pseudomorfos compuestos de clorita (+ sericita + óxidos de Fe/Mn) y tal es el caso de las albitas, que se transforman en agregados de sericita + óxidos de Fe/Mn.

1.2.4.1.3.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.

Constituyen pequeños cuerpos lentiformes (métricos-decamétricos), de serpentinitas (a veces con porfiroblastos idiomorfos de clorita, otras veces con manchas rojizas de carbonato), talcoesquistos, esteatitas y cloritas. Están orientados según la esquistosidad S_2 . Pueden ser frecuentes hacia el techo de la unidad y muestran cierta tendencia a situarse en contactos, tanto en los que separan las otras dos subunidades de la Unidad de Villa de Cruces, como en los que la limitan, p.e. jalonando la Falla de Pico Sacro.

Están siempre fuertemente transformadas en los minerales tardíos clorita, serpentinas, talco y carbonatos, quedando pocos relictos de olivino, piroxeno ó anfíbol (ver también apartado 1.2.4.2.1.).

Se encuentran generalmente en zonas muy tectonizadas y son con toda probabilidad lentejones tectónicos. Es probable que deriven de la Unidad suprayacente de la Sierra del Careón.

1.2.4.1.4.- Correlación y edad.

Los materiales de la Unidad de Villa de Cruces tienen cierta similitud con secuencias de bajo grado de metamorfismo que se encuentran en la envuelta de algunos otros "Complejos infracrustales" situados en la Zona Centro-ibérica.

Han sido comparados (DEN TEX, 1981) con la secuencia que rodea el Complejo de Cabo Ortegale en el SE. y que se conoce bajo el nombre de Grupo de Moeche (MARTINEZ GARCIA et al, 1975; FERNANDEZ POMPA et al, 1976). Se compone de rocas de bajo grado de metamorfismo (facies de los esquistos verdes), que derivan principalmente de volcanitas máficas, queratófidos, gabros (transformados en rocas con textura "flaser"), rocas ultramáficas (transformadas en serpentinitas) y rocas sedimentarias, incluyendo brechas volcano-sedimentarias y tectónicas, y que han sido clasificadas como olistostromos (MARTINEZ GARCIA et al, 1975) o "mélange" tectónica (DEN TEX, 1981) (ver también apartado 1.2.4.3. , en que se trata del posible carácter ofiolítico de los materiales de la presente unidad).

Han sido encontradas encima de una serie de edad silúrica del anticlinal de El Barquero (MATTE, 1968) y contienen rocas calcáreas que han suministrado fósiles que permiten deducir una edad Silúrica hasta posiblemente Devónico para el Grupo de Moeche (van de MEER-MOHR, 1975; FERNANDEZ POMPA et al, 1976).

Los materiales de la Unidad de Villa de Cruces también han sido comparados con depósitos de tipo "flysch" que afloran próxima al "Complejo infracrustal" de Braganza, en el norte de Portugal - (DEN TEX, 1981) y a las cuales se atribuye una edad Devónico superior (RIBEIRO & RIBEIRO, 1974).

De ser variables las correlaciones arriba señaladas y acogiéndonos a las dataciones de las referidas series, la Unidad de Villa de Cruces puede estar compuesta de, o abarcar rocas de edad Silúrica hasta Devónico.

Por otro lado, existe la posibilidad de que los esquistos albiticos de la Unidad de Villa de Cruces sean correlacionables con los del Complejo de Santiago, para los cuales una edad infrasilúrica parece ser más probable (ver apartado 1.2.3.7.) y, por lo tanto, se les atribuye provisionalmente una edad que puede ir desde el Precámbrico hasta el Devónico.

1.2.4.2.- Unidad de la Sierra del Careón.

Se extiende en forma de arco en la parte SE. del Complejo de Ordenes, encerrada fundamentalmente entre los ortogneises glandulares al O. y la Unidad de Villa de Cruces al E.

Es de anchura variable, reduciéndose a veces por motivos tectónicos a una banda estrecha de serpentinitas, o llegando incluso a desaparecer localmente.

Hasta cierto punto, las unidades de la Sierra del Careón y de Villa de Cruces alternan de anchura a la altura del límite entre las Hojas de Golada (122/06-08) y Arzúa (96/06-07),

La unidad se compone casi exclusivamente de rocas ultramáficas y máficas metamorizadas. El grado de metamorfismo es de bajo a medio (facies de los esquistos verdes-facies de las anfibolitas con almandino), con la excepción de algunos puntos aislados con rocas en facies granulita, que podrían representar elementos derivados tectónicamente de la Unidad de Sobrado-Mellid.

Se han distinguido dos subunidades, correspondientes respectivamente a las rocas ultramáficas y las máficas, pero conviene señalar que la representación cartográfica refleja un considerable grado de simplificación, no siendo raros los casos en que se encuentran anfibolitas entre las rocas ultramáficas o inversamente.

La alternancia de zonas ultramáficas y máficas que se puede observar dentro de la unidad, podría corresponder a una repetición tectónica de parte de una secuencia ofiolítica, a saber del "Complejo ultramáfico" y del "Complejo gabroideo". (ver también el apartado 1.2.4.3.).

Los contactos con las demás unidades del Complejo de Ordenes parecen siempre ser de índole tectónica (principalmente cabalgamientos, también fallas).

1.2.4.2.1.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.

Tienen su mayor desarrollo en la Hoja de Arzúa (96/06-07),

donde llegan a ocupar vastas superficies de tierras baldías, como por ejemplo la "Gándara de Leboreiro", al E. de Mellid. (1).

Aparte de aflorar en extensas superficies continuas, tienen fuerte tendencia a constituir lentejones tectónicos dentro de la subunidad de las anfibolitas y flasergabros y en los contactos con la Unidad de Villa de Cruces.

Los contactos con las anfibolitas y flasergabros se caracterizan a menudo por la fuerte tectonización de las rocas en sus alrededores, con desarrollo de talcoesquistos, clorititas, actinolititas, ¿tremolititas?, y anfibolitas muy estiradas en zonas métricas a decamétricas con carácter de "mélanges" tectónicas, en que alternan las rocas de origen ultramáfico.

En cuanto a su aspecto macroscópico, se parecen mucho a las rocas ultramáficas de la Unidad de Sobrado-Mellid, (apartado 1.2.4.-4.1.). Son corrientes en los afloramientos más extensos de las Hojas de Arzúa (96/06-07) y Sobrado (71/06-06) las serpentinitas con "megacristales" de bastita de brillo satinado.

Microscópicamente resultan estar fuertemente serpentinizadas y casi siempre deben de clasificarse petrográficamente como serpentinitas. Son muy similares a las serpentinitas de la Unidad de Sobrado-Mellid y conviene señalar que en la mayoría de los casos no es posible distinguir entre las rocas ultramáficas de ambas unidades, tanto en el campo como al microscopio, aunque en la bibliografía se han descrito las ultramafitas de la Unidad de Sobrado-Mellid - como peridotitas con espinela y pargasita de alto grado de metamorfismo y las de fuera de esta unidad como peridotitas con clorita y anfíbol de bajo grado de metamorfismo (MAASKANT, 1970). Estas definiciones resultan ser fuertemente generalizadas. En la mayoría de los casos la alta cota de retrogradación ha impedido la atribución de las rocas ultramáficas a un determinado tipo, razón por la cual en el presente trabajo no han sido subdivididos en la cartografía.

Se componen principalmente de serpentinas, tanto hojosas como fibrosas. Otros minerales tardíos son clorita y talco, que normalmente están presentes en cantidades subordinadas, pero que pueden llegar a constituir clorititas y talcoesquistos o esteatitas.

(1) X = 250.700 Y = 928.800

Dispersos entre los minerales tardíos se encuentran a menudo relictos de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno como representantes de la paragénesis original. Minerales cuya génesis se sitúa temporalmente entre la de los relictos de minerales primarios y los minerales tardíos fuertemente hidratados son los anfíboles, entre los cuales se han descrito hornblenda incolora, cummingtonita, antofilita, tremolita en varias generaciones y uralita.

Varias especies o generaciones de anfíboles, pueden sucederse, Estos a su vez pueden transformarse en los ya mencionados minerales tardíos.

Accesorios son: opacos, entre los cuales hay magnetita y pirita (secundaria), espinela y carbonatos (secundarios). La presencia de ortopiroxeno (¿bronzita?) no queda solamente reflejada por relictos, sino también por la bastita plagada de opacos en polvo, distribuidos según los planos de exfoliación del ortopiroxeno original.

No es raro que se desarrolle una esquistosidad, marcada por anfíboles, clorita o concentraciones alargadas de opacos.

En las muestras estudiadas no se ha observado una paragénesis primaria lo suficientemente poco alterada como para permitir hacer una clasificación de la ultramafita original. Las normas Rittmann (Fig. 7), sin embargo, indican que representan una serie con afinidades harzburgíticas, lo que está de acuerdo con la relativa abundancia de serpentinitas en que se observan "cristales" de bastita, derivados del ortopiroxeno bronzita.

1.2.4.2.2.- Anfibolitas y flasergabros.

Son anfibolitas casi siempre claramente foliadas; en ésto, - difieren de las anfibolitas mayoritariamente masivas o bandeadas de Sobrado-Mellid y de las anfibolitas generalmente nematoblásticas de los otros dominios.

Son preponderantemente de grano medio, alcanzando a veces una granularidad gruesa.

Sus tonalidades suelen ser menos oscuras que las de las demás anfibolitas de la Hoja, debido a los colores más claros del anfíbol, que normalmente no llega a ser negro, sino que a menudo es - verdoso oscuro, verde grisáceo, gris verdoso o hasta incoloro, -- aunque no faltan las variedades más oscuras con anfíbol negro. Son estas variedades oscuras las que, además, pueden contener granate reconocible a simple vista. De estas anfibolitas oscuras y -

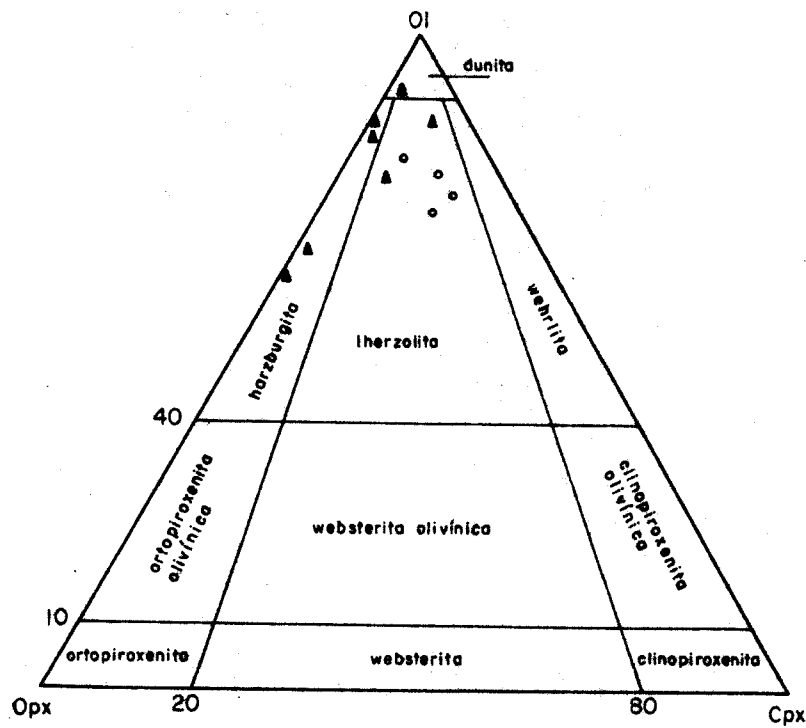


FIG. 7.- Proyección de olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno normativos (norma de Rittman, facies ultramáfica seca) de las serpentinitas analizadas.

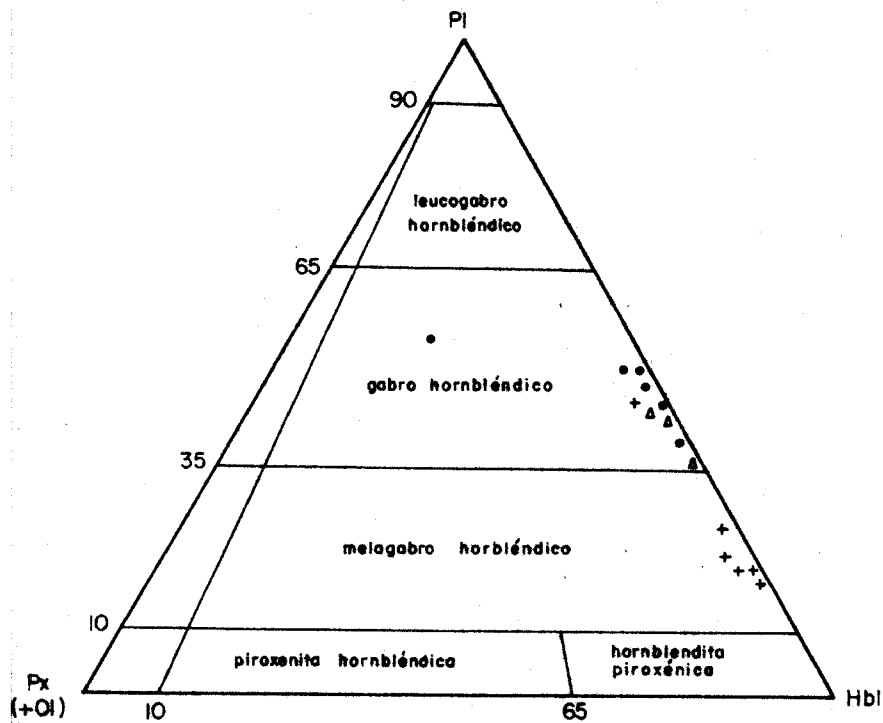


FIG. 8.- Proyección de plagioclasa-piroxeno-hornblenda normativos (norma de Rittman, facies plutónica húmeda) de las rocas básicas analizadas.

granatíferas presentes en cantidades muy pequeñas, se desconoce si representan una facies de las anfíbolitas de la presente unidad, o elementos alóctonos respecto a ésta, derivados de la Unidad de Sobrado-Mellid.

Son frecuentes los pasos a flasergabros o gabros en copos con megacrístales de anfíbol. Las variedades obviamente menos deformadas pueden mostrar una textura gabroidea. Su presencia plantea problemas porque pueden asemejarse a los metagabros colocados en otras unidades litológicas de este trabajo, a las cuales parte de ellos podrían pertenecer, como, por ejemplo, parece ser el caso al E. de Bragaña (1) (Hoja de Arzúa, 96/06-07).

No es raro observar un bandeo composicional muy nítido y muy regular, con capas (mm.-cm.) verdosas de anfíbol y capas -- blancas compuestas principalmente de plagioclasa (+ zoisita). Este bandeo parece ser de origen metamórfico, como se ve en algunos puntos donde da la impresión de que se desarrolla a partir -- de rocas granudas masivas con textura gabroidea, aflorando en -- cuerpos con carácter de "almendras" menos afectadas por la deformación.

Pueden incluir numerosos pequeños cuerpos alargados, orientados según la dirección de la esquistosidad, de rocas ultramáficas metamorfizadas y raramente de esquistos filitosos. Todos ellos son probablemente, lentejones tectónicos.

Las metabasitas se componen de clinoanfíbol y plagioclasa, aunque, en las anfíbolitas menos oscuras, se añaden casi siempre clorita, (una variedad microscópicamente incolora, muy parecida a la de las rocas ultramáficas), clinozoisita y zoisita, a menudo en -- cantidades considerables.

Minerales menos frecuentes y en cantidades subordinadas son mica incolora (¿paragonita?), cuarzo, uralita y zeolitas. Accesorios observados son opacos, esfena, rutilo y apatito.

El anfíbol suele tener un hábito prismático-tabulado, lo que contribuye al desarrollo de una buena foliación. Es principalmente incoloro en la región S. con caracteres ópticos que apuntan -- hacia una variedad tremolítica, y a menudo verde, verde-azulado o hasta marrón en el N. (hornblenda).

(1) X = 249.400 Y = 936.300

La plagioclasa en las zonas de más bajo grado de metamorfismo es albita, que a menudo queda restringida a una escasa masa intersticial entre agregados densos de zoisita de grano muy fino. En muestras menos retrogradadas el contenido en An puede alcanzar el de oligoclasa, estando en este caso menos transformada en zoisita o sericita.

Al igual que en la Unidad de Villa de Cruces, aumentan desde el S. hacia el N. los casos en que las muestras presentan un mayor grado de metamorfismo (o menor grado de retrometamorfismo), alcanzando la facies de las anfibolitas, mientras en el S. es regla que no rebasan las facies de los esquistos verdes.

La textura es variable, granulada palimpséstica en los tipos con aspecto de gabro, foliado-nematoblástica en la mayoría de los casos y a menudo algo milonitizada o filonitizada en zonas de contacto o de cizallas tardías.

Muestran una sola foliación, marcada por el anfíbol y el bandeo composicional.

Normalmente la deformación postcristalina es débil o está ausente y los micropliegues de la foliación están poligonizadas.

En las anfibolitas de aspecto gabroideo pueden observarse agregados compuestos de albita y zoisita, constituyendo pseudomorfosis de cristales idiomorfos de plagioclasa originalmente más básica.

En las variedades oscuras granatíferas, el anfíbol muestra microscópicamente una coloración más intensa (hornblenda verde o marrón). Aparte del granate, pueden hallarse en contados casos relictos de piroxeno incluidos en el hornblenda (Hoja de Golada 122/06-08). Para su significado petrológico consultar el apartado 3.2.1.2.4.2.

Composicionalmente las anfibolitas y flasergabros de la Unidad de la Sierra del Careón son gabros hornbléndicos, como se ve en la Fig. 8, en que se han proyectado proporciones normativas tomadas de las normas Rittmann de algunas muestras procedentes de las Hojas de Sobrado (71/06-06) y Arzúa (96/06-07).

1.2.4.2.3.- Correlación y edad.

La supuesta pertenencia a una secuencia ofiolítica de las serpentinitas, anfibolitas y flasergabros de la Unidad de la Sierra del Careón por una parte y las rocas principalmente metavolcánicas de la Unidad de Villa de Cruces por otra (ver apartado 1.2.4.3.) ofrece por el momento la única posibilidad de datar aquéllas, ya que no se dispone de ninguna datación radiométrica para rocas de la Unidad de la Sierra del Careón. Su edad más probable sería por lo tanto Silúrico-Devónico (ver apartado 1.2.4.1.4.).

1.2.4.3.- Sobre el posible carácter ofiolítico de las Unidades de Villa de Cruces y de la Sierra del Careón.

Las rocas de la Unidad de la Sierra del Careón y de la de Villa de Cruces constituyen un conjunto que tiene reminiscencias de una secuencia ofiolítica.

Las rocas ultramáficas podrían representar el Complejo ultramáfico de una típica secuencia ofiolítica (COLEMAN, 1977), las anfibolitas y flasergabros el Complejo gabroideo y las rocas de la Unidad de Villa de Cruces, por fin, el Complejo máfico volcánico, con sus rocas félsicas sódicas y metasedimentos asociados.

Falta aparentemente el Complejo del enjambre de diques máficos y tampoco se conocen los elementos tan típicos para un conjunto ofiolítico como estructuras almohadilladas en las metavulcanitas, cuerpos podiformes de cromita, "cherts" bandeados y rocas calcáreas. Sin embargo, en el Grupo de Moeche, en el borde externo SE. del Complejo de Cabo Ortegal, sí están presentes los últimos dos elementos (MARTINEZ GARCIA et al., 1975; van der MEER MOHR, 1975; FERNANDEZ POMPA et al., 1976).

Por eso, varios autores han sugerido la existencia de una serie con afinidades ofiolíticas en los bordes de los Complejos de Cabo Ortegal y de Ordenes (KONING, 1967; HUBREGTSE, 1973; MARTINEZ GARCIA et al., 1975; DEN TEX, 1978, 1980, 1981). Mientras para MARTINEZ GARCIA et al., se trata de una suite ofiolítica caledoniana removida durante la orogenia hercínica, para DEN TEX se trata de rocas ofiolíticas relacionadas con la abertura, en el Silúrico superior hasta Devónico, de pequeñas cuencas oceánicas alrededor de "microcratones", que no evolucionaron mucho y que se cerraron poco después ("océanos abortados").

Las irregularidades en la sucesión de las supuestas rocas ofiolíticas observadas en Galicia, que no es conforme con el esquema expuesto en la definición moderna de las ofiolitas (COLEMAN, 1977), podría explicarse por desmembramiento tectónico ("ofiolitas desmembradas" de DEN TEX, 1981; en prensa). Según DEN TEX las rocas del ya mencionado Grupo de Moeche, cuyo equivalente encontraríamos en la Unidad de Villa de Cruces, se aproximan a la facies de un talud continental, con carácter de "mélanges" (HSÜ, 1974) o olistostromos (MARTINEZ GARCIA et al., 1975). Se formarían surcos con pendientes muy pronunciadas y de dimensiones reducidas, situados en la proximidad a los "Complejos catazonales", que en esta época ya habían subido y que ya formaban parte de la corteza continental. Los componentes ofiolíticos indicarían el comienzo de la formación de una corteza y manto oceánicos (DEN TEX, 1980).

En el surco alrededor del Complejo de Ordenes se depositaron mezclas de arcillas arenosas, esquistos arcillosos negros, peder-nales, fragmentos de caliza de crinoides, rocas volcánicas bási-cas e intermedias, serpentinitas y rocas retrógradas del Complejo adyacente del basamento cristalino, que ahora constituyen el Grupo de Moeche.

Investigaciones geoquímicas realizadas sobre muestras de ser-pentinitas, anfibolitas y flasergabros de la Unidad de la Sierra del Careón procedentes de las Hojas de Sobrado (71/06-06) y Arzúa (96/06-07), sin embargo, indican que no se trata de típicos produc-tos de expansión de fondos oceánicos.

Las anfibolitas y flasergabros resultan ser rocas netamente calcoalcalinas, como se deduce de las Fig. 8 y 9, con un quimis-mo comparable al de melaandesitas o basaltos calcoalcalinos de un ambiente orogénico (Fig. 8), que típicamente se interpretan como los primeros fundidos originados a partir de una corteza oceánica en subducción. Las relaciones de elementos trazas apoyan también esta idea, especialmente las concentraciones de Ba y Sr muy supe-riores a las habituales en tholeiitas abisales y del mismo orden que en las rocas ligadas a arcos de islas.

Probablemente son restos de una corteza oceánica atípica, como se expondrá en el apartado de síntesis paleogeográfica (1.3.).

1.2.4.4.- Unidad de Sobrado-Mellid.

Abarca el Complejo de Sobrado, también llamado Complejo de Sobrado-Teijeiro, y el Complejo de Mellid, (Fig. 6). Pertenecen a los denominados "Complejos catazonales" de la "Zona periférica" del Complejo de Ordenes (DEN TEX, 1981; KUIJPER & ARPS, en prensa). Otros "Complejos catazonales" que formarían parte del Complejo de Ordenes serían: la masa de metabasitas situadas al E. de Santiago, el de Bazar/Agualada y el de la "Zona de Punta de Prado" (KUIJPER & ARPS, en prensa).

Son complejos caracterizados por una alta proporción de rocas ultramáficas y máficas metamorfozadas y la presencia generalizada de rocas catazonales en facies granulita o eclogita más o menos retrogradadas

Los Complejos de Sobrado y Mellid están completamente delimi-tados por contactos tectónicos. El de Sobrado se compone de un cuerpo principal de forma elíptica y algunas escamas situadas en el borde del Complejo de Ordenes, cerca de la masa principal. El Complejo de Mellid se compone de varios afloramientos aislados, algunos de los cuales poseen caracteres de (semi)ventanas tectó-nicas.

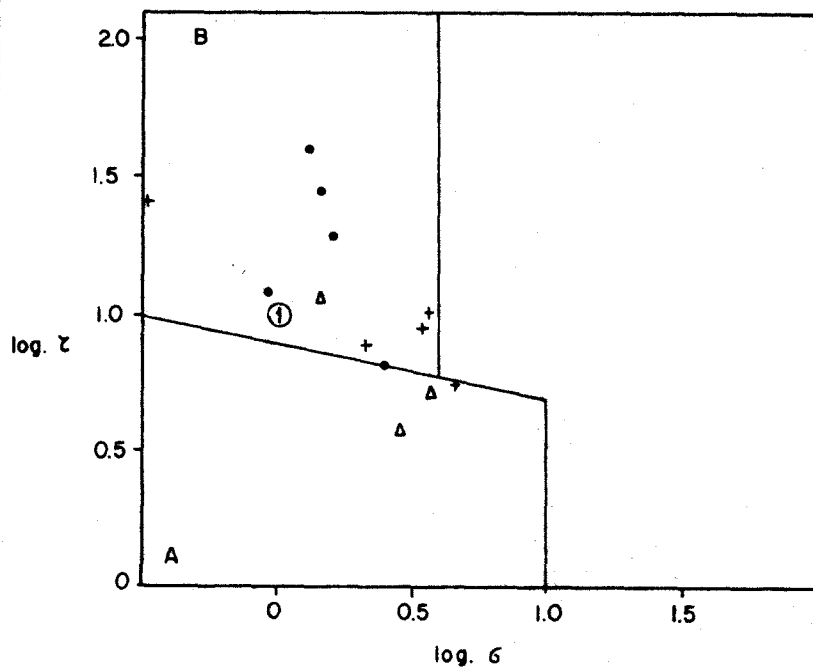


FIG. 9.- Proyección de las rocas básicas analizadas en el diagrama de GOTTINI. En ordenadas se representa el $\log.$ de $(Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$, en abcisas el $\log.$ $(K_2O + Na_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$. El campo A corresponde a lavas básicas de zonas no orogénicas. El campo B a lavas de zonas orogénicas. (1) Ioleita abisal (Kay, Hubbard y Gast, 1980).

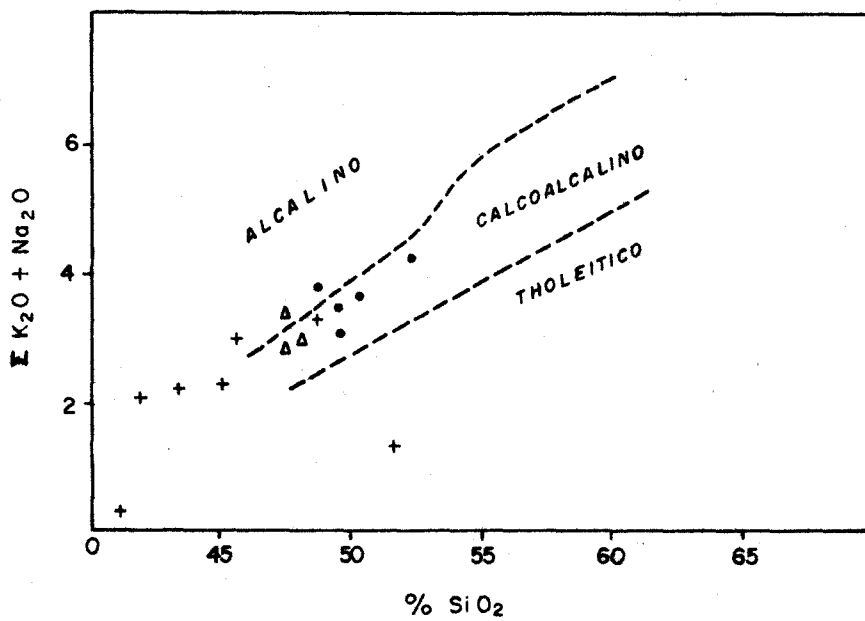


FIG. 10.- Diagrama $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ para las rocas básicas analizadas.

Conviene señalar que en la cartografía ha sido necesario simplificar considerablemente la representación de las subunidades de esta Unidad, siendo frecuente una interestratificación de las metabasitas y las rocas ultramáficas por una parte y de las metabasitas y gneises félsicos por otra.

También se han incluido en la presente unidad algunas escamas de metabasitas, a veces en facies granulita, encerradas entre los ortogneise glandulares de la Unidad de Betanzos-Arzúa y la Unidad de Villa de Cruces. Se trata de cuerpos de dimensiones muy reducidas en la Hoja de Golada (122/06-08), que no han encontrado representación en la cartografía de la presente Hoja, y de un cuerpo de dimensiones mayores, al NE. de Puente Ledesma (1) en la Hoja de La Estrada (121/05-08).

1.2.4.4.1.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.

Afloran en el núcleo del Complejo de Sobrado, aparentemente el de una antifirma, y en varios puntos dentro del Complejo de Mellid, ocupando una superficie considerable al E. de Mellid (2).

Están a menudo íntimamente asociadas a las metabasitas de la misma unidad y en la cartografía su representación ha sido fuertemente simplificada, especialmente en lo que atañe al Complejo de Mellid.

Son principalmente serpentinitas, con cantidades menores de talcoesquistos, esteatitas, clorititas, y rocas actinolíticas, que se hallan con preferencia en zonas muy tectonizadas (fallas, cabalgamientos).

Las serpentinitas y no solamente las de la Unidad de Sobrado-Mellid, sino también las demás de la presente Hoja, son de color negro a verde, mostrando una amplia gama de matices del último. Se presentan tanto en forma masiva como en forma bandeada y/o foliada.

Las variedades masivas suelen estar muy diaclasadas.. La meteorización penetra aprovechando las diaclasas y les confiere una patina blanco-grisáceo y causa a menudo un bandeo secundario, que no debe confundirse con el bandeo original.

Dan lugar a suelos de barros rojizos poco permeables y evitados por la agricultura. La roca viva aflora en estos suelos en forma de pequeñas rocas aisladas con formas irregulares, debido al ataque de los agentes de meteorización según diaclasas poco espaciadas.

En la mayoría de los casos se componen de gran cantidad de serpentinas. Han sido señaladas en la bibliografía (KUIJPER, 1981) antigorita, serpentina α y serpentina β . Otro constituyente tardío es la

(1) X = 554.300 Y = 4.738.400 (U.T.M.)

(2) X = 246.800 Y = 932.000

clorita, mientras los minerales más recientes resultan ser talco y carbonatos. Entre estos minerales productos de un retrometamorfismo muy avanzado, se encuentran en cantidades mayores o menores y a menudo con carácter de relictos, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíboles y muy raramente granate.

Entre los anfíboles se han observado hornblenda pargasítica, hornblenda cummingtonítica, hornblenda común marrón o verde, grammatita y tremolita. Accesorios son espinelas transparentes, magnetita y otros opacos, rutilo y apatito. Parte de las espinelas pueden estar presentes en cristales relativamente grandes, considerados como porfiroblastos resultantes de un metamorfismo catazonal (MAASKANT, 1970).

Interesante es el hallazgo en algunos puntos, dentro del Complejo de Mellid, de lentes con granate y anfíbol en una peridotita con espinela y pargasita (MAASKANT, 1970). El granate presenta bordes kelifíticos, compuestos de ortopiroxeno, anfíbol, espinela verde y algo de clinopiroxeno, mientras se han observado fenómenos de reacción entre el granate y el olivino.

En las variedades menos serpentinizadas, es posible observar texturas cataclásticas y blastomiloníticas, con (porfiro)clastos de olivino, piroxenos, anfíboles, espinela y granate en una matriz compuesta de los mismos minerales, más o menos recrystalizados y en parte transformados en clorita, serpentinas o talco. El grado de recrystalización de la matriz es variable, formándose a veces agregados lentiformes mono o poliminerales de grano más grueso que el del resto de la matriz, en los cuales la textura puede ser la de un mosaico de cristales poligonales. Los (porfiro)clastos de olivino, piroxenos y anfíboles muestran a menudo signos de deformación (extinción ondulante, lamelas de deformación, maclas y lamelas de exsolución torcidas).

No es raro observar una foliación, que puede estar marcada por los ya mencionados agregados lentiformes recrystalizados, concentraciones de espinela, espinelas alargadas, agregados de clorita, u opacos, láminas de carbonatos o serpentinas. Esta foliación puede moldearse alrededor de los (porfiro)clastos, dando pie en algunas ocasiones a texturas aparentemente fluidales.

El grado de serpentización relativamente bajo, las texturas cataclásticas, blastomiloníticas, fluidales o de recrystalización y la presencia de pargasita, granate o porfiroblastos de espinela, son posibles criterios para distinguir las ultramafitas de la Unidad de Sobrado-Mellid de la de fuera de ella.

Sin embargo, conviene señalar que los minerales y fenómenos arriba señalados se observan solamente en una parte restringida de las muestras estudiadas, las menos serpentinizadas. Su presencia, además, queda limitada casi exclusivamente al Complejo de Mellid. El tipo de peridotita con granate descrito por MAASKANT (1970), parece ser de existencia muy limitada y en muchos casos no es posible diferenciar entre las serpentinitas de la Unidad de Sobrado-Mellid y las de fuera, lo que puede plantear problemas cartográficos, especialmente en afloramientos aislados que no estén íntimamente relacionados con rocas con signos de haber sido afectadas por el metamorfismo catazonal, como ocurre en y alrededor del Complejo de Mellid.

Las proyecciones en el sistema Ol - Opx - Cpx, de las proporciones normativas calculadas a partir de análisis químicos de algunas muestras de ultramafitas de la presente subunidad (Fig. 7) indican una composición lherzolítica, en contraste con las afinidades más bien harzburgíticas de las ultramafitas de la Unidad de la Sierra del Careón.

En cuanto a su procedencia, se supone un origen en el manto superior en forma de pirolitas con granate o con piroxeno aluminico, que durante su ascensión a través del manto superior hacia la corteza inferior sufrieron una fusión parcial, originándose pequeñas cantidades de fundidos picríticos o piroxeníticos y dejando un residuo sólido de lherzolita con espinela (MAASKANT, 1970; DEN TEX, 1981).

El sistema roca total de las lherzolitas se hubiera cerrado a una edad de 477 ± 122 m.a., según dataciones absolutas a partir del sistema Rb-Sr, realizadas sobre lherzolitas comparables del Complejo de Cabo Ortegal (van CALSTEREN et. al., 1979). Sería también la edad de su emplazamiento en las rocas encajantes de la Unidad de Sobrado-Mellid (ver esquema de KUIJPER, 1981; KUIJPER & ARPS, en prensa).

1.2.4.4.2.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita.

Se trata de un conjunto de metabasitas normalmente oscuras, de aspecto muy variable, entre las cuales se han descrito eclogitas, granofelses, granulitas máficas, anfibolitas granatíferas, anfibolitas con epidota y metagabros. La heterogeneidad del conjunto es debida principalmente a los diferentes grados de deformación y retrogradación, variables incluso a la escala de afloramiento (KUIJPER & ARPS, en prensa).

Pueden aflorar en superficies continuas de considerable extensión, pero también en bandas o lentejones de espesores muy variados, que van desde algo más de 1 km. a decímetros, intercalados dentro de los gneises félsicos o rocas ultramáficas de la Unidad de Sobrado-Mellid. Derivan probablemente de sills o coladas; según KUIJPER & ARPS (en prensa) se emplazaron como rocas extrusivas o como intrusivas superficiales.

Se conocen también afloramientos puntuales de metabasitas de dimensiones muy reducidas, a veces no superiores a las de un bolo métrico, que han sido considerados como inclusiones dentro de los gneises félsicos, cuya esquistosidad las rodea.

En principio son rocas básicas que registraron un metamorfismo en facies granulita y que posteriormente fueron afectados por un complicado proceso de deformación y retrometamorfismo, dando lugar a una gran variedad de rocas.

Su petrografía y petrología han sido tratadas detalladamente por HUBREGTSE (1973 a,b) y KUIJPER (1979, 1981).

En la siguiente descripción petrográfica de la presente subunidad, seguiremos la clasificación de HUBREGTSE (1973 a), basada en las etapas de deformación y metamorfismo que se pueden reconocer en las metabasitas del Complejo de Mellid, ampliándola con un tipo (el tipo E). Conviene señalar que esta clasificación expresa una fuerte esquematización y que los tipos deben de ser considerados como idealizados, siendo corrientes los pasos graduales entre ellos. Su orden refleja esencialmente un progresivo descenso en la P y T del metamorfismo, o bien un progresivo grado de retrometamorfismo.

A.- Tipo granofélsico (pirigarnitas granofélsicas de MEHNERT, 1972)

Son rocas de grano medio a grueso, sin clara orientación preferente de sus minerales. Son de color gris verdoso y no es difícil reconocer a simple vista sus componentes principales: piroxeno diopsideo verde claro, granate rosáceo y plagioclasa blanquecina (25-45% An). Pueden contener además anfíbol marrón-verdáceo, zoisita y cuarzo, y como accesorios rutilo, esfena, apatito y opacos.

Su textura es granoblástica, inequigranular y poligonal.

Su paragénesis es esencialmente la de la subfacies (hornblenda -) clinopiroxeno - almandino de la facies granulita. (de WAARD, 1965), al igual que en el siguiente tipo.

B.- Tipo granoblástico.

Son pirigarnitas granoblásticas cuya mineralogía es fundamentalmente la del tipo A, pero están foliadas, debido a una fase de deformación, seguida de recristalización bajo condiciones de la arriba mencionada subfacies.

C.- Tipo blastomilonítico I.

Es un tipo fuertemente triturado, que se caracteriza por la presencia de porfiroclastos de granate y clinopiroxeno y numerosos poiquiloblastos de anfíbol verde pardo o marrón-verdoso, en una matriz recristalizada de grano muy fino, con plagioclasa (20-45% An), anfíbol verde-pardo, zoisita, cuarzo y ocasionalmente escapolita intersticial. La textura es blastomilonítica, con un bandeo mineralógico y textural y una foliación marcada por los poiquiloblastos de anfíbol. Su paragénesis es esencialmente la de la facies granulita con hornblenda.

Macroscópicamente son rocas masivas de grano muy fino, de tonalidades muy oscuras, bandeadas (mm.-cm.). Sobre el fondo oscuro de la roca se destacan numerosos pequeños granates violáceos (hasta 3 mm.).

D.- Tipo blastomilonítico II.

Este tipo registró claramente el metamorfismo retrógrado en facies de las anfibolitas, manifestándose en una acusada metablastesis de anfíbol. Una matriz completamente recristalizada, de grano muy fino a fino, compuesta de anfíbol, plagioclasa (20-40% An), cuarzo, titanita y epidota, rodea metablastos de tamaño mayor, de anfíbol pardo, verde o verde-azulado y clastos relictos de granate y piroxeno. Su textura es blastomilonítica. La paragénesis es esencialmente la de la facies anfibolítica. Macroscópicamente se parecen al tipo C.

E.- Un quinto tipo, no figurando en la clasificación de HUBREGTSE (1973 a), lo forman anfibolitas foliadas de grano fino a medio, compuestas de anfíbol marrón, verde o verde-azulado, plagioclasa (20-45% An) y algo de cuarzo y epidota/clinozoisita. No se observan relictos de clinopiroxeno o granate, ni porfiroclastos de anfíbol. Tienen textura equigranular, lepidonematoblástica, con una neta foliación, indicada por los anfíboles.

Son muy parecidas a anfibolitas relativamente oscuras no granatíferas, que en cantidades pequeñas se hallan en las anfibolitas de la Unidad de la Sierra del Careón y también a ciertas anfibolitas foliadas ligadas a los metagabros de la Unidad de Sobrado-Mellid.

Podrían constituir un tipo completamente retrogradado a la facies anfibolítica y fuertemente recrystalizado, en que han llegado a desaparecer por completo los minerales relictos de la facies granulita. Anfibolitas sin relictos de la facies granulita han sido descritos por KUIJPER (1981) en el Complejo de Sobrado.

Aunque su distribución se conoce mal, parecen aflorar con preferencia en zonas de contactos y es posible que las deformaciones más intensas en aquellas zonas, ligadas al emplazamiento de las unidades litotectónicas del Complejo de Ordenes, hayan favorecido su recrystalización y completa retrogradación a la facies anfibolítica. Otra posibilidad es que deriven de los metagabros generalmente poco deformados descritos en el apartado 1.2.4.4.4., representando su facies más deformada. Sin estudios más en detalle no es posible, de momento, resolver el problema que plantean.

La clasificación también es válida para las metabasitas del Complejo de Sobrado, aunque, de modo general, la blastomilonitización y recrystalización en la facies de granulita con hornblenda han sido menos intensas. Un tipo de anfibolita que no se ha descrito para el Complejo de Mellid tiene como característica un alto contenido en zoisita - β . Sus relictos de clinopiroxeno, granate y hornblenda marrón indican que fueron afectados por el metamorfismo en facies granulita, al igual que sus rocas encajantes (KUIJPER, 1981).

Un elemento interesante de la subunidad de las metabasitas del Complejo de Sobrado lo constituyen las eclogitas. Han sido encontradas en afloramientos aislados y dispersos. Se componen principalmente de porfiroblastos o porfiroclastos de clinopiroxeno y granate y tienen como accesorios cuarzo, zoisita - α , rutilo y distena. Su textura suele ser granuda, sin o con una foliación débil, pero puede localmente ser blastomilonítica (KUIJPER, 1979, 1981).

Muestran fenómenos de transición a los granofelses (facies granulita), de los que los más significativos son simplectitas de clinopiroxeno diopsídico-plagioclasa que sustituyen al clinopiroxeno original. KUIJPER considera las eclogitas como relictos de un metamorfismo anterior al de la facies granulita e interpreta las arriba mencionadas simplectitas como una exolución del piroxeno onfacítico de la eclogita, inducida por las condiciones reinantes durante la facies granulita.

Por fin, hay que señalar que el proceso del retrometamorfismo no se terminó en la facies anfibolítica, sino que continuó hasta la facies de los esquistos verdes, como testimonia la formación generalizada, pero de intensidad muy variable, en todos los tipos de metabasitas, arriba mencionadas, de minerales tardíos, como epidota/

clinozoisita, clorita, albita o anfíbol verde azulado o incoloro de tipo actinolítico-tremolítico.

Se dispone de varios análisis químicos de metabasitas de la Unidad de Sobrado-Mellid.

HUBREGTSE (1973 a) presentó los resultados de 20 análisis de muestras procedentes del Complejo de Mellid, calculando las normas CIPW para 10 de ellas. Tienen mayoritariamente una composición olivino-tholeítica. En todas las normas figura el olivino y solamente tres de ellas indican afinidades con alcalibasaltos olivínicos, con nefelina normativa.

En el marco de la realización del presente trabajo, se analizaron 7 muestras de metabasitas de los Complejos de Sobrado y Mellid. Seis de ellas contienen olivino normativo, en cuatro casos acompañado de feldespatoide normativo y en ninguna de las normas figura el cuarzo. En el diagrama Pl-Px-Hbl, los análisis caen en el campo de los metagabros hornbléndicos (Fig. 8).

Los análisis de 9 muestras de metabasitas del Complejo de Sobrado revelan que 7 contienen olivino catanormativo y 2 cuarzo catanormativo (KUIJPER, 1979). Según este autor, su composición en elementos mayores es comparable con la de las metabasitas del Complejo de Mellid y del Complejo de Cabo Ortegá, Las metabasitas del último complejo han sido estudiadas, desde el punto de vista geoquímico, por van CALSTEREN (1978), quien llega a la conclusión de que es posible reconocer dos grupos. Las granulitas máficas y las eclogitas del complejo tienen las características geoquímicas de tholeitas continentales con cuarzo normativo, mientras los metagabros y anfibolitas del Paleozoico inferior tienen afinidades con tholeitas con olivino normativo de islas oceánicas o penachos mantélicos ("mantle-plume").

En cuanto a sus normas, las metabasitas de la presente unidad se pueden comparar con el último grupo reconocible en el Complejo de Cabo Ortegá (ver también las figuras 17 y 18 de KUIJPER, 1979).

En cuanto a la edad de las metabasitas, KUIJPER (1979) ha presentado una estimación de los límites entre los cuales se situaría su emplazamiento, usando los datos del sistema U-Pb/roca total de 5 muestras del Complejo de Sobrado y 2 del Complejo de Cabo Ortegá. Estos límites son 1000 y 1500 m. a. y el mismo autor sugiere que podrían correlacionarse con los basaltos continentales de meseta helikienses de Canadá, con edades de 1200 a 1400 m. a. aunque, como acabamos de ver, sus características geoquímicas no son exactamente las de típicas tholeitas continentales con cuarzo normativo.

1.2.4.4.3.- Gneises félsicos de origen sedimentario y/o volcánico.

Son gneises esquistosos de grano fino a medio, generalmente de tonalidades claras y fuertemente alterados. A menudo se observan un bandeo composicional y algunos pequeños porfiroclastos glandulares de feldespato dispersos, que en ciertos niveles pueden llegar a ser tan numerosos y vistosos que la roca debe de clasificarse como un gneis glandular. Estos gneises glandulares, en los que las glándulas pueden alcanzar varios cm. de largo, se parecen mucho a los ortogneises glandulares de la Unidad de Betanzos-Arzúa, p.e. en Abajo (1).

Los contactos con los ortogneises glandulares son por lo general difícil de precisar, debido a la aparente transición gradual que existe entre los dos tipos de roca. Pueden estar mezclados con las metabasitas de la misma unidad, por ejemplo al N. de Belmil (2), donde alternan los dos tipos de roca en forma de cuerpos estratiformes de poca potencia, con contactos aparentemente atectónicos. Otros ejemplos se hallan en el S. del Complejo de Sobrado (Fig. 6), donde afloran las metabasitas en forma de capas plegadas dentro de los gneises félsicos. Dentro del gneis félsico se hallan también afloramientos de dimensiones muy reducidas, a veces no superiores a un bolo aislado de apenas algunos metros de diámetro, de granofelses máficos o de rocas gabroideas en facies granulita ("globulitos" de HUBREGTSE, 1973 a).

Se componen principalmente de cuarzo, plagioclasa (20-35% An), biotita y granate, siendo menos frecuente distena y moscovita y raro feldespato potásico.

Accesorios son rutilo, opacos, circón, turmalina, apatito, esfena, zoisita - β y ortita. Minerales tardíos son clorita, saussurita, epidota/clinozoisita y feldespato potásico en vetillas.

Aunque las rocas son fundamentales equigranulares, se observan casi siempre algunos porfiroclastos, indicando que la roca original era generalmente porfídica o de grano considerablemente más grueso que el gneis actual. Estos porfiroclastos pueden constituir los feldespatos, granate o distena, resaltando en menor o mayor grado de la matriz recristalizada, en que por regla general vuelven a encontrarse estos minerales, pero como una generación posterior. La deformación de los clastos puede ser fuerte, manifestándose en cristales rotos o torcidos.

Los porfiroclastos de distena pueden incluir cuarzo, biotita, granate idiomorfo y rutilo, los de granate, biotita, plagioclasa, cuarzo y rutilo, y los de plagioclasa distena casi acicular. La distena muestra una fuerte tendencia a ser sustituida por sericita, que forma agregados pseudomorfo. El granate se transforma en biotita, moscovita o clorita (+ cuarzo + plagioclasa), mostrando la mis-

(1) X = 240.800 Y = 924.700

(2) X = 241.800 Y = 926.400

ma inestabilidad que en los ortogneises glandulares.

En la matriz se observa una esquistosidad marcada por las micas, distenas de segunda generación, agregados alargados de feldespato (+ biotita) y láminas de cuarzo. No es raro que estas láminas se compongan de una o algunas hiladas de cuarzo rectangular y alargado según la lámina, típicas para granulitas félsicas (cuarzo en -- "ladrillo"). La esquistosidad y el bandeado se moldean alrededor de los porfiroclastos. La deformación de los minerales en la matriz es ligera.

Su composición química es bastante variable y es solamente en parte francamente compatible con la de sedimentos semi-pelíticos o grauváquicos (HUBREGTSE, 1973 a), lo que no es óbice para suponer un origen paraderivado de los gneises félsicos. Parte de ellos sin embargo, podría derivar de ortogneises, dada la semejanza entre los gneises félsicos, especialmente las variedades glandulares, y los ortogneises blastomiloníticos, que no solamente se manifiesta en el campo, sino también al microscopio. Los datos químicos no son incompatibles con esta suposición, ya que existe un claro solape de los valores normativos Qz-Or-Ab-An de los gneises félsicos y de los ortogneises glandulares (ver Fig. 15 en KUIJPER, 1979). Especialmente las composiciones químicas de los gneises félsicos sin distena se desvian poco de las de los ortogneises glandulares, como se ve en el trabajo de HUBREGTSE (1973 a).

Respecto a la edad de los gneises félsicos, es difícil pronunciarse y las siguientes observaciones son de carácter claramente conjetural.

Admitiendo un origen sedimentario de los gneises, suponiendo además la existencia de una relación genética entre ellos y los gneises glandulares y tomando en cuenta los datos del sistema Rb-Sr/roca total de 20 muestras de gneises félsicos del Complejo de Sobrado, KUIJPER, (1979) estima que su sedimentación es posterior a -- 1.500 m.a.

La relación genética entre los gneises félsicos y los ortogneises glandulares consistiría en que de aquéllos se hubieran originado, mediante un proceso de fusión parcial, el magma del precursor de éstos (ver apartado 3.2.1.2.4.3.3.) La génesis de este magma se sitúa alrededor de 480 m.a. (KUIJPER, 1979), lo que daría la edad mínima para los gneises félsicos.

Las metabasitas que se encuentran a veces íntimamente mezcladas con los gneises félsicos, intercalándolos, podrían restringir más aún los límites de edad de éstos. Las metabasitas se hubieran

emplazado en forma de sills o coladas, entre 1.000 y 1.500 m.a. (KUIJPER, 1979), lo que situaría también la edad de los materiales que posteriormente se transformaron en los gneises félsicos entre estas cifras, y si resultaría válida la correlación de las metabasitas con los basaltos continentales de meseta helikienses de Canadá oriental (1200-1400 m.a., ver apartado 1.2.4.4.2.), sus límites quedarían definidos entre 1200 y 1500 m.a. (Proterozoico inferior).

1.2.4.4.4.- Metagabros.

En esta subunidad litoestratigráfica se han colocado las rocas gabroideas o dioríticas que afloran en pequeños cuerpos más o menos circulares, cortando las demás unidades de la Unidad de Sobrado-Mellid.

Se trata de un conjunto heterógeno de rocas gabroideas o dioríticas, tanto en facies granulita como en facies anfibolítica, en que por lo general es fácil reconocer la textura original ofítica o subofítica, pero que localmente pueden estar fuertemente deformadas, observándose pasos de rocas con aspecto de gabro a anfibolitas con estructura "flaser".

Estos pequeños cuerpos con carácter de "stocks" se presentan tanto en las metabasitas como en los gneises félsicos del Complejo de Sobrado.

Es posible distinguir dos tipos principales:

- A) Metagabros olivínicos, con textura subofítica, formados por plagioclasa (55-65% An), dialaga (a menudo con estructura "schiller"), olivino, hornblenda pargasítica, ortopiroxeno y minerales accesorios (hornblenda común, opacos, clorita, epidota). Alrededor del olivino es posible observar coronas, compuestas de zonas concéntricas, que constan, de dentro - hacia fuera, de ortopiroxeno, pargasita y hornblenda común y en otras ocasiones de dialaga y hornblenda común. Pueden, además contener espinela.
- B) Metagabros sin olivino. Tienen textura ofítica y sus minerales principales son plagioclasa (25-40% An), ortopiroxeno, - clinopiroxeno, transformado en parte en hornblenda pargasítica marrón o hornblenda verde, y granate. Accesorios son rutilo y minerales de retrogradación: biotita, saussurita, actinolita, clorita, clinozoisita/epidota y zoisita. Son típicas las coronas de granates entre la plagioclasa y el clinopiroxeno o alrededor de agregados policristalinos de

anfíbol + piroxeno. Los tipos en que las coronas están muy desarrolladas han sido descritos como coronitas (PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN, 1981). El granate indica que han registrado un metamorfismo en facies granulita.

Un afloramiento puntual de metagabro en facies granulita, con la paragénesis andesina + clinopiroxeno + granate + anfíbol y las coronas arriba mencionadas, se encuentra en la escama tectónica al NE. de Puente-Ledesma (1). Constituye el único indicio conocido para deducir que las rocas de esta escama han sido afectadas por el metamorfismo en facies granulita.

Los metagabros muestran localmente estructuras "flaser", pudiendo pasar a anfibolitas foliadas del tipo E de las metabasitas (ver apartado 1.2.4.4.2.) y es probable que gran parte de las últimas, o incluso todas, deriven de los metagabros.

A la presente subunidad parecen también pertenecer los metagabros en afloramientos puntuales, a veces en forma de una sola bola aislada, que se hallan dentro de los gneises félsicos del Complejo de Mellid.

Se componen principalmente de clinopiroxeno verdoso rico en jadeita (hasta 25% de su peso), granate rosáceo y plagioclasa blanquecina (25-30% An), con cantidades menores de anfíbol y rutilo como accesorios. Su paragénesis es la de la facies granulita. Su composición es aproximadamente la de basaltos ricos en aluminio, de afinidades olivino-tholeíticas (HUBREGTSE, 1973 a).

Pueden parecerse mucho a las inclusiones de granofels en los gneises félsicos del Complejo de Sobrado, pero HUBREGTSE señaló fenómenos de migmatización en los gneises félsicos encajantes, en los alrededores inmediatos de los metagabros, y otros de asimilación. Interpretó las inclusiones como intrusiones gabroicas en forma de goterones, comparables a los globulitos de BERTHELSEN (1970).

Cabe pensar que todas estas rocas son manifestación de un mismo plutonismo básico, según KUIJPER (1981), ligado a la fusión parcial de diapiros secundarios de lherzolita, extendiéndose en el tiempo desde pre-facies granulita con hornblenda hasta la facies anfibolítica (fases de metamorfismo M_2 y M_3 en KUIJPER). Ya que a estas fases de metamorfismo se les asigna una edad aproximada de 480 m.a. y 310 m.a. respectivamente (KUIJPER, 1979), la edad de los precursores magmáticos de los metagabros se situaría entre estos valores. Es probable que sean comparables con los metagabros de la Unidad de Betanzos-Arzúa (ver apartado 1.2.4.5.6.) y los gabros del gran cuerpo de Monte Castelo (Hoja de Santiago, 7/01-02), todos por lo general poco deformados, salvo localmente.

No se descarta la posibilidad de que a este periodo de magmatismo básico pertenezcan también las rocas de aspecto gabroideo de la Unidad de la Sierra del Careón (apartado 1.2.4.2.2.) y las anfibolitas

(1) X = 554.300 Y = 4.738.400 (U.T.M.)

con estructura "flaser" de la Unidad de Lalín (apartado 1.2.3.3.).

1.2.4.5.- Unidad de Betanzos-Arzúa.

Esta unidad, que representa aproximadamente el 25% de la superficie de la Hoja, ocupa la parte noroccidental de la misma y está formando la parte central del Complejo de Ordenes.

Se encuentra constituida fundamentalmente por los metasedimentos de la subunidad de los Esquistos de Ordenes, de origen detrítico y arcilloso y metamorfizados durante la Orogenia hercínica.

Intruyendo a estos materiales existen unas rocas plutónicas graníticas, que en general se encuentran afectadas de forma variable por la deformación y el metamorfismo regional (ortogneises glandulares y Macizos de La Coruña y Espenuca).

Principalmente en el borde SO. se encuentran unas metabasitas esencialmente en facies anfibolita. Las metabasitas afloran en algunos cuerpos de dimensiones mayores y en numerosas capas o diques intercalados de modo aparentemente concordante en los metasedimentos de la presente unidad.

En la periferia de la Unidad de Betanzos-Arzúa se sitúa un grupo de "Complejos catazonales".

Los Esquistos de Ordenes, denominación de PARGA PONDAL, seguida posteriormente por la escuela de Leiden, han sido estudiados durante la ejecución de la cartografía a escala 1:50.000 del Proyecto MAGNA, principalmente en las Hojas de La Coruña (21/05-04), Betanzos -- (45/05-05), Ordenes (70/05-06), El Pino (95/05-07) y Arzúa (96/06-07).

El recubrimiento casi constante, unido a la mala calidad de los afloramientos y la intensidad del metamorfismo, impiden establecer una secuencia más o menos completa, obteniéndose únicamente secuencias parciales que no permiten construir una columna de carácter general. Por ello, hay que recurrir a una zona fuera de la Hoja, pero muy próxima a ella, en las inmediaciones de Sada (1), en la costa, donde puede observarse un corte que resuelve parte de los problemas estratigráficos y estructurales de la subunidad de los Esquistos de Ordenes.

En ese corte y según MONTESERIN LOPEZ et. al. (1975), autores de la Hoja de La Coruña (21/05-04), la subunidad presente una potencia mínima de 2 a 3.000 m., con alternancia rítmica de pelitas y grauwacas, a veces líticas, en bancos de hasta 2 m.

Hacia el techo existen bancos métricos de conglomerados y algunas veces vulcanitas ácidas.

(1) X = 229.600 Y = 981.500

También es característica la existencia de pequeños lentejones de anfibolitas posiblemente derivadas de niveles margosos.

Citan a continuación y como características también esenciales, granoclasificaciones sistemáticas y numerosas estructuras que permiten conocer la polaridad estratigráfica así como la existencia a lo largo de toda la serie de diques de doleritas transformadas en anfibolitas masivas.

La base de la subunidad es más pelítica, con un nivel guía de ftanitas y esquistos grafitosos de 10 a 20 m. de potencia.

Ya dentro de la Hoja, todos los materiales de esta serie presentan una fuerte esquistosidad de flujo hercínico que suele estar crenulada por otra posterior.

No se pueden deducir estructuras de Fase 1 como el pliegue tumbado observable en la zona de Sada, puesto que la estratificación sedimentaria y la S_1 se encuentran obliteradas por la esquistosidad de Fase 2 hercínica, que da origen a las estructuras cartografiadas dentro de la unidad.

La edad de la formación es dudosa, no habiéndose encontrado restos fósiles que faciliten su datación. Sin embargo y debido a la similitud de los Esquistos de Ordenes con los esquistos de Lagoa que han sido datados con Acriarcos como de edad " Cámbrico superior hasta Ordovícico inferior " y además su similitud de facies con series similares del Precámbrico alto de la Península (Complejo esquisto-grauváquico, Serie de Villalba y Pizarras de Narcea), se les atribuye una edad que va desde un Precámbrico alto hasta el Ordovícico.

Para su estudio los materiales pueden dividirse en:

- Esquistos de Ordenes. Esquistos, metagrauvas y paragneises.
- Filitas verdes.
- Esquistos grafitosos.
- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita.
- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.

1.2.4.5.1.- Esquistos de Ordenes. Esquistos, metagrauvas y paragneises.

Se trata de materiales bastante monótonos desde el punto de vista cartográfico, y muy homogéneos desde el petrológico. Estas caracte

terísticas se deben a que son rocas fuertemente foliadas a causa de la esquistosidad de flujo hercínica que las afecta.

Proviene probablemente, de sedimentos litológicamente diversos de naturaleza de grauváquica a pelítica.

Fundamentalmente son esquistos, metagrauvas y paragneises, afectados por un metamorfismo regional de grado intermedio, que localmente puede llegar a ser de alto o bajo grado.

El efecto de ese metamorfismo regional es un predominio de las filitas y los esquistos (a veces fuertemente cuarcíticos), a veces micacitas, esquistos anfibólicos y de paragneises (esquistos feldespáticos).

Existen otras intercalaciones más esporádicas, como son las correspondientes a metacuarcitas, a esquistos grafitosos y a unas rocas masivas muy compactas claramente lentejonares, de composición cuarzo-feldespática.

A pesar de ser unas rocas muy monótonas, se diferencian los siguientes tipos de materiales por las asociaciones minerales y las texturas:

- Esquistos y filitas.
- Metagrauvas y paragneises.
- Esquistos anfibólicos (paraanfibilitas).
- Esquistos verdes y esquistos grafitosos (que en realidad deberían de incluirse dentro del primer tipo, pero que por niveles diferenciados dentro de la Hoja se describen posteriormente, aún participando de las características generales del grupo).

Los esquistos suelen ser rocas generalmente muy cuarcíticas con frecuentes lechos de cuarzo de exudación asociada a los cuales, existe a veces una recristalización importante de clorita y biotita.

Son de zonas de metamorfismo más alto que las filitas y están sobrepasando siempre la isograda de la biotita.

Las asociaciones más características son: cuarzo + moscovita + biotita + clorita + granate + plagioclasa y como accesorios, turmalina, circón, rutilo, apatito, opacos, esfena y epidota-clinozoisita.

Las filitas suelen ser también cuarcíferas, frecuentemente con un bandeado debido a la presencia de niveles cuarcíticos granoblásticos.

Son de zonas de metamorfismo más bajo que los esquistos (zonas de clorita y biotita), diferenciándose de éstos por el menor grado de recristalización que presentan. Las paragénesis más frecuentes son: cuarzo + clorita + moscovita (sericita) + biotita + granate + albита + feldespato potásico, siendo accesorios, turmalina, circón, esfena, apatito, opacos, grafito y minerales del grupo epidota-clinozoisita.

Las metagrauvacas y paragneises son materiales de composición grauváquica con cantidad variable de feldespatos, siendo el grado de recristalización quien los diferencia entre sí.

Las metagrauvacas corresponden a zonas de menor grado, mientras que los paragneises han sufrido un metamorfismo más elevado.

Ciertos tipos de paragneises no tienen esquistosidad, presentan grano fino y son de aspecto masivo.

La composición mineralógica es similar en los tres tipos de materiales, y a su vez semejante a la de los esquistos, aunque estos últimos tienen menor proporción de feldespatos y de cuarzo.

Paragénesis más típicas en las metagrauvacas y en los paragneises son: cuarzo + plagioclasa + moscovita + clorita + biotita + granate + feldespato potásico. Y de accesorios: circón, opacos, apatito, turmalina, esfena y epidota-clinozoisita.

En las metagrauvacas la plagioclasa tiene caracteres detríticos, mientras que en los paragneises está totalmente recristalizada.

Predominan en los paragneises las paragénesis sin moscovita, con feldespato potásico frecuente.

Las asociaciones más típicas de los paragneises de aspecto masivo son: cuarzo + biotita + plagioclasa + feldespato potásico + moscovita + clorita + granate + turmalina. Y accesorios: opacos, circón, rutilo, oligisto y minerales del grupo de la epidota-clinozoisita.

1.2.4.5.2.- Filitas verdes.

Corresponden a uno o varios niveles de esquistos a veces laminados, de un color verde muy típico. El color puede variar de suave a fuerte.

Presentan grano fino y bajo grado de metamorfismo (epizona), y tienen mucha clorita, a la que deben su color verde.

Suelen ocupar zonas de resalte y dibujan una sinforma de Fase 2 en el centro de la unidad.

La potencia oscila de los 10 m. a los 50 m., aunque pudieran presentar mayor espesor, ya que la mala calidad de los afloramientos no permite la observación completa del tramo.

Suelen aparecer además, unos niveles más detríticos (grauváquicos) también verdosos, en tránsito gradual con los anteriores más finos.

Mineralógicamente los esquistos presentan gran contenido en cuarzo y son ricos en clorita y moscovita.

Como accesorios tienen óxido de hierro, calcita, apatito, turmalina, zircón y biotita.

1.2.4.5.3.- Esquistos grafitosos.

Existen, a lo largo de toda la superficie que ocupa la Unidad de Betanzos-Arzúa en esta Hoja, pequeños afloramientos de esquistos grafitosos y algunas cuarcitas grafitosas en la parte N.

La potencia de los mismos no debe superar a los 10 m. y aparentemente se encuentran concordantes con la esquistosidad regional.

En la composición de estos materiales es característica la presencia de materia orgánica sin rastros de organismos, lo que parece indicar episodios reductores durante la diagénesis.

No parece existir una correspondencia estricta con los niveles cuarcíticos grafitosos que MATTE & CAPDEVILA (1978) localizan en el corte de la costa.

1.2.4.5.4.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita.

Se trata de una subunidad litoestratigráfica más bien inhomogénea, compuesta de rocas básicas metamorfizadas, entre las cuales han sido descritas plagiopirigarnitas con hornblenda, anfibolitas granatíferas, anfibolitas con epidota, esquistos anfibolíticos y esquistos verdes.

Afloran en numerosas capas o diques, tanto en los Esquistos de Ordenes como en los ortogneises glandulares y además en tres

Cuerpos de dimensiones mayores (al E. de Santiago, en el Monte de las Minas (1) y en Rodeiro (2)). Las potencias mínimas de las capas o diques son de unos 40 cm., mientras su potencia máxima es difícil de precisar, ya que pueden pasar a los cuerpos más grandes, pero no suele sobrepasar los 10 m.

Son evidentemente concordantes con los metasedimentos encajantes y, aunque las malas condiciones de afloramiento impiden a menudo que se vean, los contactos con estos parecen principalmente de índole no tectónica (intrusivos o normales), como p.e. se observa en los afloramientos artificiales que nos ofrece la mina a cielo abierto de Arinteiro (3).

Donde el contacto de la presente subunidad coincide con el borde del Complejo de Ordenes, se ha desarrollado una zona estrecha (entre 2 y 20 m.) de metabasitas fuertemente milonitizadas -- (ver también van ZUUREN, 1969); en esta zona cabalgan sobre los esquistos cloríticos con albita de la Unidad de Santiago.

Los afloramientos en los ortogneises glandulares tienen mayoritariamente carácter de diques. Parecen siempre ser paralelos a la foliación principal del ortogneis. En algunos casos se ha conservado la textura ofítica, característica de doleritas.

Faltan claros fenómenos de metamorfismo de contacto y solamente existen indicaciones vagas para su existencia, como una posible migmatización de contacto incipiente (vetillas de cuarzo + algo de feldespato y biotita) y el hallazgo de andalucita en los Esquistos de Ordenes próximo a las anfibolitas.

Para la gran mayoría de las metabasitas se supone un origen ortoderivado.

La mayoría de las anfibolitas que se encuentran dentro de los gneises glandulares representan diques, mientras que las que se intercalan en los Esquistos de Ordenes derivarían de "sills", diques o coladas. Parece que, en algunos casos, las anfibolitas que aparecen dentro de los gneises glandulares fuesen enclaves de las que intercalan los Esquistos de Ordenes, pero se trata siempre de cuerpos de dimensiones muy reducidas (décimétricas).

- | | | |
|-----|-------------|-------------|
| (1) | X = 220.500 | Y = 931.200 |
| (2) | X = 238.800 | Y = 963.700 |
| (3) | X = 222.000 | Y = 929.000 |

Los esquistos anfibolíticos con cuarzo y biotita, podrían ser paraanfibolitas.

Macroscópicamente muestran un aspecto muy variable. Predominan las anfibolitas de grano fino o medio, con una foliación y lineación débiles, pero no son raras las formas masivas.

Las anfibolitas del gran cuerpo al E. de Santiago ofrecen a menudo un bandeo a escala de 1 mm. a 10 cm. El bandeo, de origen desconocido, puede consistir en una alternancia de capas y láminas con respectivamente hornblenda + granate + plagioclasa (+ clinopiroxeno) y plagioclasa + clinopiroxeno + clinozoisita (+ granate + hornblenda) (van ZUUREN, 1969).

Se observan igualmente lentes y capas compuestos principalmente de plagioclasa (andesina ácida), con cantidades menores de clinopiroxeno, epidota, escapolita, calcita y anfíbol. Van ZUUREN (1969) los interpreta como fenómenos de una incipiente migmatización, ligados a un metamorfismo anterior al metamorfismo hercínico principal.

La coloración es a base de matices de gris oscuro. A simple vista se reconocen anfíbol y plagioclasa. La presencia de granate es corriente en los cuerpos más grandes, pero, debido a su escasa --vistosidad, escapa fácilmente a la atención del observador. Aparece como cristales de color rojizo pálido y apagado, subidiomorfos o xenomorfos y fuertemente poiquiloblásticos.

Al microscopio, las metabasitas revelan tener texturas muy variadas, habiéndose observado texturas granoblásticas, aparentemente sin orientación preferente de los minerales, texturas nematoblásticas y texturas foliadas, con todas las transiciones entre estos tipos. Todas las metabasitas cuentan entre sus minerales principales anfíbol y plagioclasa (oligoclasa-andesina), a los cuales pueden añadirse cuarzo, biotita, epidota, granate y esporádicamente piroxeno (parte SO. de la subunidad).

El anfíbol es hornblenda verde o verde azulado, salvo en las plagiopirigarnitas, que a continuación se describirán. El clinopiroxeno es de un tipo diopídico, incoloro o de un verde muy claro. Tiene normalmente carácter de relictos guarecidos de una completa anfibolitización. El granate es de color rosáceo y contiene por lo general numerosas inclusiones de plagioclasa y esfena.

Accesorios observados son apatito, opacos, esfena, zircón y hematites.

La gran mayoría de las metabasitas la constituyen las anfibolitas en facies anfibolita.

Merecen especial mención las variedades en facies granulita, - caracterizadas por la presencia, en la misma roca, de granate y piroxeno junto a plagioclasa. Son las plagiopirigarnitas con hornblenda descritas por van ZUUREN (1969). Solamente han sido encontradas muy localmente en el cuerpo al E. de Santiago.

En las plagiopirigarnitas el anfíbol se presenta en dos generaciones. La primera, probablemente perteneciente a la paragénesis de la facies granulita, tiene la n_y pardo verdoso. La segunda es verde azulado y es la que sustituye al piroxeno. Marca la retrogradación a la facies anfibolítica. El granate es rosáceo y tiene muchas inclusiones de piroxeno, esfena, cuarzo y a veces hornblenda pardo-verdosa. Puede mostrar formas en atolón, con los núcleos rellenos de plagioclasa y esfena (van ZUUREN, 1969).

Todas las metabasitas metamorfizadas en facies granulita y/o facies anfibolita, se ven afectadas por retrometamorfismo en facies de esquistos verdes de intensidad variable, resultando la formación de zoisita, clinozoisita/epidota secundaria, saussurita, sericita, clorita, cuarzo secundario, leucoxeno y anfíbol incoloro. Localmente, en zonas de fallas, las anfibolitas pueden estar transformadas en rocas verdes, compuestas de epidota, hornblenda verde-azulada, con bordes incoloros, clorita, cuarzo, moscovita, esfena y zoisita (van ZUUREN, 1969).

Las metabasitas son, por lo menos en parte, posteriores a los ortogneises glandulares, cuya edad se estima en 450 m.a. (KUIJPER, 1979, 1981), ya que son intrusivas en éstos. Por otra parte, por lo menos en algunos cuerpos las metabasitas han sido afectadas por el metamorfismo en facies granulita, cuyo fin se sitúa a 350 m.a. aproximadamente (KUIJPER, 1979). La edad de las metabasitas quedaría así limitada entre 450 y 350 m.a. (Ordovícico superior-Devónico superior), pero, ya que no todas necesitan haber sido generadas en la misma época (constituyen un conjunto heterogéneo y geográficamente disperso), podrían ser mucho más antiguas las que intercalan los Esquistos de Ordenes de supuesta edad Precámbrico-Ordovícico y más recientes las que están presentes en el ortogneis glandular y que no poseen ninguna indicación para deducir que hubieran sido afectadas por el metamorfismo en facies granulita.

En cualquier caso, tienen que ser anteriores al metamorfismo hercínico principal, cuya edad sería de unos 300 m.a. (KUIJPER, 1979, 1981).

1.2.4.5.5.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.

Se trata únicamente de un lentejón de dimensiones muy reducidas (aproximad. 400 x 150 m.) de una peridotita con anfíbol y espinela situado en el pueblo de Arines (1), dentro del gran cuerpo de metabasitas al E. de Santiago (Hoja de El Pino, 95/05-07). Descripciones detalladas se encuentran en van ZUUREN (1969) y MAASKANT (1970).

Los minerales principales son porfiroclastos de olivino, con inclusiones de espinela verde e ilmenita, anfíbol incoloro o verde claro, con carácter de hornblenda común y ortopiroxeno incoloro o rosáceo. Accesorios son zircón, rutilo (?), hematites, espinela, verde, e ilmenita rica en Mg. El anfíbol y piroxeno son ricos en espinela de exsolución.

En lo concerniente a su quimismo, se parece a una wehrlita metamórfica y recristalizada, en que el clinopiroxeno aluminico y titanífero fue sustituido por hornblenda común, espinela rica en aluminio e ilmenita (MAASKANT, 1970).

No existen argumentos claros para deducir si la roca ha sido afectada por metamorfismos en facies granulita, los cuales sí -- existen localmente en las metabasitas encajantes.

1.2.4.5.6.- Metagabros.

Se trata de rocas gabroideas que afloran en pequeños cuerpos aislados, a la manera de los metagabros de la Unidad de Sobrado-Mellid, con las cuales tienen mucha semejanza. Al igual que éstos, aparecen generalmente sin foliación, pero localmente pueden estar fuertemente deformados, desarrollándose tipos foliados, a veces bandeados y otros con estructura "flaser".

Se han observado dentro de los ortogneises glandulares, de los Esquistos de Ordenes y de las metabasitas. A veces son claramente intrusivos respecto a los ortogneises; pueden contener enclaves de éstos.

El grupo se compone principalmente de gabros. Se conocen también cuarzogabros, gabros cuarzosos, dioritas y cuarzodioritas.

(1) X = 206.300 Y = 928.150

Salvo en las facies muy deformadas, se deja casi siempre reconocer su textura original, descrita como ofítica, subofítica, gabrodia básica y diabásica. Las facies deformadas muestran texturas de ligeramente cataclásticas y gneísico-nematoblásticas.

Sus minerales principales son plagioclasa, clinopiroxeno, (no siempre presente) y hornblenda. El cuarzo como componente primario queda restringido a las rocas descritas como cuarzogabros, gabros cuarzosos, dioritas y cuarzodioritas. El feldespato potásico parece ser muy raro y olivino, en forma de relictos, solamente ha sido mencionado para el cuerpo cerca de Rodeiro (1) (Hoja de Guitiriz, 46/06-05; NAVAL et. al., 1981).

Accesorios observados son apatito, rutilo, zircón, ilmenita y opacos. Minerales claramente productos de retrogradación son: zoisita, saussurita, sericita, esfena, prehnita, anfíbol acicular actinolítico (uralita). A los minerales tardíos pertenece por lo menos parte del feldespato potásico y del cuarzo.

La plagioclasa es por lo general andesina, pero ocasionalmente se han observado valores altos de An: 50-80 % en el metagabro al O de Teijeiro (2) (KULJPER, 1981) y 76-70 % para los cuerpos dentro de las metabasitas al E de Santiago (van ZUUREN, 1969). El clinopiroxeno es incoloro o verde muy claro; puede mostrar estructura "schiller", debido a numerosas inclusiones de ilmenita. Se transforma en anfíbol o uralita.

Entre las hornblendas es posible distinguir una variedad parda, que podría ser de origen primario, y una más frecuente, de color verde, verde azulado o incoloro, que puede heredar la estructura "schiller" del piroxeno, al que sustituye.

Granate ha sido observado en metagabros que afloran dentro del gran cuerpo de metabasitas al E. de Santiago. Se presenta como coronas alrededor de hornblenda, indicando metamorfismo en facies anfíbolita (van ZUUREN, 1969)

Es posible reconocer dos etapas de retrogradación, una en facies anfíbolita, durante la cual se formaron las hornblendas a expensas del piroxeno original y el granate a expensas de la hornblenda, seguida por otra en facies de los esquistos verdes, con la formación de biotita, clorita, uralita y saussurita.

- (1) X = 238800 Y = 963700
 (2) X = 246100 Y = 957300

Posibles efectos de metamorfismo de contacto, debido a la intrusión del granito de dos micas de Espenuca han sido descritos por KUIJPER (1981). (Ver apartado 3.2.2.).

En cuanto a su edad, han sido afectados al menos por el metamorfismo en facies anfibolita, cuya edad se estima de 310 m.a aproxim. (KUIJPER, 1979), por lo cual no pueden ser más recientes que ésta. Algunos han intruído con seguridad en los ortogneises glandulares, para los cuales se admite una edad alrededor de 450 m.a., (KUIJPER, 1979). Por lo tanto, la edad de los metagabros se situaría entre - 450-310 m.a. (Ordovícico superior-Carbonífero), suponiendo que no existan que son anteriores a los ortogneises glandulares.

Son probablemente del mismo origen que los metagabros de la Unidad de Sobrado-Mellid, para los cuales se deduce una edad de - 480-310 m.a. (ver apartado 1.2.4.4.4.).

1.2.4.5.7.- Ortogneises glandulares.

Ocupan una superficie considerable en la parte oriental del Complejo de Ordenes, donde constituyen un gran cuerpo con contornos de un lente planocóncavo ("Ortogneises de Sobrado"). Este cuerpo se continúa hacia el SO. en forma de una franja algo irregular, afectada por pliegues y fallas. Afloramientos alejados en mayor o menor grado de este conjunto, se encuentran al N. de Branza (1) y al S. de Merza (2) ("Ortogneis de Merza", KLEIN, en prensa). El último cuerpo de ortogneis jalona la Falla de Pico Sacro que limita el Complejo de Ordenes en su borde meridional. Aunque se encuentra al S. de la falla y se ve afectado por un granito de dos micas hercínico, que puede intruírlo, al igual que su cortejo de pegmatitas, se ciñe, en cuanto a sus propiedades, a los ortogneises glandulares del conjunto ya mencionado, por lo cual se tratará de él en este apartado.

En la parte occidental de la presente Hoja afloran dos cuerpos de ortogneis, uno en forma de una banda estrecha con dirección -- NNE.-SSO. ("Ortogneis de Rial", HERNANDEZ URROZ et. al., 1981). Es un ortogneis por lo general poco glandular, pero la similitud, tanto por lo que se refiere a su composición modal, como a su mineralogía y estilo de deformación, con los demás ortogneises de la Unidad de Betanzos-Arzúa, permite incorporarlo en la presente unidad litológica.

(1) X = 230.400 Y = 928.400

(2) X = 560.500 Y = 4.735.500 (U.T.M.)

Los contactos de los cuerpos de ortogneises glandulares con los materiales de las demás unidades del Complejo de Ordenes son de carácter nítidamente tectónico (fallas y cabalgamientos), siendo también los contactos con los Esquistos de Ordenes de la Unidad de Betanzos-Arzúa en muchos casos tectónicos.

Es frecuente observar que el grado de trituración de los ortogneises aumenta hacia los contactos, dando origen a bordes cataclásticos o (blasto)miloníticos más o menos anchos. La trituración puede alcanzar cotas tan elevadas, que se reconoce apenas que la roca deriva de un ortogneis, siendo el único criterio que delata su identidad, la presencia de algunos porfiroblastos, a veces escasos y pequeños, de feldespatos.

Especialmente los contactos con los gneises félsicos de la Unidad de Sobrado-Mellid, que también pueden contener porfiroblastos de feldespatos, ofrecen a menudo problemas cartográficos, presentándose zonas aparentemente transicionales entre los dos tipos de rocas, que pueden alcanzar una anchura apreciable (hasta algunos cientos de m.).

En la bibliografía se hallan varias referencias a una relación intrusiva del precursor magmático de los ortogneises respecto a los Esquistos de Ordenes (HUBREGTSE, 1973, a; APALATEGUI et. al., 1978; KUIJPER, 1979; HERNANDEZ URROZ, et. al., 1981; PABLO MACIA, et. al., 1981; KLEIN, en prensa), aunque en el campo resulta ser difícil encontrar ejemplos nítidos, debido a las malas condiciones de afloramientos. Se han mencionado la existencia de enclaves de Esquistos de Ordenes dentro de los ortogneises y apófisis del ortogneis en éstos, así como fenómenos que sugieren metamorfismo de contacto próximo al ortogneis, como la presencia de rocas que recuerdan a corneanas moteadas. Se supone, por eso, que los contactos con los metasedimentos de la Unidad de Betanzos-Arzúa, sean primeramente intrusivos, pero que hayan sido trastocados en muchos casos por fallas o cabalgamientos, obliterando en gran parte las relaciones originales.

Los ortogneises glandulares están por regla general fuertemente alterados, con un elevado grado de caolinización de los porfiroclastos de feldespatos y es frecuente que destaquen en el terreno en forma de bolos o bloques con aristas suavizadas.

Los ortogneises son de aspecto microscópico variable. Existen variedades planares, planolíneas, lineares y, especialmente hacia los contactos, tipos cataclásticos o (blasto)miloníticos, pero casi siempre son nítidamente profídicos o glandulares, por lo general con numerosos megacrístales de feldespatos blancos (plagioclasa y/o feldespatos potásicos) en una matriz grisácea o verdosa de grano fino.

Los megacrístales, que pueden alcanzar hasta 5 cm. de largo, se presentan en varias formas, principalmente en función de la intensidad y el estilo de deformación, observándose megacrístales casi idiomorfos, otros con extremidades algo redondeadas, glándulas ovoides o con secciones romboidales y lentes estirados y ondulantes.

También existen megacrístales fuertemente fracturados, con grietas rellenas de una pasta oscura de grano fino, continua con la matriz y otros rotos en fragmentos angulares más apartados. Es claro que los megacrístales se califican mayoritariamente de porfiroclastos.

La matriz puede ser desde grano muy fino hasta afañítica; se reconocen en ella a simple vista micas oscuras, menos frecuentemente micas incoloras, cuarzo y fragmentos de feldespato.

Es problemática la presencia de áreas de rocas plutónicas porfídicas poco o nada deformadas, que se han observado en varios puntos dentro del gran cuerpo de ortogneises y que pueden mostrar pasos aparentemente graduales a éstos. Hasta el momento se desconoce si se trata de zonas respetadas por las deformaciones que originaron la gneisificación del precursor magmático del actual ortoneis o de cuerpos intrusivos, que intruyeron con posterioridad en él. En favor de la primera hipótesis hablan, la similitud en composición (granodiorítica hasta cuarzodiorítica, con tendencias trondhjemíticas) y la presencia de granate accesorio en ambas rocas.

Como minerales principales se han observado cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Constituyentes menores son granate y anfíbol y típicos accesorios, opacos, minerales radiactivos, apatito, esfena, clinozoisita y ortita. Minerales productos de una retrogradación por lo general acusada son clorita, sagenita, sericita, saussurita, esfena (aureolas alrededor de opacos), y leucoxeno. Además, no son raras las vetillas tardías que cortan a la esquistosidad y en las que pueden presentarse, feldespato potásico, cuarzo, clorita, clinozoisita, biotita o anfíbol verde acicular.

Los minerales principales y menores están presentes tanto como una generación pre-deformación, así como constituyentes de la matriz más o menos cristalizada.

Los feldespatos constituyen porfiroclastos. La plagioclasa es desde albita hasta andesina y está a menudo rellena de moscovita con secciones en listones, clinozoisita o zoisita. El feldespato potásico resulta ser microclina. Está en parte sustituida por plagioclasa mirmequítica tardía de la matriz.

El anfíbol es muy raro. Se trata de hornblenda verde, que se da tanto como porfiroclastos rotos, así como en la matriz.

El granate es un constituyente menor, pero corriente en los ortogneises. Es claramente anterior a la deformación, presentándose a veces como porfiroclastos rotos o en concentraciones en forma de rayitas de pequeños cristales, paralelas a las esquistosidad, que parecen haber derivado de un gran cristal por trituración, seguida de extensión en la dirección de la esquistosidad y recristalización de los fragmentos. Se transforma en biotita, clorita, sericita, clinozoisita u óxidos de hierro y se ha observado granate en atolón, relleno de biotita + moscovita.

No solamente el aspecto macroscópico es variable sino también la composición. El centro de gravedad estadístico de sus composiciones se sitúa cerca del límite entre el granito y la granodiorita (adamellita), pero son numerosos los casos en que su composición entra en el campo granítico o granodiorítico. Típicas y de ningún modo raras, son las variedades tonalíticas, cuyo bajo índice de color y plagioclasa relativamente ácida (oligoclasa), las califican de trondhjemíticas.

La composición de la plagioclasa varía de albita en los tipos francamente graníticos, hasta andesina (An 40) en las variedades más básicas. Existe una relación inversa entre el contenido en anortita de la plagioclasa por una parte y la cantidad de feldespato potásico y moscovita por otra, apuntando hacia un origen magmático de las observadas variaciones en composición. Otras indicaciones para un origen ortoderivado las suministran la morfología de los circones (ver HUBREGTSE, 1973), el zonado normal algo oscilatorio de la plagioclasa, las maclas Carlsbad en los megacristales de microclina y los agregados de cristales de biotita predeformación, junto con apatito, accesorios radiactivos, ortita y opacos,, que sugieren representar texturas glomeroporfídicas.

El microscopio revela que los minerales de los ortogneises - están casi siempre fuertemente deformados. Se trata de una trituración que origina una textura caracterizada por la presencia de profiroclastos de plagioclasa, microclina, biotita, moscovita, granate y hornblenda en una matriz bandeada y lepidoblástica de grano fino a muy fino, que envuelve los (porfiro)clastos, moldeándose alrededor de ellos. El bandeo se origina a menudo a partir de los clastos, cuyos fragmentos se distribuyen en concentraciones alargadas, paralelas a la esquistosidad, indicada por micas y cuarzos alargados. El bandeo puede estar plegado intensamente.

El cuarzo tiene extinción fuertemente ondulante y bordes denta-

dos y muestra casi siempre textura en mortero, al igual que los feldespatos. Las micas y feldespatos están fracturados y torcidos y los granates destrozados.

Existe una gama completa entre variedades con alta proporción de (porfiro)clastos, en que la matriz se presenta en bandas más bien estrechas, rodeando porfiroclastos romboidales o lentiformes de feldespato y variedades de grano fino en que quedan escasos -- porfiroclastos.

Notable es la fuerte variación en el grado de recristalización. Esta variación se manifiesta ya dentro de una misma lámina, que puede mostrar bandas o lentes de cuarzo y/o feldespato recristalizado con textura perfectamente poligonal y en mosaico., al lado de zonas muy trituradas de grano extremadamente fino, que a veces afectan a las partes recristalizadas, indicando una deformación polifásica, con por lo menos una fase de deformación posterior a una de recristalización.

La deformación se manifiesta hasta en los minerales del retro-metamorfismo tardío, como p.e. en las cloritas que sustituyen a la biotita.

Solamente en las variedades miloníticas de cerca del contacto con la Unidad de Sobrado-Mellid, la recristalización de la matriz llega a ser general, pasando la textura a la de un ortogneis blastomilonítico, con escasos porfiroclastos de feldespato.

Los ortogneis glandulares se distinguen claramente de los demás ortogneises que afloran en la presente Hoja, todos fuera del Complejo de Ordenes. Conviene resumir de manera general estas diferencias:

Ortogneises glandulares

Ortogneises de fuera del Complejo de Ordenes

Claramente glandulares
Composición relativamente básica (adamellítica)
Recristalización muy incompleta.
Deformación postcristalina fuerte.

No o poco glandulares.
Composición alcaloalcalina o peralcalina.
Recristalización muy fuerte (Ortogneises blastomiloníticos)
Deformación postcristalina muy débil.

Se dispone de varias dataciones absolutas de este ortogneis. Las edades a partir de una isocrona Rb-Sr sobre roca total son de 400-450 + 25 m.a. (van CALSTEREN et. al., 1979; KUIJPER, 1979; - KUIJPER y ARPS, en prensa), es decir Ordovícico-Silúrico, mientras en base a análisis de U-Pb en minerales (circones, monacitas) se deduce una edad de 480-460 M.a. (Ordovícico) para la génesis y el emplazamiento de los precursores plutónicos de los ortogneises (KUIJPER, 1979). Esta edad coincidirá más o menos con el comienzo de la fase de metamorfismo en facies granulita (M₁) y KUIJPER (1979) cree probable, que durante esta fase de metamorfismo se originase el magma del precursor del ortogneis glandular, por fusión parcial de los materiales que ahora se presentan en forma de los gneises félsicos en la Unidad de Sobrado-Mellid.

Las discrepancias entre parte de las edades Rb-Sr/roca total y las edades U-Pb/minerales, se explican por una prolongada equilibración isotópica del Sr bajo influencia de las temperaturas elevadas reinantes en los niveles infracrustales, en que se hubieran detenido los precursores magmáticos de los ortogneises, dando lugar a edades Rb-Sr/roca total relativamente bajas. -- (KUIJPER, 1979).

1.3.- SINTESIS PALEOGEOGRAFICA.

Los dominios representados dentro de la Hoja corresponden a entornos con características paleogeográficas distintas. La interpretación paleogeográfica de cada uno de ellos tiene grados de dificultad muy diferente. En concreto los que constituyen el Dominio del Complejo de Ordenes y las Unidades de Lalin, Forcarey y Santiago son las más difíciles de interpretar dada la posición alóctona de al menos la mayor parte de ellos y el hecho de que no existe en Galicia una clara zona de raíz que permita establecer correlaciones entre ellas y las unidades autóctonas. La incertidumbre sobre la edad y el significado petrogenético preciso de muchas de las rocas de estos dominios contribuye a la dificultad de su interpretación.

En la zona Asturoccidental-leonesa los materiales más antiguos son con seguridad de edad precámbrica, mientras que en el Dominio del Anticlinorio del "Olló de Sapo", como vimos en el apartado -- 1.2.1.2.1.3. de esta memoria solo se puede decir con seguridad que son infraordovícicos. La falta de precisión sobre la edad de la Formación "Olló de Sapo" impide establecer con seguridad su posición y relaciones con respecto a la Serie de Villalba. Este problema ha sido abordado por diversos autores y en síntesis las hipótesis dadas sobre él han sido las siguientes:

- a) La Formación "Olló de Sapo" es de edad Ordovícico o Cámbrico (MARTINEZ GARCIA, 1973; IGLESIAS (en prensa), IGLESIAS y RIBEIRO (en prensa) y esta situada, por tanto, por encima de la Serie de Villalba.
- b) La Formación "Olló de Sapo" es de edad precámbrica y representa un equivalente lateral de la Serie de Villalba (CAPDEVILA, 1969).
- c) La Formación "Olló de Sapo" es de edad precámbrica y está situada por debajo de la Serie Villalba (MATTE, 1968; BARD et al. 1972; GONZALEZ LODEIRO, 1981; MARTINEZ CATALAN, 1981).

En nuestra opinión la última de estas hipótesis es la más probable ya que las únicas series porfiroides (porfiroides de Cudillero y Tineo; y gneises glandulares de Miranda do Douro y Morcuera) semejantes a la formación "Olló de Sapo" y correlacionables con ella, aparecen donde la estructura está lo suficientemente clara, situadas por debajo del Cámbrico y en la parte inferior de las series de esquistos y grauvacas (Pizarras del Narcea, complejo de esquistos y grauvacas, Formación Buitrago) (BARD et al. 1972; PEREZ ESTAUN, 1978; MATTE, 1968; RIBEIRO, 1974; GONZALEZ LODEIRO, 1981) -- similares a la Serie de Villalba. De hecho dentro de la Hoja --

1:200.000 de La Coruña (1/2-1) en el Tramo inferior de la Serie de Villalba aparecen facies porfiroides que es probable que correspondan a la parte alta de la formación "Ollo de Sapo" (MARTINEZ CATALAN, 1981).

De admitir esta hipótesis una de las primeras conclusiones que se obtienen es que la formación "Ollo de Sapo" no queda restringida a la estrecha banda que actualmente se observa sino a una formación de mucha mayor extensión lateral que iría desde la zona Cantábrica hasta, por lo menos, la parte oriental de la zona Centro Ibérica. Respecto a su significado geotectónico solo se puede decir que corresponde a un episodio de volcanismo calcoalcalino durante el cual se produciría la sedimentación de materiales detríticos que en parte podrían provenir de la propia erosión de material volcánico. El contacto entre esta formación y la Serie de Villalba sería gradual como lo demuestra la existencia de niveles porfiroides dentro del Tramo inferior de esta serie.

La Serie de Villalba correspondería a un potente depósito marino de carácter en parte turbidítico, como lo demuestran algunas de las estructuras sedimentarias reconocibles en ella.

Con posterioridad a este depósito se producen los movimientos -asínticos que dan lugar a la discordancia que se observa entre estos materiales y los del Cámbrico.

El Cámbrico se inicia con un depósito de materiales groseros por lo general de plataforma, quizás con algún episodio de carácter continental, que continua sin interrupción hasta el Ordovícico superior en la mayor parte de la zona Asturoccidental-leonesa donde queda interrumpido por los movimientos tectónicos.

Toda la serie del Cámbrico inferior, salvo los términos más inferiores donde puede existir algún episodio continental, corresponde a un depósito detrítico de plataforma somera con algún episodio carbonatado (niveles carbonatados de las Capas de Candana, Capas -de tránsito y Caliza de Vegadeo) alguno de ellos de gran extensión lateral (Caliza de Vegadeo).

Las potencias de estas series del Cámbrico inferior tienen algunas variaciones importantes en el Dominio del Manto de Mondoñedo y se manifiestan con bastante oblicuidad con respecto a las direcciones de la primera fase hercínica (MARTINEZ CATALAN, 1981) teniendo una mayor potencia hacia el N.

Los materiales del Cámbrico medio y superior, y del Ordovícico inferior que se encuentran en el Dominio del Navia y Alto Sil y del Manto de Mondoñedo tienen diferencias importantes. Así mientras que en el primer dominio y en la parte E del Manto de Mondoñedo corres-

ponde a una potente serie de pizarras y cuarcitas (Serie de los Cabos), en la parte occidental del Manto de Mondoñedo, esta potencia es mucho menor y su carácter mucho más pelítico. En el Dominio del Caurel la potencia se hace menor y llegan a desaparecer las Capas de Riotorto, descansando las Capas de Villamea directamente encima de la Caliza de Vegadeo. Esto último puede deberse a los movimientos sárdicos (MARTINEZ CATALAN, 1981).

En el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" sobre la formación porfiroide descansa directamente discordante el Ordovícico. Esta discordancia corresponde muy probablemente a los movimientos sárdicos. Uno de los problemas que se plantean en este dominio es si durante el Cámbrico hubo en él sedimentación que fué posteriormente erosionada o fué un área de no depósito. Por el momento no existe ningún argumento en favor o en contra de estas dos posibilidades.

El Ordovícico se inicia con la sedimentación de materiales detríticos groseros en algunos puntos que pueden corresponder a depósitos continentales y se continua por materiales de plataforma.

El Silúrico en todos los dominios se inicia por una transgresión y los materiales de este sistema son en los dominios del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", Caurel y Manto de Mondoñedo y mayor parte del Navia y Alto Sil discordante sobre los infrayacentes. La facies y potencias de estos materiales son bastante semejantes en todos los dominios y corresponden a depósitos de plataforma que se continúan hasta el Devónico inferior.

En resumen podemos decir que en los dominios descritos, durante la evolución paleogeográfica hay cuatro grandes ciclos. El primer ciclo correspondería al Precámbrico y en él se produciría la sedimentación de materiales volcánicos de carácter calcoalcalino y de depósitos turbidíticos. Este ciclo quedaría interrumpido en todos los dominios por los movimientos asínticos. El segundo ciclo iría del Cámbrico al Ordovícico inferior y solo se manifestaría como ciclo individual en el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y posiblemente en el del Caurel, quedando interrumpido por los movimientos sárdicos. En los otros dominios, Manto de Mondoñedo y Navia y Alto Sil, la sedimentación es continua entre el Cámbrico y Ordovícico. El tercer ciclo correspondería al depósito de los materiales del Ordovícico y quedaría interrumpido por los movimientos tectónicos. El cuarto ciclo iría del Silúrico al Devónico y quedaría interrumpido por la Orogenia hercínica.

El Dominio esquistoso de Galicia central y occidental está tan mal representado en la Hoja y, en general, tan afectado por la migmatización y granitización hercínicas, que su significación paleogeográfica resulta muy difícil de establecer. No obstante en las -

zonas donde los efectos del metamorfismo y granitización son menores, las características sedimentarias de los materiales, en su mayor parte del Silúrico, indican un depósito en un medio marino. La evolución de este dominio es probablemente comparable con las que describe RIBEIRO (1974) para los dominios que son el autoctono relativo de los Complejos de Braganca y Morais en Tras os Montes (Portugal).

Tanto en este dominio como en todos los anteriores, la sedimentación se produce sobre una corteza continental estable correspondiente a un craton precámbrico. Esta observación es, como veremos, muy importante ya que no se puede decir lo mismo para la mayor parte, sino todos, de los dominios restantes.

Las unidades de Lalín, Forcarey y Santiago hay que interpretarlas fundamentalmente a partir de la presencia en ellas de una actividad magmática tanto efusiva como intrusiva, de carácter bimodal - y que incluye rocas con un quimismo peralcalino. Este último hecho, sugiere sobre todo, la posibilidad de relacionar estas rocas con un "rifting" a escala cortical ligado quizás a la presencia de un penacho de origen mantélico, como ha sido sugerido por van CALSTEREN (1977) y DEN TEX (1981). La edad del inicio del "rifting" vendrá marcada por la de las rocas ígneas y corresponde al Ordovícico inferior según las dataciones radiométricas efectuadas en el Ortogneis de Santiago (GARCIA GARZON et al., en prensa) y en rocas muy semejantes del complejo (van CALSTEREN, 1977; KULJPER, 1979). Si el proceso de "rifting" prosiguió durante un cierto tiempo, como parece razonable admitir dada la probable existencia de ofiolitas (Unidades de Villa de Cruces y de la Sierra del Careón), las unidades de Lalín, Forcarey y Santiago, representarían el borde de la masa continental que habría quedado al E del océano creado por la continuada actividad del "rift".

La Unidad de Villa de Cruces está compuesta por rocas volcánicas básicas y en menor proporción ácidas, y por rocas sedimentarias intercaladas. La presencia ocasional de pequeños cuerpos lenticulares de serpentinita sugiere una relación con una secuencia ofiolítica que en este caso aparecería desmembrada. No obstante, dado que la mayor parte de las rocas ígneas son volcánicas, la unidad puede representar los lechos 1 y 2 de la secuencia ofiolítica normal (sedimentos y rocas volcánicas respectivamente (COLEMAN, 1977). Los escasos análisis químicos realizados en estas rocas no permiten la confirmación de tal hipótesis, pero si la apoyan pues, como puede apreciarse en la Fig. 9, la mayor parte de las muestras analizadas caen en el campo de las lavas básicas de zonas no orogénicas - del diagrama de GOTTINI. Además, las cantidades relativamente elevadas de alcalis con respecto a la sílice, el olivino sistemáticamente dominante sobre la hiperstena en la norma CIPW y las concentraciones elevadas de TiO_2 , indican un quimismo similar al de los

basaltos olivínico-alcalinos, que generalmente se interpretan como ligados a las dorsales oceánicas en las proximidades de los llamados puntos calientes (Hot spots) producidos por diapiros del manto. No debe excluirse, no obstante, la posibilidad de que representen restos de un arco de islas, aunque el quimismo de las pocas muestras analizadas no apoya esta posibilidad.

Las anfibolitas "flaser" y serpentinitas de la Unidad de la Sierra del Careón, con una secuencia constante en la que las rocas ultramáficas ocupan una posición basal, secuencia que está repetida varias veces en sendas escamas tectónicas, recuerdan al lecho 3, en su parte inferior al nivel de diques, y a las peridotitas de una secuencia ofiolítica normal (COLEMAN, 1977). No obstante, si bien el quimismo de afinidades harzburgíticas de las serpentinitas analizadas (Fig. 7) apoya esta posibilidad, el predominantemente calcoalcalino de las anfibolitas (Fig. 8) en lugar de tholeítico como sería normal, indican que el modelo debe de ser algo más complicado. Probablemente son restos de una corteza oceánica atípica, quizás relacionada con un arco de islas o correspondientes a una cuenca marginal, es decir, formada entre un arco de islas y un continente que quedaría hacia el O.

Las unidades de Sobrado-Mellid y Betanzos-Arzúa son por el momento las más problemáticas. Aunque los metasedimentos en cada una de ellas tienen un carácter diferente, los relictos de un metamorfismo de grado elevado en facies granulita, en las metabasitas de ambos, sugieren una historia geológica común para las dos unidades. La posibilidad de que el citado metamorfismo sea precámbrico parece descartada por las recientes dataciones radiométricas de van CALSTEN et al. (1977) y, aunque según este y otros autores holandeses (KUIJPER, 1979; DEN TEX, 1980), es posible que existiera un metamorfismo precámbrico en facies eclogita, nosotros no tenemos ninguna evidencia en tal sentido. El quimismo de las metabasitas es de afinidades tholeíticas según HUBREGTSE (1973) y aunque en nuestros análisis esto no resulta claro (Fig. 10), es quizás debido a la pobreza en SiO_2 , que puede no ser primaria. No obstante las bajas concentraciones en alcalis y TiO_2 y la escasez de feldespatoides en los cálculos normativos apoyan dicha afinidad. Sin embargo la composición lherzolítica de las rocas ultramáficas de la Unidad de Sobrado-Mellid (Fig. 7), así como la del Complejo de Cabo Ortegá, (equivalente al de Sobrado-Mellid), por un lado, y la escasa potencia de las metabasitas intercaladas entre las rocas ultramáficas y los paragneises por otro, son hechos que sugieren que no nos encontramos ante una secuencia ofiolítica normal. Si estas unidades representan el borde o la parte externa adelgazada de otro continente (y las facies turbidíticas de los Esquistos de Ordénes podrían apoyar este modelo), o son ellas mismas rocas de afinidades oceánicas que han sufrido un proceso metamórfico más complejo que el res

to, son por el momento meras hipótesis de trabajo. Un trabajo más detallado, que incluya un estudio geoquímico más profundo y completo puede ayudar a resolver muchos de los problemas planteados sobre el origen de las rocas del Dominio del Complejo de Ordenes y de los adyacentes.

1.4.- Terciario.

Aunque depositados siempre sobre un zócalo de rocas ígneas y metamórficas y con un origen generalmente tectónico, los sedimentos terciarios de la Hoja presenta características propias según la zona en que se hayan formado.

Pueden separarse claramente como más importantes los tres afloramientos correspondientes a la zona O relacionadas con la falla de Meirama (Meirama, Visantona y Juanceda) de los cinco del E (Guitiriz, Villalba, Pastoriza, Sarria y Monforte) con características litológicas y de alteración propias.

Su distribución se puede apreciar en la Fig. 11.

1.4.1.- Cuenca de Meirama.

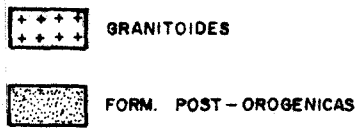
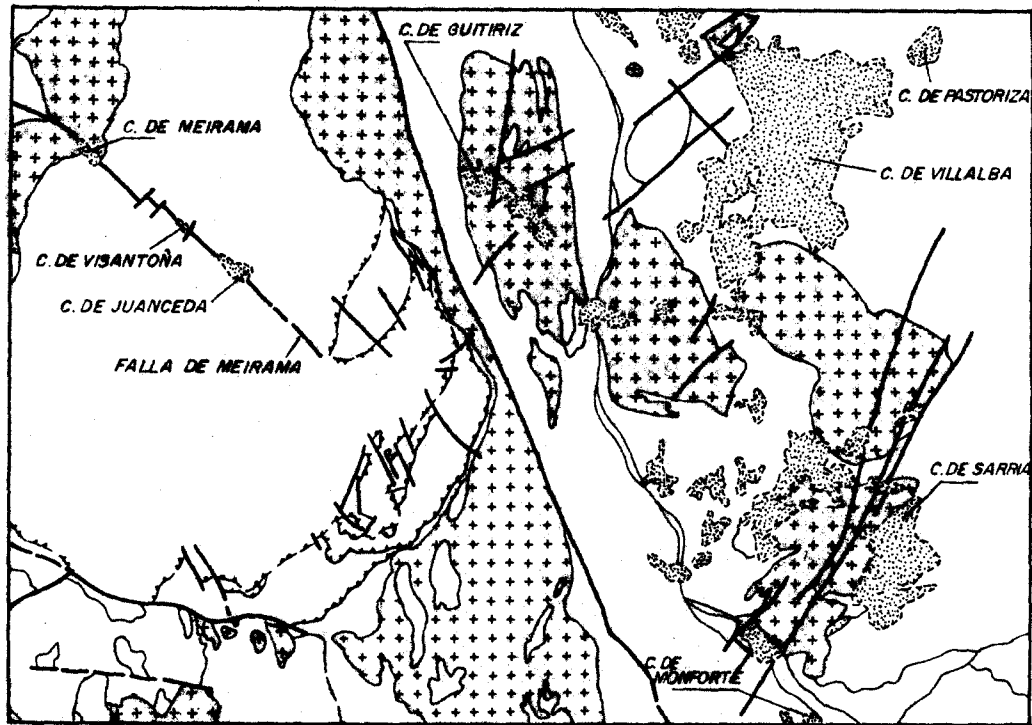
Está en íntima relación con la falla de Meirama que la limita por el noroeste, presentando un claro carácter morfotectónico.

Su extensión no sobrepasa los tres kilómetros de longitud, paralelamente a la falla y los 800 mts. de anchura.

El depósito de los materiales terciarios estuvo condicionado por dos circunstancias, la primera de las cuales está derivada del tipo de materiales que la bordean, que corresponden a la granodiorita de La Coruña y a los esquistos de Ordenes y a la segunda se debe a la fuerte subsidencia del fondo de la cuenca, lo que no permitió largos recorridos de los materiales, estando éstos por tanto poco evolucionados, y presentando numerosos cambios de facies.

La observación de estos sedimentos está dificultada en gran medida por el desarrollo de formaciones superficiales, fundamentalmente suelos. Sin embargo la existencia de numerosos sondeos efectuados para la investigación de los lignitos permite un buen conocimiento de la misma.

Así conocemos que el fondo de la cuenca es mayor (más de 350 m.) en la zona más estrecha, mientras que sólo tiene unos 30 m. en el nordeste.



0 5 10 15 20 Km.

FIG. 11.- Distribución de las principales cuencas terciarias.

La constituyen alternancias de arenas poco seleccionadas y redondeadas y colores blancos o amarillentos con una fracción limo-arcillosa formada principalmente por caolinita, arcillas y limos.

En la parte central de la cuenca se encuentran los lignitos - que son objeto de explotación actualmente.

Espacialmente la distribución de los materiales citados corresponde en las proximidades de la granodiorita a las arenas, mientras que en el borde sur, cerca de los esquistos de Ordenes a arcillas, aunque existen términos de transición entre ellas y los lignitos de la parte central.

La edad, según MEDUS (1965) es Mioceno superior para los tramos del techo. En 1977 MALDONADO da Mioceno para toda la serie, con posibilidad de corresponder el muro al Oligoceno superior.

1.4.2.- Cuenca de Visantoña

Esta cubeta relacionada con la Falla de Meirama y situada entre las de Meirama al noroeste y Juanceda al sureste se encuentra rellena por depósitos fundamentalmente arcillosos y arenosos.

En la cuenca se pueden observar únicamente los 15 m. superiores de la formación, aunque se piensa que la potencia puede alcanzar los 60 m. por subsidencia del Valle (MALDONADO, 1977).

Teniendo en cuenta la presencia de lignitos en las otras cuencas situadas sobre esta fractura, no sería extraño el que pudieran aparecer también aquí a niveles más bajos.

Litológicamente está constituida por niveles arenosos y conglomeráticos con matriz arcillosa mal clasificados y subangulosos debido como en el caso de Meirama a un transporte corto con un área madre muy próxima (esquistos de Ordenes alterados).

La edad, por comparación con las otras cuencas relacionadas con esa fractura y por criterios mineralógicos composicionales utilizados por BRELL (1972) en otras cuencas del noroeste, sería Mioceno superior a Plioceno.

1.4.3.- Cuenca de Juanceda.

Se trata de otra de las cubetas tectónicas sobre la Falla de Meirama rellena por sedimentos terciarios posteriormente recubiertos por depósitos cuaternarios.

Los materiales que la constituyen son arenas, arcillas y gravas con lignitos arcillosos y lignitos pardos.

Unicamente pueden observarse gracias a la explotación de las arcillas terciarias los 4 ó 5 primeros metros de la serie.

Sin embargo los diversos sondeos efectuados para la investigación de los lignitos, permiten conocer la existencia de los mismos en el interior de la cuenca (22,80 a 24 m. de profundidad en uno de los sondeos), aunque más superficialmente ya fueron detectados en 1975 por MALDONADO pudiendo datar, en base a diversos análisis polínicos del nivel en que se encontraban (809 mts.), como Plioceno.

La comparación de la mineralogía de las arcillas entre las cuencas de Visantona y Juanceda, con menos montmorillonita y más caolinita en esta última permite deducir su independencia hidrológica, habiendo existido episodios de mayor estabilidad favorables al desarrollo de un medio reductor y por tanto mayor número de niveles con lignito en Juanceda que en Visantona.

1.4.4.- Cuenca de Guitiriz.

Los depósitos, de origen continental, tienen una representación muy reducida tanto en superficie como seguramente en profundidad y están parcialmente recubiertos por formaciones más modernas.

Se les asigna una edad miocena por comparación con los materiales existentes en las otras cuencas de la región.

En uno de los pocos puntos donde se observa un trozo de serie (6 m.) puede verse que se trata de arenas finas y arcillas arenosas en las que de forma más o menos dispersa aparecen algunos cantos de cuarzo subangulosos, pudiendo corresponder este tramo a los términos superiores. La posibilidad de existencia de niveles con lignito a mayor profundidad no está confirmada.

1.4.5.- Cuenca de Villalba.

Al N. de la depresión tectónica de Lugo se encuentra situada en la llamada "Terra Cha", la cuenca de Villalba, la de mayor extensión en la superficie de la Hoja, constituida por una alternancia de materiales detríticos finos similares a los de Monforte que van desde arcillas versicolores hasta arenas. Presentan numerosos cambios laterales de facies y lentejones, estando el sustrato en el

que se apoya formado por rocas del Precámbrico y del Cámbrico inferior.

La potencia controlada en el campo (sondeo de IRYDA), supera los 30-40 m.

En cuanto a la edad, para BRELL (1972) y en base a la composición de minerales de arcilla en diversas cuencas del Oeste de Asturias y Galicia, se trataría de un Mioceno medio-superior.

1.4.6.- Cuenca de Pastoriza.

Este afloramiento que se localiza en la cubeta de Pastoriza, en el extremo nororiental de la Hoja presenta unos materiales que se separan y diferencian claramente de los de la cuenca de Villalba.

Se trata de depósitos complejos que varían entre diferentes puntos del yacimientos y se apoyan discordantemente sobre el Cámbrico inferior.

Están constituidos por gravas de cuarzo subangulosas englobadas en una matriz arcillo-arenosa rica en caolinita, a muro en algunos puntos; y de alternancia de niveles de gravas de cuarzo con alguna pizarra y arenisca de cantos redondeados y arcillas blancas en lentes con gravilla y poca fracción arenosa en otros afloramientos.

La edad, Mioceno, no se ha podido determinar con precisión.

1.4.7.- Cuenca de Sarria.

Constituyen esta cuenca un conjunto de sedimentos detríticos y químicos de 60 m. de potencia dispuestos en capas aparentemente horizontales, en los que BRELL (1972) individualizó dos miembros fácilmente separables en el campo. Se localizan en una depresión morfológica por la que discurre el río Sarria.

El Miembro inferior ó de Armea está constituido por unos 20 m. de alternancias de margas, margas calcareas, arcillas margosas y calizas margosas de colores rojos, verdes y blancos con alguna pasada arenosa. Los tramos más calcáreos producen resaltes en la topografía.

El Miembro superior ó de Fuenteabuín está formado por unos 40 m. de alternancias de arenas, arcillas arenosas, arcillas y gravas de cuarzo, pizarra y arenisca con matriz arcillo-arenosa de color rojizo, ocupando la mayor parte de la cuenca y en diversos puntos se encuentran recubiertos por terrazas o por depósitos de fondo de vauada.

Se presentan también algunos niveles de areniscas cementados y se ha observado un nivel aislado calcomargoso parecido a los del Miembro inferior.

La granulometría de los sedimentos arenosos oscila de media a fina.

Las facies de borde de cuenca presenta gravas angulosas heterométricas de pizarra, arenisca y cuarzo con matriz arcillo-arenosa roja.

Todos estos materiales se apoyan aparentemente concordantes -- sobre el Miembro inferior, aunque algunos autores (BRELL, 1972) supone una laguna estratigráfica entre ambas facies.

La edad para el Miembro inferior es tanto para LUCAS et al. (1963) como para BRELL (1972) Mioceno inferior, en tanto que para NONN (1966) sería Oligoceno, basándose todos ellos en la aparición de los minerales de arcilla contenidos en el sedimento.

Para la facies superior, BIROT & SOLE (1954) piensan en un Mioceno superior, BRELL (1972) supone un Mioceno superior o Plioceno inferior, mientras que para NONN (1966) sería Mioceno.

1.4.8.- Cuenca de Monforte.

Los afloramientos terciarios que aparecen en el extremo SO de la Hoja 1:50.000 de Sarriá corresponden a materiales detríticos del borde septentrional de la Cuenca de Monforte. Se encuentran fosilizando un paleorrelieve sobre materiales del Paleozoico.

Son principalmente arcillas, arcillas arenosas, arenas y gravas de colores rojizos, con algunos niveles aislados más o menos cementados por carbonatos.

Las gravas, de cantos subredondeados hasta angulosos, están -- compuestos principalmente por cuarzo, pizarras y areniscas con una matriz arcillo-arenosa también roja.

Dada la ausencia de restos fósiles que permita la datación de estos depósitos los autores que los han estudiado se han visto obligados a usar métodos indirectos, como correlaciones mineralógicas -- y litológicas con otras cuencas más o menos próximas ya datadas.

Así BIROT & SOLE (1954) y BRELL (1972) piensan en Mioceno medio, mientras que NONN se limita a datarlos como Mioceno.

En relación a los tres Miembros de BRELL (1972), el de Sober superior, el de Reigada o medio y el de Barrioncas o inferior, -- que se llegan a individualizar al sur y fuera de esta Hoja, los depósitos aquí estudiados correspondan al Miembro de Sober.

1.5.- TERCIARIO - CUATERNARIO.

Bajo esta denominación se han agrupado diversos depósitos que se localizan principalmente en áreas correspondientes a las Hojas - 1:50.000 de Betanzos (45/5-5) y Ordenes (70/5-6) por el Oeste y de Guntín (97/7-7), Baralla (98/8-7) y Sarria (124/8-8) por el Este. En el mapa solo se han representado los existentes en las dos primeras Hojas, ya que en el resto de las zonas, aparecen siempre junto con los materiales terciarios, recubriéndolos de un modo irregular.

En la zona de la Hoja de Betanzos (45/5-5) se ha atribuído a una edad Pliocuaternario por apoyarse sobre los depósitos de la cuenca de Meirama datados como Mioceno Superior, a una serie de 15 a 20 mts. de microconglomerados de cantos subredondeados a redondeados y arenas arcillosas bien seleccionadas y cuya superficie de deposición es de tipo canal ó erosiva. Entre ambos términos existe una ligera graduación

Al Sur de la zona anterior y dentro de la Hoja de Ordenes (70/5-6) se han diferenciado unas arcillas blancas muy puras cuyo estudio por rayos X dió, 59% de cuarzo, 8% de albíta y 33% de arcillas, mineralogía fundamentalmente distinta a la de las cuencas neógenas.

Dentro de la superficie correspondiente a las Hojas de Guntín y Baralla los afloramientos pliocuaternarios ocupan áreas de una relativa extensión apoyándose discordantemente sobre un sustrato de rocas ígneas ó metamórficas, generalmente en áreas deprimidas, fosilizando un relieve premioceno.

Están constituídos por materiales continentales muy diversos - en general poco potentes normalmente de tipo raña, alternando arcillas arenosas a veces bien consolidados de colores gris verdoso y a veces rojizos con horizontes de granos y arenas.

En la hoja de Sarria (124/8-8) son depósitos que se apoyan discordantemente sobre los del techo de la cuenca del mismo nombre, y están compuestos principalmente por gravas de arenisca, cuarzo y pizarra con una matriz arcillo-arenosa y con algunos niveles arenosos intercalados.

1.6.- CUATERNARIO.

Existe un recubrimiento dentro del ámbito de la Hoja, de gran parte de la superficie de la misma por un conjunto de formaciones superficiales que de forma muy desigual impiden la observación de los materiales subyacentes.

Se han diferenciado diversos tipos de depósitos tanto pleistocenos (terrazas) como holocenos (depósitos aluviales y fondos de vaguada, coluviones e indiferenciados).

1.6.1.- Depósitos aluviales y fondos de vaguada.

Son formaciones fluviales de escasa importancia en general que se localizan sobre toda la Hoja principalmente en su mitad oriental.

Están constituidos por material aluvionar, cuyos componentes principales suelen ser cuarcitas, areniscas, pizarras, neises y cuarzo con una matriz arenosa ó limo-arcillosa, dependiendo de la zona en la que se han desarrollado.

1.6.2.- Coluviones.

Corresponden a formaciones atribuidas al Holoceno cuyos materiales poligénicos, cantos subangulosos de esquistos, cuarcitas, pizarras, etc., englobados en una matriz de tipo generalmente -- areno-arcilloso, reflejan la litología local existente. Situados en las laderas pueden presentar un aspecto estratificado.

Se encuentran más desarrollados en la mitad oriental de la Hoja.

1.6.3.- Terrazas.

Dentro de la Hoja se pueden reunir los niveles de terrazas en tres grupos, correspondientes a otras tantas zonas, atribuidos - al Pleistoceno.

En el primero, que se encuentra en el cuadrante nororiental de la hoja en la llamada "Terra Cha", se hallan bien desarrolladas - las terrazas fluviales del Miño y sus afluentes. Estas, aunque en la cartografía no se han diferenciado en ninguna de las zonas forman un conjunto de cuatro terrazas a 1,5 m. 6-7 m. 20-25 m. y 35-45 m. sobre el nivel actual del río. Las diferencias sedimentológicas son mínimas entre tres primeras, con cantos subredondeados a subangulosos de cuarzo y cuarcita con areniscas a veces y con una matriz por lo general arcillo-arenosa.

La más moderna está formada por cantos subangulosos de arenas y gravas homométricas de cuarzo, cuarcita, pizarra y esquistos.

En la segunda zona, en el área suroriental, existen unas terrazas que corresponden a dos niveles, el primero a + 6-8 m. y el segundo a + 15-16 m., con cantos subredondeados a subangulosos de cuarzo, areniscas y pizarras, englobados en una matriz arcillo -

arenosa. Se presentan algunos niveles lenticulares de arenas de grano grueso a medio con algunas pasadas de limo-arcilla.

Dentro de la tercera zona, en el occidente hay algunos niveles de terrazas locales, constituidos por cantos heterogéneos -- (esquistos, rocas básicas, cuarzo, etc...) más o menos redondeados con una matriz de limo-arcillosa a arenosa escasa, con lentejones de arenas y conglomerados.

1.6.4.- Marismas.

Localizados en el área noroccidental de la Hoja se encuentran depósitos relacionados con las rías en zonas que sufren la influencia de las mareas.

Estos depósitos están constituidos por los materiales limo-fangosos y limo-arenosos de las marismas.

1.6.5.- Indiferenciado.

Se encuentran incluidos en este término todos los materiales no expresados en ninguno de los grupos anteriores.

Suele ser conjunto muy heterogéneo en el que tanto la génesis como la litología inicial han condicionado la aparición de depósitos muy diversos.

Por lo general son suelos de alteración con un elevado contenido de materia orgánica en su capa superior que a la hora de cartografiar representan un grave problema a causa del recubrimiento que producen, puesto que en algunas áreas como las correspondientes a los afloramientos de esquistos en general y en particular a los de la "Serie de Ordenes" pueden llegar a alcanzarse con facilidad potencias superiores a los 10 mts.

2.- TECTONICA.

La tectónica de los materiales de esta Hoja es compleja tanto por su carácter polifásico, como por la diversidad de unidades, - y dominios que han sido afectados.

Este capítulo se ha desarrollado en cuatro apartados.

En el primero se describen las estructuras más importantes y características. En el segundo se estudian las fases de deformación principales, sus macro y micro-estructuras, su geometría, su desarrollo espacial, etc. En el tercero se hace un esquema del desarrollo en el tiempo de las fases de deformación. Y por último en el cuarto se aborda la edad de las fases de deformación.

La correlación entre las fases de deformación de las distintas unidades, y dominios, no ha sido posible en la totalidad de los casos, aunque sí en una parte importante de éstos.

Esta correlación se ha realizado en base a dos criterios fundamentales, que son los tipos de macro y microestructuras a quedan lugar y a sus características geométricas. Hay que tener en cuenta que tanto los tipos, como las características geométricas pueden variar tanto horizontal como verticalmente. También es importante considerar que la edad de la misma fase de deformación en las distintas unidades o dominios, puede o mejor debe ser distinta, pues la orogenia avanza de O. a E. y la transmisión de los esfuerzos no se realiza instantáneamente, sino de un modo progresivo.

Por tanto es la superposición de una estructura sobre otra preexistente, lo que nos hace considerar que comienza una nueva fase de deformación, aunque esto no suponga un cambio en el campo de esfuerzos, ni que esta fase sea sincrónica en las diferentes unidades o dominios.

Las fases de deformación que se han distinguido son:

- Fases de deformación prehercínica (?)
- Fases de deformación hercínica
 - Primera fase de deformación (F₁)
 - Segunda fase de deformación (F₂)
 - Estructuras de replegamiento radial.
 - Estructuras de replegamiento longitudinal
 - Deformación tardihercínica
- Ciclo alpino

2.1.- ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LA HOJA.

La descripción de las estructuras principales se realizará de las zonas más internas de la cadena a las más externas, es decir de O. a E.

Comenzando de este modo, la estructura más importante que se encuentra es la que representa el Complejo de Ordenes.

El Complejo de Ordenes es una estructura semicircular que ocupa casi la mitad occidental de la Hoja (Fig. 6, esquema tectónico de la Hoja), la cuál representa un resto ("klippe") de un gran manto de corrimiento emplazado durante la segunda fase de deformación hercínica (F₂). Constituye una amplia sinforma compleja de dirección aproximada N-S, formada por la fase de replegamiento longitudinal. Sus pliegues mayores más destacables son de O. a E., el Sinclinorio de los Esquistos de Ordenes, la Antiforma del Complejo de Sobrado y la sinforma al E. de este complejo (Fig. 6, cortes geológicos I-I' y IV-IV' de la Hoja). Sus longitudes de onda oscilan alrededor de 8 a 10 km. y sus amplitudes alrededor de 1,5 km.

Su borde E. es un contacto intrusivo con los macizos graníticos de Espenuca (al N.) y de Chantada-Taboada (al S.). El límite meridional lo constituye en su mayor parte la Falla de Pico Sacro, la cuál oculta una buena parte de la superficie basal de cabalgamiento. Es una falla cuyo plano es vertical o buza al N. fuertemente, con movimiento en vertical y horizontal. La componente vertical produce el hundimiento del Complejo de Ordenes y la horizontal un deslizamiento siniestro (van ZUUREN, 1969; KLEIN, en prensa), como lo marca la presencia de micropliegues de ejes y planos axiales - subverticales con esta vergencia. Se encuentra posiblemente plegada por la fase de replegamiento longitudinal. La prolongación tanto occidental (fuera de la Hoja) como oriental de esta falla representa un problema, una de cuyas soluciones es la aportada en el presente trabajo.

El cabalgamiento basal del manto solo aflora, en la parte SE. en donde se apoya sobre los metasedimentos del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, y en la parte más occidental en donde descansa sobre los materiales de la Unidad de Santiago.

A su vez el Complejo de Ordenes lo componen cuatro unidades superpuestas tectónicamente y cuyo apilamiento se asigna a la misma fase de cabalgamiento que emplaza el manto. Estas unidades son de arriba a abajo, U. de Betanzos-Arzúa, U. de Sobrado-Mellid, U. de la Sierra del Careón y U. de Villa de Cruces (Fig. 6, esquema -

tectónico de la Hoja). La superposición tectónica se hace patente en las tres unidades inferiores, pero no es tan claro para la superior por lo que en la cartografía este contacto se ha representado a trazos, aunque no se observan relaciones de intrusividad entre el ortogneis glandular y la Unidad de Sobrado-Mellid, y por el contrario sí parece existir una zona de intensa deformación en el contacto entre ambas unidades. Las Unidades de Sobrado-Mellid y de la Sierra del Careón corresponden a estructuras de tipo "duplex", es decir, limitadas inferior y superiormente por superficies de cabalgamiento (ver cortes I-I' y IV-IV' del Mapa).

También se localizan en el Complejo de Ordenes pliegues importantes debidos a la Fase 1. Destacan los marcados por los esquistos gris-oscuros de la Unidad de Villa de Cruces, cuyas superficies axiales forman un ligero ángulo con la superficie basal de cabalgamiento. Es lógico pensar que existan estructuras semejantes en los Esquistos de Ordenes, pues se han localizado en el corte de la -- costa, al N. de la presente zona (MATTE & CAPDEVILA, 1978). Y solo dentro del campo de la hipótesis se podría pensar también, que las rocas máficas que componen el amplio afloramiento del límite O. de la Hoja y el cuerpo central de rocas máficas del Complejo de Sobrado (Fig. 6) constituyen pliegues de esta misma fase.

Antes de continuar es necesario hacer una breve exposición sobre el origen y emplazamiento del Complejo de Ordenes, tanto según la hipótesis aloctonista ya mencionada indirectamente, como según la hipótesis autoctonista.

Como punto de partida se supone al Complejo de Ordenes, como uno de los seis complejos - Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín-Forcarey-Santiago, Malpica-Tuy ("Fosa blastomilonítica"), Braganza y Morais- que se encuentran en el NO. de la Península Ibérica y que se caracterizan, en general, por la presencia de rocas ultramáficas, máficas y félsicas, a veces en facies metamórficas de alto grado (f. de eclogitas, f. de las granulitas) y de magmas de carácter peralcalino a calcoalcalino e intruyendo a los materiales anteriores.

La teoría autoctonista mantenida principalmente por algunos autores holandeses (KEASBERRY et. al., 1976; van CALSTEREN, 1977; KUIJPER, 1979; vander MEER MOHR et. al., 1981; DEN TEX, 1981; KUIJPER & ARPS, en prensa) supone un penacho del manto ("mantle plume") - originado bajo corteza continental (Galicia) que da lugar a varios diapiros que intruyen en ella, un episodio de flujo de alta temperatura y un adelgazamiento cortical, todo ello encuadrado dentro de una tectónica distensiva de funcionamiento principalmente en la vertical.

La hipótesis aloctonista (RIES & SHACKLETON, 1971; ANTHONIOZ & FERRAGNE, 1978; BAYER & MATTE, 1979; IGLESIAS et. al., 1981; DIVAR et. al., en prensa; PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN en prensa; DIVAR & IGLESIAS, en prensa) supone un gran manto complejo emplazado durante la Fase 2 sobre el Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, el cual es plegado por la Fase de replegamiento longitudinal y posteriormente erosionado. Los complejos serían los restos ("klippes") de este gran manto.

La estructura en sinforma del Complejo de Ordenes y de los restantes complejos, la evidencia de cabalgamientos durante la Fase 2 en Galicia oriental (MARTINEZ CATALAN, 1981), y el carácter subhorizontal, en muchos casos, de los contactos, superponiendo y repitiendo formaciones así como originando estructuras cartográficas características (ventanas tectónicas, por el ej. la de Belmil: Fig. 6) - junto con los argumentos paleogeográficos y geoquímicos expuestos anteriormente (apartado 1.3.), apoyan la hipótesis aloctonista en la cuál se basa este trabajo.

El manto mencionado procedería del O. o NO. habiendo sufrido una translación mínima de 150 km. (RIES & SHACKLETON, 1971) y máxima de 200 km. (IGLESIAS et al., 1981) y cuya zona de raíz podría corresponder a la alineación Porto-Viseu-Guarda (RIES & SHACKLETON, 1971) o más probablemente a la de Porto-Coimbra-Badajoz-Córdoba (BAYER & MATTE, 1979).

Las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago se agrupan bajo un mismo dominio (fig. 5) ya que poseen características de metamorfismo, litológicas y estructurales que las correlacionan sin grandes problemas. La Unidad de Lalín (HILGEN, 1971; MARQUINEZ, 1981; MARQUINEZ & KLEIN, en prensa; DIVAR & IGLESIAS, en prensa; KLEIN & HILGEN, en prensa) es la de mayor superficie de las tres, aflorando en el presente mapa, aproximadamente su mitad septentrional. Constituye una amplia sinforma originada por la Fase de replegamiento longitudinal, delimitada al N. por la Falla de Pico Sacro, la cual oculta su relación con el Complejo de Ordenes. La Unidad de Forcarey - (MINNIGH, 1975; van MEERBEKE, et. al., 1973; MARQUINEZ, 1981; KLEIN & HILGEN, en prensa; KLEIN, en prensa; MARQUINEZ & KLEIN, en prensa) se halla escasamente representada en el área de este trabajo, ya que solo aflora su terminación N. en el área migmática. Constituye una sinforma de la misma fase de deformación que la de la Unidad de Lalín, pero más apretada que ésta. La Unidad de Santiago (van ZUUREN, 1969; PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN, en prensa) también posee una escasa representación en la Hoja. Una parte de ella, la situada al N. de la Falla de Pico Sacro, se coloca debajo del Complejo de Ordenes, ocupando parte del flanco occidental de la sinforma del citado complejo.

El área migmatítica del SO. de la Hoja, se ha sobreimpuesto a estas Unidades, enmascarando sus límites exactos y la correlación cartográfica que debe existir entre ellas.

La posición que ocupan las Unidades de Lalín y Forcarey con respecto a los dominios que las delimitan-Dominio del Complejo de Ordenes y Dominio esquistoso de Galicia central y occidentales problemática. HILGEN (1971) y DIVAR & IGLESIAS (en prensa), suponen la existencia de una superficie de cabalgamiento en la base de la Unidad de Lalín, en base a argumentos de metamorfismo, litológicos y de deformación, lo cuál supone considerar a esta unidad (y las correlacionadas con ellas) autóctona. Para HILGEN (1971) tendría además - un carácter polimetamórfico. Sin embargo, MARQUINEZ (1981) opina que los argumentos utilizados para deducir el carácter autóctono de la unidad no son incontestables y coloca a ésta y a la de Forcarey formando la parte superior de una sucesión estratigráfica continua con la que desde el otro punto de vista, se supone su autóctono.

El presente trabajo no ha resuelto definitivamente este problema por lo que se ha señalado con un símbolo especial ("contacto de naturaleza desconocida") el límite de estas unidades en aquellos contactos problemáticos, no inclinándose de este modo la interpretación hacia ninguna de las dos opiniones posibles. En cualquier caso deben ocupar estas unidades una posición por debajo del Complejo de Ordenes, equivalente a la que posee la parte más occidental de la Unidad de Santiago.

El Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental lo componen fundamentalmente los metasedimentos que afloran al O. de la --- Falla de Valdoviño (que se describe algo más adelante) y que no pertenecen a ninguno de los dominios mencionados anteriormente. Posee una extensión reducida y se localiza al E. de la Unidad de Lalín, -- salvo dos pequeños afloramientos que aparecen en la esquina SO. en la Hoja (fig. 5). Constituye el autóctono del manto originario del Complejo de Ordenes. También lo sería para las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago, en el caso de la hipótesis aloctonista sobre su origen. Para la hipótesis contraria (autoctonista) como ya se mencionó, los metasedimentos que componen este Dominio serían la prolongación hasta su muro de la secuencia estratigráfica comenzada en los materiales de las unidades ya citadas (MARQUINEZ, 1981).

La similitud de facies de estos metasedimentos con los que componen el Silúrico del Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y con los que rodean al Complejo de Cabo Ortegal (al N. de la presente zona de trabajo) también de edad Silúrico, inducen a asignarles esta edad (aunque no se haya hecho así en este trabajo por considerar el argumento insuficiente) y a suponer que pueda representar un autóctono relativo, pues, al menos, en Cabo Ortegal son autóctonos. En este caso la Falla de Valdoviño, ocultaría la correspondiente superficie de cabalgamiento.

En los afloramientos más orientales de este dominio se localizan una serie de pliegues bastante apretados de traza axial más o menos N-S y que se consideran relacionados con la deformación asociada a la Falla de Valdoviño.

La Falla de Valdoviño (Fig. 12) representa el límite neto oriental de los dominios descritos anteriormente y el occidental del Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" que se describe más adelante. Se extiende desde la costa N. gallega al O. del Complejo de Cabo Ortegal, concretamente a la altura del pueblo Valdoviño (que le da nombre), hasta más al S. del límite del presente trabajo, teniendo por tanto un recorrido de más de 100 Km. Este accidente ya fue señalado por PARGA (1963), aunque con una extensión meridional algo menor.

En realidad corresponde al plano de rotura de una importante zona de cizalla dúctil siniestra, (zona de Punta Galeira - Palas de Rey de IGLESIAS & CHOUKROUNE, 1980), desarrollada durante la Fase de replegamiento longitudinal. Posee también una componente vertical, siendo el bloque hundido, el O. Es posible que el funcionamiento principal como falla normal haya sido posterior a su desarrollo como desgarre.

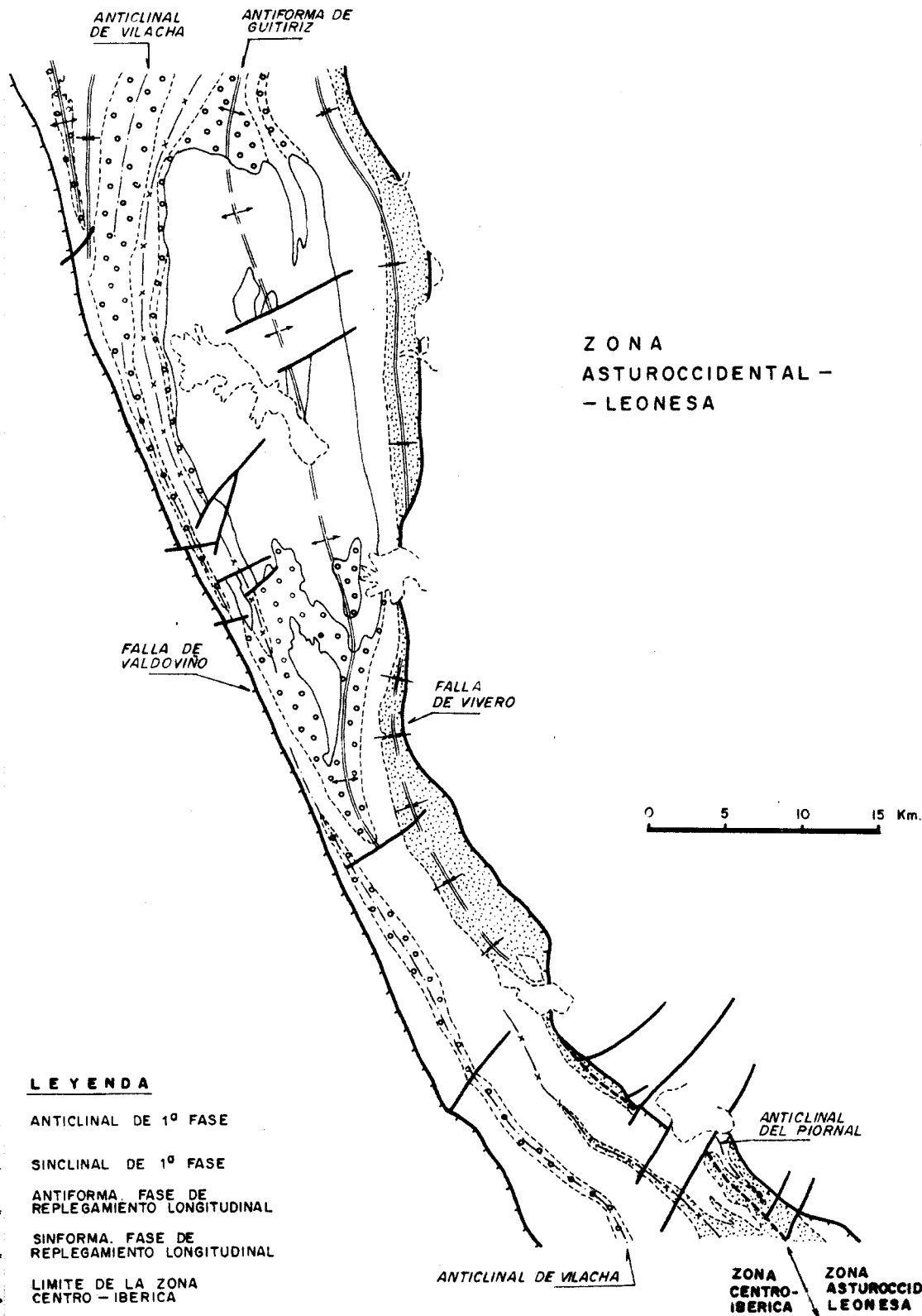
La deformación dúctil que lleva asociada la zona de cizalla queda patentemente reflejada en los macizos graníticos de Espenuca y Chantada-Taboada (Fig. 18). Se observa en ellos un paso gradual en la intensidad y tipo de deformación en función de su posición con respecto a la zona de cizalla. En la banda más deformada es característico encontrar microestructuras compuestas por planos de esquistosidad y de cizalla sincinemáticos.

El Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" (PARGA PONDAL, et al., 1964) es el más oriental de los que componen la Zona Centro-Ibérica, coincidiendo, por tanto, su límite E. con el de ésta. Este límite corresponde a la Falla de Vivero, salvo en su parte más meridional en donde pasa a serlo el Sinclinal del Sil, estructura que se localiza algo al SO. de la citada falla (Esquema tectónico de la Hoja). El extremo occidental del dominio lo marca la Falla de Valdoviño, descrita anteriormente. Cabe mencionar que este dominio puede haber sido cabalgado por el Dominio esquistoso de Galicia central y occidental y por el Dominio del Complejo de Ordenes y haber cabalgado a su vez, a la zona Asturoccidental-leonesa. Pero tanto una posibilidad como la otra, se encuentran enmascaradas por el juego de las fallas que lo delimitan - La Falla de Valdoviño y la Falla de Vivero -, que ocultan, de este modo, las posibles superficies de cabalgamiento.

Es un anticlinorio de pliegues apretados e isoclinales originados durante la Fase 1, posteriormente replegados y verticalizados por las fases posteriores. Principalmente lo componen dos estructuras (Fig. 12); la más occidental, el Anticlinal de Vilacha (RIEMER, 1966; MATTE, - 1968) (cortes geológicos de la Hoja I-I' y IV-IV'), es un pliegue de Fase 1, isoclinal, con plano axial buzando entre 60 y 80° al O. y cuyo núcleo lo ocupa el "Ollo de Sapo" de grano grueso. Atraviesa la Hoja de N. a S. y posiblemente su prolongación septentrional coincida con el anticlinal de El Barquero (MATTE, 1968). La segunda estructura importante corresponde a la Antiforma de Guitiriz (MATTE, 1968) (Cortes geológicos de la Hoja II-II' y IV-IV'), la cual ocupa la parte central del dominio, recorriéndole de N. a S. también. Constituye la estructura más característica de éste. Su núcleo septentrional es ocupado por los macizos graníticos de Friol y Puebla de Parga, los cuales remarcan el carácter de domo de la estructura. En síntesis, la Antiforma de Guitiriz está compuesta de dos anticlinales y un sinclinal de Fase 1, que posteriormente han sido replegados por una fase tardía longitudinal, lo que ha dado lugar a estructuras de interferencia de tipo 3 de RAMSAY (1967), como las que se localizan inmediatamente al N. de los macizos graníticos de Friol y Puebla de Parga, en la Formación Porfiroide del "Ollo de Sapo". Los pliegues de Fase 1 son isoclinales, con elevados valores de la relación amplitud/long. de onda. Los que pliegan a éstos son más suaves con valores de esta relación bastante inferiores y su plano axial es subvertical o buzando mucho al O. La fase de replegamiento que origina esta antiforma es difícil de precisar, pues a pesar de poseer caracteres geométricos y cartográficos aparentemente similares a las estructuras de replegamiento longitudinal de los dominios colindantes, la presencia de dos esquistosidades de crenulación subverticales una E.-O. y otra N.-S., que afectan a la que es plano axial de la antiforma, hace dudar sobre su correlación con la fase mencionada de replegamiento longitudinal de los otros dominios.

En la parte SE. del dominio existen una serie de bandas de Cuarcita Armoricana, que constituyen un conjunto de pliegues bastante apretados. Estas se pueden suponer correlacionables con el sinclinal intermedio de la Antiforma de Guitiriz. Lo que conllevaría el relacionar con el anticlinal inferior de esta estructura el Anticlinal del Piornal, (RIEMER, 1966), pliegues de desarrollo importantes hacia el E. de la Hoja y que llega a poseer un flanco inverso de al menos 8 km. (Cortes de la Hoja IV-IV') y el cual corresponde al primer pliegue de la Zona Asturoccidental-leonesa.

La Falla de Vivero (Fig. 12), como ya se ha mencionado, es gran parte del límite oriental de la Zona Centro-Ibérica y representa uno de los accidentes más importantes de la Hoja. Lógicamente constituye también el límite occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa separando dominios tan distintos que no se puede olvidar la posibilidad mencionada antes, de que oculte un cabalgamiento de la Zona Centro-Ibérica sobre la Zona Asturoccidental-leonesa, en cuyo caso parte de la deformación asociada a la falla estaría en relación con el citado cabalgamiento.



ZONA
ASTUROCCIDENTAL -
- LEONESA

0 5 10 15 Km.

LEYENDA

- — — ANTICLINAL DE 1º FASE
- x - SINCLINAL DE 1º FASE
- + — — ANTIFORMA. FASE DE REPLEGAMIENTO LONGITUDINAL
- + — — SINFORMA. FASE DE REPLEGAMIENTO LONGITUDINAL
- - - LIMITE DE LA ZONA CENTRO - IBERICA

ZONA CENTRO-IBERICA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

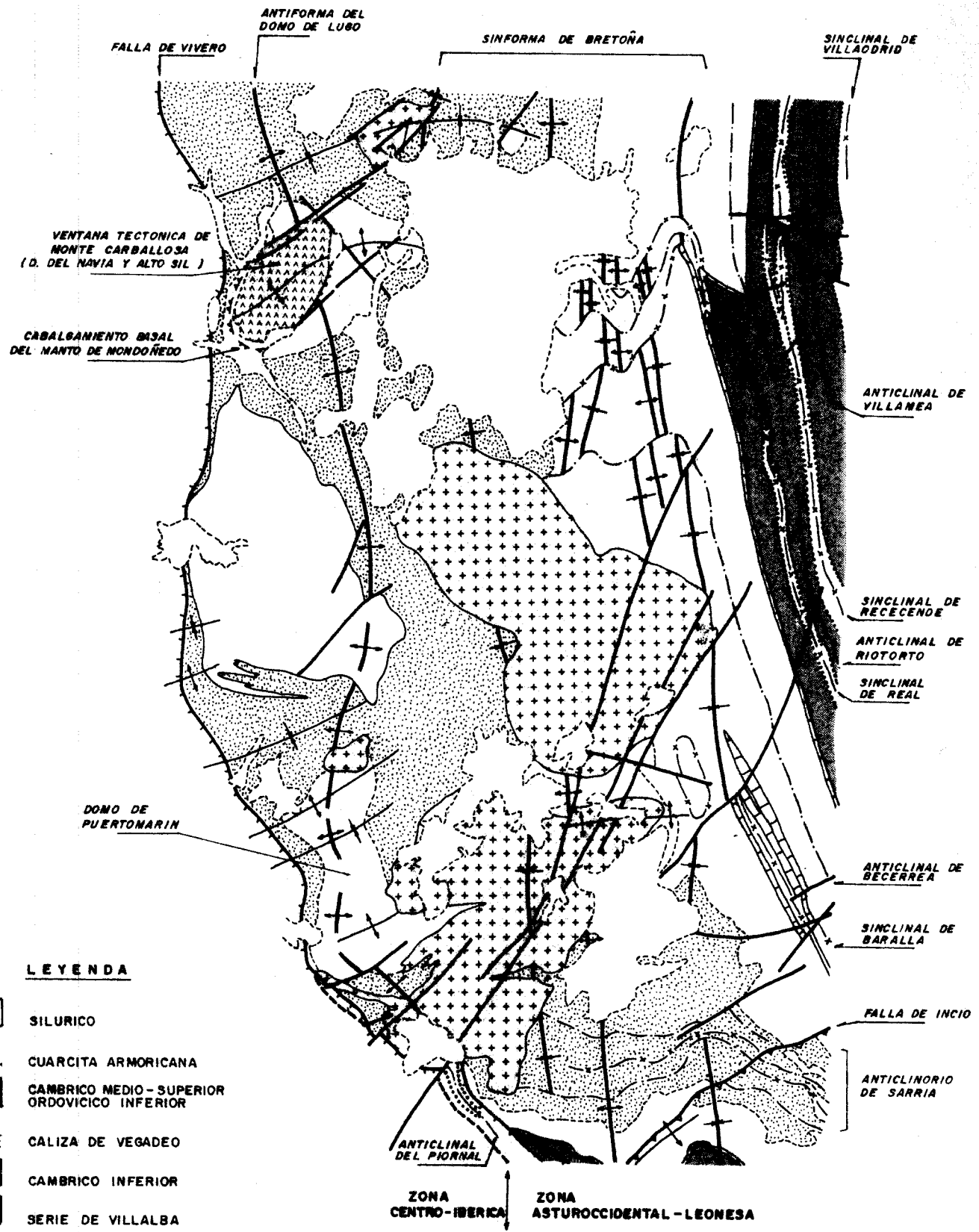
Fue cartografiada por primera vez por PARGA PONDAL et. al. (1967) y su estudio en profundidad ha sido realizado por MARTINEZ CATALAN (1981). Es una falla normal con cierto componente horizontal dextro, que recorre a lo largo de unos 140 km. gran parte de Galicia oriental, desde la costa Cantábrica hasta la Sierra del Caurel, al S. de la presente Hoja. Corta a los materiales del Manto de Mondoñedo, a su superficie de cabalgamiento y a su autóctono (Dominio del Navia y alto Sil), aunque ya fuera de nuestra zona. El bloque hundido es el occidental, pues a este lado de la falla los materiales son más modernos y presentan un grado metamórfico más bajo. El plano de falla se encuentra suavemente plegado por la fase de replegamiento radial, buzando en la actualidad entre 50 y 70° al O. (MARTINEZ CATALAN, 1981).

Su funcionamiento lleva consigo una importante deformación de tipo cizalla dúctil, especialmente localizada en su parte oriental a lo largo de una banda de 1 a 3 km. de ancho. Esta deformación se desarrolla tanto en los metasedimentos como en los plutones graníticos, próximos a ella y se suele caracterizar por la aparición de microcizallas en estas rocas. Por el contrario, al otro lado de la falla, la deformación asociada a ella se limita a la creación de micropliegues, por lo general de tipo "chevron", y de una esquistosidad normalmente de crenulación, todo ello de carácter local.



El salto total máximo de la falla se estima en 10 a 13 km. de los que entre 6 y 9 km. son absorbidos por la zona de cizalla dúctil (MARTINEZ CATALAN, 1981). Hacia el S. y a partir de Puertomarín comienza a disminuir su importancia.

Con respecto al aplastamiento asociado a la Falla de Vivero hay que citar el que sufre la estructura del Manto de Mondoñedo en sus proximidades, pues en la zona de Puertomarín la separación que existe entre el flanco normal del Anticlinorio de Sarriá (representado por una estrecha banda de Cuarcita inferior de Cándana o de el Tramo Superior de la Serie de Villalba, que recorre casi toda la falla) y el flanco inverso del Sinclinal de Villaadrid es del orden de 500 m., mientras que la separación de estos dos flancos en el centro de la estructura es de 6 a 8 km. (MARTINEZ CATALAN, --- 1981).

La Zona Asturoccidental-leonesa (Fig. 13) ocupa la parte oriental del mapa y representa el sector más externo de la cadena dentro del área estudiada. Su límite E. lo constituye la Falla de Vivero hasta la zona S. de Puertomarín en donde pasa a serlo el Sinclinal del Sil. La componen tres dominios, el Dominio del Caurel, el Dominio del Manto de Mondoñedo y el Dominio del Navia y alto Sil. Las diferencias fundamentales entre estos tres dominios son estratigráficas y paleogeográficas, pues representan partes de una cuenca de sedimentación alejadas, que la tectónica tangencial (de pliegues ---



LEYENDA

-  SILURICO
-  CUARCITA ARMORICANA
-  CAMBRICO MEDIO - SUPERIOR
ORDOVICICO INFERIOR
-  CALIZA DE VEGADEO
-  CAMBRICO INFERIOR
-  SERIE DE VILLALBA
-  ANTICLINAL DE 1ª FASE
-  SINCLINAL DE 1ª FASE
-  ANTIFORMA. FASE DE REPLEGAMIENTO LONGITUDINAL
-  SINFORMA. FASE DE REPLEGAMIENTO LONGITUDINAL
-  ANTIFORMA. FASE DE REPLEGAMIENTO RADIAL
-  SINFORMA. FASE DE REPLEGAMIENTO RADIAL
-  FALLA INVERSA

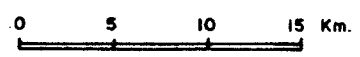


FIG. 13.- Estructuras fundamentales de la Zona Asturoccidental-leonesa.

tumbados y cabalgamientos) hercínica ha aproximado notablemente e incluso superpuesto.

El Dominio del Manto de Mondoñedo ocupa la mayor parte de la zona Asturoccidental-leonesa dentro de la Hoja, y se encuentra superpuesto tectónicamente al Dominio del Navia y alto Sil, el cual unicamente aflora en nuestra región en la ventana tectónica de Monte Carballosa (Fig. 13) (Corte geológico III-III' de la Hoja). El Dominio del Caurel se localiza en la parte más alta de la estructura que compone el Manto de Mondoñedo, es decir en la parte S de la Hoja y también con pequeña extensión dentro de ésta. Representa el dominio paleogeográfico más interno de los tres.

La estructura fundamental de los dominios del Manto de Mondoñedo y del Caurel está constituida por el apilamiento de una serie de pliegues tumbados, isoclinales y vergentes al E, originados durante la primera fase de deformación que poseen nombre propio y que son los siguientes de abajo a arriba de la estructura: Sinclinal de Nois, Anticlinal de Foz, Sinclinal de Villaodrid, Anticlinal de Villamea, Sinclinal de Rececende, Anticlinal de Riotorto, Sinclinal de Real, Anticlinal de Becerrea, Sinclinal de Baralla, Anticlinorio de Sarria, Sinclinal del Caurel y Anticlinal del Piornal. Estos dos últimos pliegues constituyen el Dominio del Caurel.

La representación cartográfica de las trazas axiales de estos pliegues se puede apreciar en la Fig. 13 y su desarrollo en profundidad, en los Cortes geológicos III-III' y IV-IV' de la Hoja. El Sinclinal de Nois y el Anticlinal de Foz aparecen sólo en el Corte geológico III-III' de la Hoja, pues su representación cartográfica se sitúa fuera del límite septentrional de la Hoja.

Todos estos pliegues poseen en general un importante engrosamiento de charnelas y un bajo ángulo entre flancos. Su amplitud varía entre 2 y 6 km. y su semilongitud de onda, alrededor de 2 km., lo que da lugar a valores elevados de la relación entre amplitud y longitud de onda (MARTINEZ CATALAN, 1981). De estas características destaca el Sinclinal de Villaodrid, por el gran desarrollo de su flanco inverso (al menos 15 km.) que le hace ser el pliegue más importante de la estructura. Las direcciones de los pliegues del Dominio del Manto de Mondoñedo se mantienen aproximadamente paralelos a las directrices de la virgación hercínica con un suave cabeceo al S. Sin embargo, a partir del flanco normal del Anticlinorio de Sarria, es decir, en el Dominio del Caurel, estas direcciones se hacen E-0, lo cual se interpreta como debido a su reorientación durante el emplazamiento del Manto de Mondoñedo (MARTINEZ CATALAN, 1981).

Con respecto a la disposición de los planos axiales, se observa

una verticalización progresiva hacia el E lo que se supone, al menos en parte, primaria (MARTINEZ CATALAN, 1981).

En el Dominio del Navia y alto Sil, se observan pliegues de características equivalentes a las descritas, pero con planos axiales buzando algo más que los de los pliegues del Manto (Corte geológico III-III' de la Hoja).

El Cabalgamiento del Manto de Mondoñedo tiene lugar una vez que los pliegues de primera fase, descritos antes, han alcanzado un cierto grado de desarrollo. Este cabalgamiento es debido a la Fase 2, o quizá mejor dicho, constituye la Fase 2, pues se interpreta como una consecuencia final de la primera fase. Su frente se localiza al E de la presente zona de trabajo. Este sigue aproximadamente las directrices generales de la virgación hercínica, recorriendo desde la costa cantábrica hasta la región de Ponferrada, alrededor de 165 Km. (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978). Su plegamiento por las fases tardías y la posterior erosión han dado lugar a la aparición de su autoctono (el Dominio del Navia y alto Sil) en dos ventanas tectónicas, de las cuales una -la de Monte Carballosa (Fig. 13, corte geológico III-III' de la Hoja)- se encuentra en esta Hoja.

Es desplazamiento del manto es de O a E, siendo su superposición mínima de 70 km., aunque es muy posible que sea superior, incluso superando los 100 Km. (MARTINEZ CATALAN, 1981). Su translación mínima se estima de 25 Km., pero este valor se aprecia excesivamente pequeño, al intentar hacer la correlación litoestratífica entre autoctono y aloctono, llegándose al valor de 50 Km. como mínimo probable para este parámetro (MARTINEZ CATALAN, 1981). Además, este valor corresponde a la base del manto, por lo que si se quiere calcular en la parte intermedia o superior de éste, habrá que añadirle la deformación continua que lleva asociado el movimiento del manto y que para su parte superior podría suponerse de alrededor de 28 Km. (MARTINEZ CATALAN, 1981).

Su superficie corta a los pliegues de primera fase, tanto del manto, como del autóctono, formando ángulos entre las superficies axiales de éstos y ella comprendidos entre 10° y 40° en el manto y entre 10° y 70° en el autóctono (Corte geológico III-III' de la Hoja). En general, las superficies axiales buzaban (antes del repliegamiento tardío) mas al O que la superficie de cabalgamiento, aumentando el citado ángulo entre ellas, a medida que nos encontramos mas lejos de esta última superficie.

Su desplazamiento da lugar a una intensa deformación asociada, fundamentalmente en la zona basal del manto. Esta deformación lleva consigo el progresivo aplastamiento y horizontalización de los pliegues de primera fase, la dispersión de los ejes de éstos y la forma

ción de rocas cataclásticas y miloníticas. Los macizos graníticos que intruyen antes o durante el emplazamiento del manto, son también deformados por éste. La deformación que presentan aumenta de intensidad en las proximidades de la superficie de cabalgamiento (MARTINEZ CATALAN, 1981). Estos macizos son, el de Sarria, el de Sta. Eulalia de Pena y quizás también el de Hombreiro (Fig. 18), aunque en éste la proximidad a la Falla de Vivero, dificulta el precisar cual es el origen exacto de su deformación.

Las estructuras de replegamiento radial se han localizado exclusivamente en la zona Asturoccidental-leonesa, llegando a afectar a la Falla de Vivero (Fig. 13). No se han determinado hasta el momento estructuras equivalentes en otras regiones del área estudiada, quizás debido a su ausencia o quizás debido a la falta -- de un estudio estructural en profundidad como el que existe de esta zona, realizado por MARTINEZ CATALAN (1981). Estas estructuras constituyen pliegues, por lo general asimétricos, de gran longitud de onda - entre 10 y 25 km., de amplitud alrededor de 1,5 km. y con superficies axiales subverticales o buzando al S o SE. Sus direcciones varían entre $N 50^{\circ} E$ y $E-0$, y su importancia disminuye hacia el E. La superposición de estos pliegues con los de Fase 1 da lugar a interferencias del tipo 2 de RAMSAY (1967).

La Falla de Incio, localizada en la esquina SE de la Hoja --- (Fig. 13), parece haberse producido en relación con esta fase - de deformación (MARTINEZ CATALAN, 1981). Esta es una falla inversa con un componente de desgarre dextra cuyo plano de falla buza al - SE unos 45° . Corta y desplaza a la Falla de Vivero.

Las estructuras de replegamiento longitudinal que afectan a la zona Asturoccidental-leonesa son de características más o menos -- análogas a las ya descritas en las otras regiones y dominios de la Hoja, aunque en la presente zona son pliegues, por lo general, menos apretados. Se pueden agrupar en dos estructuras principales, la Antiforma del Domo de Lugo y la Sinforma de Bretoña (MATTE, 1968) --- que se compone a su vez de varios pliegues de menor orden (Fig. 13 - cortes geológicos III - III' de la Hoja). Poseen longitudes de onda de hasta 56 km. y amplitudes aproximadamente de 6 km. Sus superficies axiales son subverticales, y sus ejes tienen direcciones subparalelas a los de la Fase 1, cabeceando al S entre 10° y 20° .

El replegamiento de las estructuras anteriores por los pliegues longitudinales tardíos da lugar según las regiones a distintos tipos de interferencia (RAMSAY, 1967).

Interferencias de tipo 1 se dan en la banda más occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa, en donde las estructuras de replegamiento longitudinal se superponen a las de replegamiento radial. Ambas de planos axiales subverticales y direcciones de sus ejes prácticamente perpendiculares. La figura de interferencia viene caracterizada por la presencia de dos domos; el más septentrional corresponde a la ventana tectónica de Monte Carballosa (Fig. 13, Corte geológico III-III' de la Hoja) y el meridional es el de Puertomarín (Fig. 13, Corte geológico IV-IV' de la Hoja) formado en realidad por dos domos menores contiguos.

Las interferencias de tipo 2, dan lugar a las características formas en "champiñón". Deben existir sin duda en la zona del flanco normal del Anticlinorio Sarriá, en donde se superponen los pliegues de Fase 1, aquí con direcciones E-W, con las estructuras de replegamiento longitudinal. La falta de niveles guía característicos dentro de la Serie Villalba, ha impedido la representación cartográfica de estas estructuras.

Las interferencias de tipo 3 dan lugar a los típicos "ganchos". Formas así se localizan en la esquina NE. de esta zona, al superponerse las estructuras de replegamiento longitudinal y los pliegues de primera fase.

Concretamente aparecen en la cartografía tres figuras de interferencia ("ganchos") correspondientes a este tipo, que son (Fig. 14): la, que dibujan la Cuarcita inferior de Cándana, las Pizarras de Cándana y su nivel carbonatado para un sinclinal menor del Sinclinal de Real; la que realiza la Cuarcita superior de Cándana, correspondiente a otro sinclinal menor del Sinclinal del Real; y la que realiza la Cuarcita superior de Cándana, para el Anticlinal de Riotorto, la cual es la mejor desarrollada, pero solo representada parcialmente en la Hoja, pues su desarrollo completo se realiza al N. de ésta.

El replegamiento de superficies que inicialmente formen un cierto ángulo (por ejemplo, los flancos de un pliegue no isoclinal) como ocurre en el caso de superposición de plegamientos que se está tratando, da lugar a que las trazas axiales de los pliegues longitudinales tardíos, posean una trayectoria en cartografía, distinta para cada flanco de un mismo pliegue de Fase 1, y que la representación cartográfica de estas trazas axiales quede interrumpida, "saltando" a otra posición, al llegar a las trazas axiales de primera fase -- (Fig. 14).

Existen abundantes fracturas afectando a la totalidad de los materiales que constituyen el área estudiada, a excepción de los sedimentos terciarios y cuaternarios. Corresponden a las denominadas por PARGA (1969) fracturas tardi-hercínicas. En general son fallas de planos subverticales con componentes de movimiento horizontal y

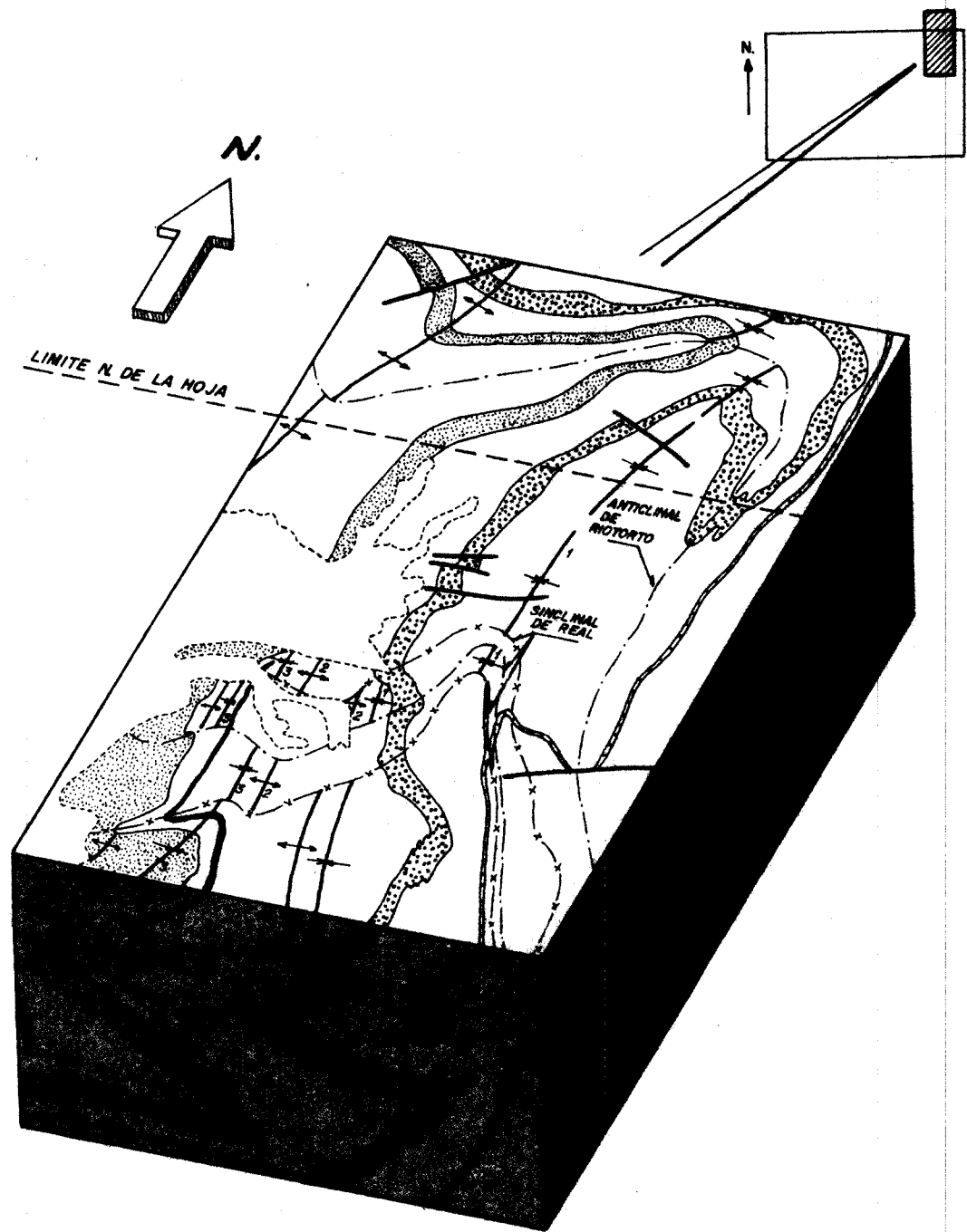


FIG. 14.- Bloque-diagrama mostrando las relaciones entre los pliegues de F_1 y los de repliegamiento longitudinal. Se puede observar el desplazamiento que sufren las trazas axiales de los pliegues tardíos al atravesar las superficies axiales de primera fase.

vertical. Se pueden agrupar en dos conjuntos. Uno de direcciones comprendidas entre N 10° y N 60° E y otra entre N 90° y N 130° los cuales PARGA (1969) considera conjugados. Estas fracturas - han jugado en muchos casos, varias veces. Algunas han sido ocupadas por filones de cuarzo, diabasa, pegmatita y pórfidos y microgranitos porfídicos.

De todas ellas, una de las más características es la Falla de Meirama (HERNANDEZ URROZ et. al., 1981; GALAN et. al., 1981) que recorre con una dirección aproximada N 140° E la mitad NO. - de la Hoja. Asociada a ella existen una serie de cubetas tectónicas ("graben") rellenas posteriormente por sedimentos terciarios y cuaternarios, una de las cuáles, la más septentrional, es la - de Meirama, que posee una importante acumulación lignitífera (Fig. 11).

2.2.- FASES DE DEFORMACION.

En este apartado se describen las características de cada una de las fases de deformación principales que afectan a los materiales de la Hoja.

La descripción de cada fase comienza por sus caracteres generales, sigue con sus estructuras mayores y por último las menores, cuyo conocimiento es además, a veces, decisivo para la caracterización y determinación de las estructuras mayores, especialmente en series potentes monótonas. Para las estructuras de replegamiento esta descripción se hace a su vez por dominios, debido a la carencia de una certeza absoluta en la correlación entre las fases de cada uno de ellos.

2.2.1.- Fases de deformación prehercínica.

2.2.1.1.- Dominios del Complejo de Ordenes y de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.

Algunos autores holandeses hablan de la existencia de fases de deformación prehercínicas para esta región, basándose en criterios de campo o petrológicos y más recientemente en las dataciones realizados por van CALSTEREN (1979) y KUIJPER (1979) de las etapas de metamorfismo sufridas por algunas de estas rocas (apartado 3.2.3. de esta Memoria). Considerando lógicamente que asociados a estos procesos metamórficos han existido otros de deformación, llegan a situar hasta tres fases de deformación anteriores a la primera fase hercínica (van ZUUREN, 1969; HILGEN, 1971; HUBREGTSE, 1973; ARPS et. al., 1977; KUIJPER, 1979; DEN TEX, 1981).

La ausencia de localización hasta el momento de estructuras importantes relacionadas con estas fases prehercínicas, junto con la

comprobación realizada durante el presente trabajo de que son correlacionables con los de las fases hercínicas, micropliegues asignados a ellas (van ZUUREN, 1969), nos ha inclinado a no darles a estas posibles fases carácter de tal, sin pretender eliminar la posibilidad de su existencia.

Por otro lado la dispersión de ejes de pliegues que existe a veces, puede ser explicado por la actuación de una zona de cisallamiento simple heterogéneo intenso, como debe ser la que nos ocupa, sin necesidad de recurrir a fases de deformación anteriores.

2.2.1.2.- Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y Zona Asturoccidental-leonesa.

La discordancia de la Cuarcita inferior de Cándana sobre la serie de Villalba, puesta de manifiesto a partir de la individualización de dos tramos en esta última, dentro de la zona Asturoccidental-leonesa, obliga a admitir la existencia de movimientos tectónicos entre el Precámbrico y el Cámbrico y atribuibles por tanto a una fase asintica (o cadónica).

En el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", su cartografía muestra una discordancia entre la Formación Porfiroide del "Ollo de Sapo" y las Pizarras de los Montes de edad Ordovícico Inferior (Tremadoc). Esto supone la existencia de una fase asintica o más probablemente sárdica.

También aparece una discordancia en la base de los materiales silúricos, tanto dentro del Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", como en la Zona Asturoccidental-leonesa. Esta discordancia ha sido interpretada como una laguna estratigráfica, acompañada - en todo caso por una ligera discordancia, por MATTE (1968) y por MARCOS (1973); sin embargo MARTINEZ CATALAN (1981), considera que existen además algún tipo de pliegues irregulares o estructuras - más complejas en el substrato del Silúrico. Se supone que corresponde a una fase tectónica. En el caso de que las calizas de la Aquiana (apartado 1.1.3.9. de esta Memoria), fuesen de edad Ordovícico superior, hecho no descartado hasta el momento, habría que suponer que esta discordancia es anterior a la tectónica, ya que cuando existe esta formación, es ella la que reposa discordantemente sobre el substrato Ordovícico y no las Capas de la Garganta.

2.2.2.- Fases de deformación hercínica.

2.2.2.1.- Primera fase (F₁).

Es la más importante y mejor representada en la zona estudiada.

Afecta a todos los materiales de la Hoja, salvo los granitoides, hercínicos, las migmatitas, las rocas filonianas y los sedimentos terciarios y cuaternarios.

Corresponde a la Fase 1 de MATTE (1968), MARCOS (1973), BASTIDA (1980) y MARTINEZ CATALAN (1981) y a la Fase 4 de van ZUUREN (1969), ARPS et. al. (1977), KUIJPER (1979) y DEN TEX (1981).

Sus caracteres son el desarrollo de grandes pliegues tumbados vergentes al E. y de una esquistosidad penetrativa y generalizada en toda la región, salvo cuando la borra u oculta otra posterior.

2.2.2.1.1.- Estructuras mayores.

Corresponden a pliegues de amplitud kilométrica, con bajo ángulo entre flancos y que desarrollan en algunos casos grandes flancos inversos. A veces llegan a ser isoclinales. Llevan asociado un fuerte aplastamiento en los flancos y un importante engrosamiento de charnelas. La relación entre amplitud y longitud de onda es por lo general elevada. Su vergencia es al E., llegando a ser pliegues tumbados. Sus trazas axiales siguen las directrices fundamentales de la cadena, es decir N-S, y sus ejes cabecean suavemente al S.

Los pliegues más importantes pertenecientes a esta fase son:

- En el Dominio de Complejo de Ordenes:

Pliegues asociados a los esquistos gris-oscuros de la Unidad de Villa de Cruces.

Posibles pliegues en las rocas máficas del núcleo del Complejo de Sobrado (Unidad de Sobrado-Mellid).

Posibles pliegues en el extenso afloramiento O. de rocas máficas de la Unidad de Betanzos-Arzúa.

- En el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".

Anticlinal de Vilacha.

Pliegues que constituyen la Antiforma de Guitiriz.

Pliegues que realiza la Cuarcita Armoricana en la región SE. del dominio.

- En el Dominio del Caurel.

Anticlinal del Piornal.

Sinclinal del Caurel.

- En el Dominio del Manto de Mondoñedo.

Anticlinorio de Sarria.

Sinclinal de Baralla.
 Anticlinal de Becerreá.
 Sinclinal de Real.
 Anticlinal de Riotorto.
 Sinclinal de Rececende.
 Anticlinal de Villamea.
 Sinclinal de Villaodrid.
 Anticlinal de Foz.
 Sinclinal de Nois.

- En el Dominio del Navia y alto Sil.

Pliegues que afloran en la ventana tectónica de Monte Carballosa.

Estas estructuras han sido descritas en el apartado anterior (2.1.) y se encuentran representadas en los cortes geológicos -- de la Hoja.

2.2.2.1.2.- Estructuras menores.

Las principales estructuras menores asociadas a esta fase de deformación son: pliegues menores, esquistosidad, lineaciones, -- "mullion" y "boudins".

2.2.2.1.2.1.- Pliegues menores.

Se localizan abundantes micropliegues asociados a las grandes estructuras, especialmente en los dominios más orientales de la Hoja. Son pliegues con charnelas y superficies axiales paralelas a las de las grandes estructuras. Su simetría depende de su posición dentro de las macroestructuras, siendo muy asimétricos en los flancos de éstas y bastante simétricos en las charnelas. Poseen por lo general un fuerte engrosamiento de charnelas. Sus ejes cabecean al S. valores que no sobrepasan los 30°.

2.2.2.1.2.2.- Esquistosidad (S_1).

Toma distintos aspectos en función de la litología y del grado de metamorfismo. Aparece como "slate cleavage" (HOBBS et al., 1976) en las zonas menos metamórficas, como en la Sinforma de Bretoña o - en alguna zona del Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", en la mayor parte de los Esquistos de Ordenes, en parte del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental y en la Unidad de Villa de Cruces y como bandeadogneísico, en algunas partes de Zona Asturoccidental-leonesa, como en el Domo de Puertomarín en el núcleo de la - Antiforma de Guitiriz, y en algunas zonas de los Esquistos de Ordenes.

En las rocas máficas de la región occidental de la Hoja, la esquistosidad que presentan corresponde también a un bandeado - gneísico. Se ha supuesto que es la S_1 , pero no cabe duda que tanto la posibilidad de existencia de esquistosidades anteriores, como el desarrollo local de la S_2 pueden haber dado lugar a que su -- asignación a esta fase no haya sido la correcta en algún caso.

En los ortogneises es muy posible que la esquistosidad que presentan sea la S_1 , pero en algún caso puede ser también la S_2 por lo que se ha optado por utilizar en la cartografía, el símbolo especial para rocas graníticas.

A gran escala es paralela a la superficie axial de los pliegues de esta fase, si bien en detalle sufre refracción al atrevesar niveles con distinta competencia.

Aparece claramente definida en las rocas con abundantes filosilicatos (pizarras, esquistos..).

En las cuarcitas no siempre se aprecia.

2.2.2.1.2.3.- Lineaciones.

Se distinguen dos tipos de lineaciones, las de intersección - y las de estiramiento (o de orientación mineral).

Las primeras corresponden a la intersección de la superficie de estratificación (S_0) y la de esquistosidad (S_1). Sus direcciones, en general, son paralelas a las de los ejes de los pliegues de esta misma fase, es decir siguiendo las directrices de la virgación hercínica, salvo en zonas próximas a la base de los mantos en donde pueden sufrir desorientaciones importantes.

Las lineaciones de estiramiento, son consecuencia de la orientación de determinados elementos de la roca, tales como, porfiroblastos de algún mineral abundante, sombras de presión que estos - porfiroblastos pueden originar o de determinados agregados minerales.

En la Zona Asturoccidental-leonesa presentan direcciones aproximadamente E. - O., en el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" aproximadamente N 140-160°E, es decir paralelas a los ejes de los pliegues y en la parte más occidental no se han determinado direcciones regionales predominantes.

Resulta difícil, de todos modos, asegurar en la actualidad que una determinada lineación de estiramiento pertenece a la Fase 1, - pues es frecuente la reorientación de ésta por las fases posteriores.

2.2.2.1.2.4.- Otras estructuras menores.

En algunos puntos, especialmente en la parte E. del mapa, se han localizado estructuras de tipo "mullion" y "boudin".

Los primeros se forman en las zonas de contacto entre materiales competentes e incompetentes, sobre todo en zonas de charnela. Sus ejes son paralelos a los de los pliegues.

Los segundos se desarrollan sobre todo en rocas competentes como las cuarcitas. Sus direcciones suelen ser perpendiculares a los ejes de los pliegues.

2.2.2.2.- Segunda fase (F₂).

Corresponde a la Fase 2 de MARCOS (1973), PEREZ ESTAUN (1978), BASTIDA & PULGAR (1978) y MARTINEZ CATALAN (1981).

Se caracteriza por el desarrollo de importantes mantos de corrimiento procedentes del O. o NO. Estos mantos cortan a sus pliegues de Fase 1, con un bajo ángulo. El ángulo que forman los pliegues del alóctono, con la superficie del manto, sin embargo, puede ser mayor, como en el caso de la Ventana tectónica de Monte Carballosa (autóctono del Manto de Mondoñedo) (Fig. 13).

Asociada a ellos existe una intensa deformación que se localiza en una zona de cizalla en las proximidades de sus superficies de movimiento. Esta deformación lleva consigo un importante aplastamiento, la paralelización de las superficies axiales a la citada superficie de cabalgamiento y la reorientación de las estructuras anteriores. A su vez es la que da lugar a la deformación selectiva de los plutones graníticos próximos (Sarria, Sta. Eulalia de Pena, Hombreiro).

2.2.2.2.1.- Estructuras mayores.

Las estructuras mayores localizadas, pertenecientes a esta fase son dos: el manto que constituye el Complejo de Ordenes y el Manto de Mondoñedo. Ambos poseen, a su vez, cabalgamientos internos, de mayor envergadura en el primero, como son los de las unidades que lo componen y de menor envergadura en el segundo, en que únicamente aparecen aprovechando la debilidad de los niveles incompetentes del Cámbrico, Ordovícico o Silúrico de este dominio.

También hay que destacar la existencia de estructuras de tipo "duplex", es decir delimitadas por superficies de cabalgamiento, dentro del Dominio del Complejo de Ordenes (Cortes geológicos I-I' y IV-IV' de la Hoja), como son el Complejo de Sobrado o la Unidad de la Sierra del Careón.

Estos mantos han sido descritos con más detalle en el apartado anterior (2.1.) de este capítulo.

Como estructuras mayores que podrían estar en relación con esta fase de deformación se pueden citar:

El posible cabalgamiento del Dominio del Anticlinorio del -- "Ollo de Sapo" sobre la Zona Asturoccidental-leonesa, hoy oculto por las fallas de Valdoviño y Vivero.

La Antiforma de Guitiriz, cuyas características ya fueron descritas anteriormente (apartado 2.1.) y que podría ser debida a esta fase o a la de replegamiento longitudinal.

Y la Falla de Vivero que podría generarse al final de esta fase como resultado de un reajuste isostático provocado por el apilamiento de los mantos.

2.2.2.2.2.- Estructuras menores.

2.2.2.2.2.1.- Pliegues menores.

Se desarrollan paralelamente al emplazamiento de los mantos, una serie de pliegues menores con charnelas curvas, a veces fuertemente curvas, vergentes hacia el E. y con una gran dispersión. Se han localizado pequeños pliegues de este tipo en el Manto de Mondoñedo, de dimensiones algo mayores (de orden métrico) en la Unidad de la Sierra del Careón y aún algo mayores (varios cientos de metros) en la Unidad de Betanzos-Arzúa, concretamente en la zona de la Mina de Arinteiro (1).

2.2.2.2.2.2.- Esquistosidad (S_2).

También aparece una esquistosidad asociada al emplazamiento de los mantos, que se localiza en una franja paralela a sus superficies de cabalgamiento. Esta franja es de 4 a 6 km. máximo de ancho, perteneciendo la mayor parte de ella al propio manto y muy poca al autóctono correspondiente. Es una esquistosidad de crenulación que incluso llega a veces a ser una "schistosity". Su desarrollo suele llevar consigo la desaparición a simple vista de la S_1 , localizándose esta última, en estos casos, únicamente al microscopio.

También pertenecientes a la S_2 son las esquistosidades visibles en campo en las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago y en parte de los Esquistos de Ordenes y del Dominio esquistoso de Galicia -- central y occidental.

2.2.2.2.2.3.- Lineaciones.

Existen dos tipos de lineaciones igual que en la Fase 1, de intersección y de estiramiento.

(1) X = 220.000 Y = 931.000

La primera, resultado de la intersección de la S_2 con la S_1 o con la superficie de estratificación, da lugar a dos lineaciones subparalelas, generalmente, y de direcciones similares a la de los ejes de los pliegues menores de esta fase de deformación.

La lineación de estiramiento (o quizás mejor de orientación mineral) iniciada en la Fase 1, sigue desarrollándose durante esta fase, siendo en muchos casos, especialmente cuando no existan pliegues de Fase 2, continuación de esta primera.

Sus direcciones en la región del Manto de Mondoñedo, en donde se ha podido medir sistemáticamente, oscilan entre $N 110^\circ E$ al N y $N 70^\circ E$ al S, es decir perpendiculares a las directrices generales de la virgación hercínica.

2.2.2.2.2.4.- "Boudins".

Estructuras de este tipo aparecen en las zonas basales de los mantos. Afectan especialmente a las capas cuarcíticas y anfibólicas de la base del Manto de Mondoñedo, señalando un fuerte estiramiento en la dirección supuesta del manto (MARTINEZ CATALAN, -- 1981).

2.2.2.3.- Estructuras de replegamiento.

La diferente representación en cada dominio, de estas estructuras, junto con la carencia de una certeza absoluta en su correlación entre estos dominios, aconseja su descripción por separado.

Gran parte de las características de estas estructuras han sido ya descritas en el apartado anterior (2.1.).

2.2.2.3.1.- Zona Asturoccidental-leonesa.

Esta región es la única afectada por dos tipos de estructuras de replegamiento: las radiales y las longitudinales.

2.2.2.3.1.1.- Estructuras de replegamiento radial.

Estructuras de este tipo ya fueron reconocidas por MARCOS -- (1973) al E. y por PEREZ ESTAUN (1978) al SE de esta región, aunque ambos autores los asignan una edad posterior a las estructuras de replegamiento longitudinales. En esta región, sin embargo, parece evidente (MARTINEZ CATALAN, 1981) que se sitúan cronológicamente delante de estas últimas estructuras.

Su característica fundamental es su disposición aproximadamente perpendicular a las directrices fundamentales de la virgación hercínica.

Se han localizado únicamente estructuras de este tipo en la

Zona Asturoccidental-leonesa, perdiendo a su vez importancia hacia el E. de esta región.

2.2.2.3.1.1.1.- Estructuras mayores.

Son principalmente pliegues amplios de direcciones que varían de E-O al N. a N 50°E al S. de la región estudiada. Son pliegues por lo general asimétricos con vergencia N., que poseen un flanco septentrional más corto y próximo a la vertical que el meridional. Su superficie axial es subvertical o buzando al S. o SO. Sus longitudes de onda oscilan entre 10 y 25 km. y sus amplitudes entre 1 y 5 km.

La Falla de Incio (Fig. 13) está asociada a una antiforma radial y parece haberse producido durante esta fase.

2.2.2.3.1.1.2.- Estructuras menores.

Asociados con las estructuras mayores, aparecen algunos pliegues menores y localmente una esquistosidad de crenulación, que llega a ser intensa en la mitad occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa y en la Sierra de Caurel.

Los pliegues son suaves, a veces con simetría igual a la de los pliegues mayores.

El microplegamiento es intenso a veces, pudiendo dar lugar en áreas epizonales, como en la Sierra del Caurel (S. de esta región) a una diferenciación en bandas ricas en cuarzo correspondientes a las charnelas y a bandas ricas en micas correspondientes a los flancos (bandedo tectónico).

2.2.2.3.1.2.- Estructuras de replegamiento longitudinal.

Representan los últimos episodios del acortamiento asociado a la orogenia hercínica, en esta región. Poseen un carácter general y atraviesan toda la zona de N a S siguiendo direcciones subparalelas a las de la virgación.

Corresponden a la Fase 2 de MATTE (1968), Fase 3 de MARCOS (1973) y Fase 5 de MARTINEZ CATALAN (1981).

2.2.2.3.1.2.1.- Estructuras mayores.

Sus estructuras mayores principales son dos, la Antiforma del Domo de Lugo y la Sinforma de Bretoña . Son pliegues suaves de --

dirección aproximada N-S, con superficies axiales subverticales obuzando fuertemente al O. Estas estructuras ya han sido descritas en el apartado anterior (2.1.).

Su interferencia con las estructuras anteriores, tanto de Fase 1, como de Fase 2 o de replegamiento radial, configuran el esqueleto fundamental de la región, únicamente retocado más tarde, por la fracturación tardihercínica.

2.2.2.3.1.2.2.- Estructuras menores.

Los pliegues menores que se desarrollan durante esta fase son por lo general pliegues angulares, que cuando afectan a niveles de cuarcita sus superficies adquieren una forma sinusoidal.

Afectan a todas las estructuras anteriores y se desarrollan fundamentalmente en las zonas de charnela de los pliegues mayores y en las proximidades de la Falla de Vivero.

Sus superficies axiales, con direcciones principales N-S, buzán generalmente al E., pero buzamientos muy variables; desde 10° a 45° en la zona de la Falla de Vivero, a subvertical en la Antiforma del Domo de Lugo, pasando por valores intermedios en la Sinforma de Bretoña.

Sus ejes cabecean casi siempre al S. en la región E., pero al O. varía, ya que depende de la posición inicial de la S_1 o S_2 después de ser replegada por los pliegues radiales.

La esquistosidad que desarrolla esta fase de deformación es de crenulación, no muy intensa y que no aparece representada -- siempre. Concretamente se localiza en las regiones mencionadas -- anteriormente, donde se desarrollan los pliegues menores.

Viene definida por las superficies axiales de los micropliegues que afectan a la S_1 o S_2 . También esta esquistosidad crenula a la asociada a las estructuras de replegamiento radiales, lo cual se puede observar en la zona de Baralla, en el Domo de Puertomarín y en las proximidades de la Falla de Incio.

Ocasionalmente da lugar a un bandeado tectónico, caracterizado por la alternancia de bandas compuestas de cuarzo y micas que corresponden a las charnelas de los micropliegues y otras casi -- exclusivamente compuestas por micas, que corresponden a las zonas de los flancos, en las que el cuarzo ha desaparecido por disolución por presión.

2.2.2.3.2.- Zona Centro-Ibérica. Dominio del Anticlinorio del -
"Ollo de Sapo".

A continuación se describen las características fundamentales de la Fase de replegamiento longitudinal en este dominio. No se han identificado estructuras importantes de replegamiento radial en él.

2.2.2.3.2.1.- Estructuras mayores.

Fundamentalmente son dos, la Antiforma de Guitiriz (MATTE, - 1968), y una sinforma que se localiza al E. de ésta. También -- hay que mencionar, aunque ya en segundo orden, algunos de los -- pliegues que realiza la Cuarcita Armoricana en el flanco E. de - la Antiforma de Guitiriz, (mitad N. de la Hoja) los cuáles poseen ejes con fuerte cabeceo y charnelas curvas, como se deduce de la cartografía. El resto de los pliegues que constituyen el Anticlinorio del "Ollo de Sapo" han sido atribuidos a la primera fase - de deformación hercínica, en contra de la interpretación de MATTE, (1968) que supone todos ellos como pertenecientes a esta fase -- de replegamiento (Fase 2 suya). Tampoco coincide esta interpretación del Anticlinorio con la realizada por GONZALEZ LODEIRO et. al. (1977) en la que por el contrario se asignan todas a la Fase 1.

Son pliegues de plano axial subvertical o ligeramente vergentes al E. y de dirección N-S. Sus ejes cabecean hacia el N. en - la parte N. de la Hoja y al S. en la parte S., configurando la estructura de domo que posee este dominio en la zona N. de la - región estudiada.

El núcleo del domo es ocupado por los macizos graníticos de Puebla de Parga y Friol, cuyo emplazamiento debe estar en relación con esta estructura.

Resulta incierta la correlación de la Antiforma de Guitiriz con las estructuras de replegamiento longitudinal de la Zona Asturoccidental-leonesa. Su esquistosidad de plano axial se halla crenulada por dos esquistosidades, una de dirección radial (E-O) y otra longitudinal, ambas, en general, con buzamientos elevados. Si se correlacionan estas dos esquistosidades con las de replegamiento de la Zona Asturoccidental-leonesa, hay que asignar esta antiforma a una fase anterior a las de replegamiento. En este caso, o la Antiforma de Guitiriz es de Fase 2 verticalizada por las fases de replegamiento o está en relación con una zona de cizalla desarrollada exclusivamente en este dominio (IGLESIAS & CHOUKROUNE, 1980).

2.2.2.3.2.2.- Estructuras menores.

Se desarrollan pliegues coherentes con las estructuras mayores, de longitud de onda variable, que pueden llegar a ser isoclinales en los núcleos de éstas. En los niveles competentes -- suelen ser isopacos.

También se desarrolla una esquistosidad de crenulación bastante generalizada que puede llegar a ser una "schistosity" en los materiales pelíticos, borrando a veces a la esquistosidad anterior. En las cuarcitas y areniscas aparece como una esquistosidad de fractura. Es paralela, en general, a los planos axiales de los pliegues de esta fase.

También aparecen lineaciones de intersección, que suelen ser paralelas a los ejes de los pliegues.

2.2.2.3.3.- Zona Centro-Ibércia. Sector al O. de la Falla de Valdoviño.

La posición relativa entre los dominios y unidades que componen este sector durante la actuación de la Fase de replegamiento longitudinal es equivalente a la actual por lo que este sector ha sido tratado como un solo conjunto.

2.2.2.3.3.1.- Estructuras mayores.

Son las que dan lugar a la estructura general que constituye esta región.

Los pliegues mayores más característicos son (Fig.5 y 6, Cortes Geológicos I-I' y IV-IV' de la Hoja): El Sinclinorio de los Esquistos de Ordenes, la Antiforma del Complejo de Sobrado, la sinforma al E. de este complejo, la Sinforma de la Unidad de Lalín

Son pliegues no muy apretados, de plano axial subvertical o buzando bastante al O., de dirección que varía de N-S a N 30°E. Sus ejes cabecean tanto al N. como al S. valores que por lo general no superan los 30°.

Estos pliegues pueden estar en relación, al menos en algún caso, con el desarrollo de la zona de cizalla dúctil que limita esta región por el E. (zona de Punta Galeira-Palas de Rey de -- IGLESIAS & CHOUKROUNE, 1980), pudiendo ser también debido a ella algunas de las variaciones en dirección que experimentan estos en

sus proximidades.

Por último, hay que mencionar la posibilidad de que la Falla de Pico Sacro, haya actuado durante esta fase de deformación, -- aunque aparezca plegada por ella.

2.2.2.3.3.2.- Estructuras menores.

Se desarrollan pliegues menores con superficies axiales sub-verticales o vergentes al E. y en general paralelas a las de las macroestructuras, al igual que sus ejes. Su geometría varía desde pliegues suaves a muy apretados. En algunos casos son pliegues - de tipo "chevron". Esto depende de la intensidad alcanzada por esta fase en cada zona.

Aparece una esquistosidad asociada, plano axial de los pliegues, cuyo desarrollo también es variable. Generalmente es de crenulación, originando únicamente una poligonización de micas. Sin embargo, a veces puede llegar a enmascarar a la o las anteriores, como en zonas del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental o de los Esquistos de Ordenes. En las rocas graníticas - origina una orientación planar de sus minerales, que se convierte en intensa milonitización en las proximidades de la zona de cizalla de Punta Galeira-Palas de Rey (IGLESIAS & CHOUKROUNE, 1980).

La intersección de esta esquistosidad con las superficies -- de anisotropía anteriores (S_1 y S_2) da lugar a una lineación -- generalmente paralela a los ejes de los pliegues.

2.2.2.4.- Deformación tardihercínica.

Principalmente corresponde al desarrollo de una densa fracturación y a la formación de pliegues de tipo "kink-band" y --- "chevron".

Se forman dos sistemas fundamentales de fractura, NO. - SE. y NE. - S), con un juego tanto en la vertical como en la horizontal (PARGA, 1969).

Fallas pertenecientes de esta época deben ser la mayoría de las que afectan a los materiales de la Hoja. En muchos casos se encuentran cicatrizadas por filones de cuarzo y pegmatitas y/o aplitas o han sido aprovechadas por los cursos de agua de la red hidrográfica actual.

Entre estas fallas destacan la de Meirama, Pico Sacro y Valdoviño, aunque estas dos últimas no es del todo claro su carácter tardihercínico, como ya se ha descrito anteriormente.

Estas fallas afectan a los granitos tardíos de edad Estefaniense (286 ± 9 m.a.; RIES, 1979) y son recubiertas en Asturias por sedimentos triásicos; por lo que se les atribuye una edad -- Carbonífero más superior - Pérmico (PARGA, 1969).

En algún caso relacionadas con esta fracturación y en otros como consecuencia de los movimientos póstumos del ciclo orogénico, aparecen meso y microestructuras de tipo "chevron" y --- "kink-bands", cuyos planos axiales suelen ser próximos a la horizontal. A veces también se desarrolla una esquistosidad de crenulación local, asociada a ellos.

Todas estas estructuras parecen indicar movimientos gravitatorios en la vertical.

2.2.3.- Ciclo alpino.

La estructura fundamental de la región ya está constituida al comienzo de estos movimientos. Se caracterizan por un estilo marcadamente frágil, consistente en el juego de fallas normales, que en muchos casos aprovechan las superficies tardihercínicas. Es por tanto una época de distensión.

Como consecuencia de la actuación de estas fallas, se crean cubetas tectónicas ("graben") que son rellenas por sedimentos terciarios, los cuales en algún caso son aún afectados por el -- funcionamiento de estas fallas.

Según NONN (1966) el juego de estas fallas sería posterior -- a la construcción de la superficie de arrasamiento fini-oligocena.

2.3.- HISTORIA DE LA DEFORMACION HERCINICA.

De acuerdo con las fases de deformación descritas en el apartado anterior, la evolución tectónica de la Orogenia hercínica, se puede interpretar del siguiente modo:

a) Comienzo de la actividad orogénica con el desarrollo de una tectónica tangencial que da lugar a pliegues tumbados, vergentes al E., en la mayoría de los casos isoclinales. Sus direcciones -- generales son N-S. Hay dominios en donde no se han localizado pliegues de este tipo, lo cual no significa que no existan.

b) Desarrollo de cabalgamientos y emplazamiento de mantos de corrimiento de zonas más internas sobre zonas más externas, es decir, con vergencia E., como la consecuencia extrema de la tectónica tangencial iniciada anteriormente. Alguno de estos mantos posee translaciones superiores a los 100 km.

c) Desarrollo de una tectónica de compresión, no tangencial, con lo que el acortamiento continua. Se originan pliegues de plano axial subvertical (estructuras de replegamiento radial y longitudinal), zonas de cizalla subverticales y fallas como la de -- Valdoviño.

El desarrollo de los pliegues radiales puede estar en relación con un acortamiento N.-S. del arco Ibero-armórico, similar al que propone JULIVERT (1971 b) para las Cordilleras Cantábricas.

Estas estructuras de replegamiento no tienen porque ser contemporáneas en los distintos dominios. Por otro lado, hay que tener en cuenta que la deformación no es simultánea en todos los puntos de la cadena, sino que va avanzando de O. a E.

2.4.- EDAD DE LA DEFORMACION.

Teniendo en cuenta el problema mencionado en el apartado anterior, de la falta de sincronismo en los momentos de actuación de una misma fase en los distintos dominios, a continuación se discuten las edades de las distintas fases por sectores. Al final se hace una breve correlación entre ellas.

2.4.1.- Zona Asturoccidental-leonesa.

Las rocas sedimentarias más modernas que han sido afectadas por la primera fase de deformación hercínica son de edad Silúrico (Llandovery).

Como límite superior para la edad de la tectónica tangencial (fases 1 y 2) se puede tomar el Westfaliense B superior, por correlación con la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1971 a), en donde es la primera discordancia reconocida.

El final de las fases de replegamiento es estimado por JULIVERT (1967) como Westfaliense D, también en la zona Cantábrica, lo cual extrapolamos a esta región. En cualquier caso deben ser anteriores al Estefaniense, edad del macizo granítico tardío de

Lugo-Castroverde (286 ± 9 m.a.; RIES, 1979).

2.4.2.- Zona Centro-Ibérica. Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".

La edad de la formación más reciente afectada por la primera fase de deformación hercínica es Silúrica (Wenlock - Ludlov).

La primera fase debe ser anterior al Namuriense, edad del macizo precoz de Puebla de Parga (323 ± 10 m.a., KUIJPER, 1979).

CAPDEVILA & VIALETTE (1970) consideran la edad del macizo granítico de Friol como edad de su Fase 2 (Fase de replegamiento longitudinal en este trabajo). La edad de este granito de dos micas es Namuriense (315 ± 10 m.a.) según KUIJPER (1979).

2.4.3.- Zona Centro-Ibérica. Sector al O. de la Falla de Valdo-
viño.

No existen dataciones precisas de los materiales metasedimentarios de esta región.

Van CALSTEREN et al. (1979) datan como Devónico superior -- (350 m.a. aprox.) el final del metamorfismo de facies granulita. Si se supone este metamorfismo de edad hercínica, la primera fase de deformación hercínica debería ser algo anterior, es decir, al menos, Devónico medio-superior. Esto estaría de acuerdo con la hipótesis del avance progresivo de la deformación de O. a E., que da lugar al ya mencionado, asincronismo entre las mismas fases en los distintos dominios.

El Dominio esquistoso de Galicia Central y occidental, al ser el autóctono (relativo ?) del Dominio del Complejo de Ordenes y quizás del Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago, sería afectado por la primera fase de deformación hercínica, algo más tarde que éstos, los cuales estarían localizados más al O.

No existen datos concretos para poder delimitar la edad de actuación del resto de las fases en esta región. Únicamente se puede extrapolar la edad de las rocas graníticas hercínicas de otras áreas a ésta y estimar de un modo aproximado que la edad de la Fase de replegamiento longitudinal se situaría algo antes del Namuriense (edad estimada para esta fase en el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo") y que en cualquier caso sería anterior a la edad de los granitos tardíos, es decir, 286 ± 9 m.a.

y 280 ± 11 m.a. (RIES, 1979) de los macizos de Lugo-Castroverde (al E. de esta región) y de Traba (al O. de esta región) respectivamente, lo cual les sitúa en el Estefaniense.

2.4.4.- Correlación entre las zonas.

Sin olvidar el carácter aproximado, que poseen los datos citados en los apartados anteriores, es interesante destacar las distintas edades obtenidas para las mismas fases en cada zona, especialmente para la Fase 1, al comienzo de la cual los distintos dominios que componen el área estudiada se situaban en las posiciones más alejadas entre sí. Así, se observa una edad Devónico superior en la zona más occidental, que pasa a antenamuriense en la zona intermedia y que se estima Westfaliense en la más oriental.

Con respecto a la Fase de replegamiento longitudinal, se observa algo similar aunque no tan llamativo. En el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" se le supone una edad Namuriense y en la Zona Asturoccidental-leonesa, una edad Westfaliense.

En ambos casos se observa el carácter más temprano de la actuación de las fases en las regiones más occidentales.

Por último hay que decir que la datación del emplazamiento de los mantos, es decir de la Fase 2, no es posible precisarla más de la que se deduce lógicamente del desarrollo cronológico anterior.

3.- PETROLOGIA.

3.1.- ROCAS GRANITICAS PREHERCINICAS.

3.1.1.- Ortogneises de dos micas.

Aparecen principalmente en algunas zonas dentro del área migmatítica, pero afloran también en la parte central de la Unidad de Lalín. En la presente Hoja, los afloramientos de los ortogneises de dos micas en la Unidad de Lalín son cuantitativamente insignificantes y no han sido representados en la cartografía.

En el área migmatítica no se trata de cuerpos masivos compuestos únicamente de este tipo de roca, sino más bien de zonas en que se advierte, en cantidades muy variables, la presencia del ortogneis.

Están fuertemente inyectados por granitos de dos micas y pegmatitas, aflorando también metasedimentos migmatizados en estas zonas.

Los límites de las zonas son siempre difusos.

Se trata de ortogneises alcalinos blastomiloníticos de dos micas. Son rocas de grano medio hasta fino, con textura planar - a veces también algo lineal y bandeada, llegando a ser hasta algo glandular. No es frecuente que las glándulas, que pueden alcanzar hasta 3 cm. de largo, se compongan de un solo cristal de feldespato y en la mayoría de los casos se trata de agregados lenticulares de cuarzo y feldespato. Sugieren a veces una textura blastoporfídica.

Tanto el bandeo como las glándulas suelen ser vagos, como si estuvieran a punto de ser borrados, efecto que probablemente tiene que ver con una fuerte recristalización y cierto grado de movilización relacionadas con la migmatización de la zona en que se encuentran. El bandeo es regular y la roca es homogénea a escala de muestra a mano, en contraste con las migmatitas metatexíticas derivadas de sedimentos que los rodean.

Constituyen a menudo bolos o lajas de disyunción, que faltan en las migmatitas de origen paraderivado.

Se componen de cuarzo, albita-oligoclasa (0-15% An), microclina poco o nada perfitica, biotita y moscovita. Como accesorios se han observado minerales radioactivos, apatito, granate (macroscópicamente) y fibrolita (en moscovita y parcialmente sustituida por este mineral); minerales secundarios son clorita, sericita y saogenita.

La textura microscópica es granuda, masiva hasta algo foliada (con las micas definiendo la foliación), marcadamente alotriomorfa y casi equigranular.

La deformación de los minerales es débil y se trata claramente de un gneis recristalizado (ortogneis blastomilonítico).

Su composición es la de un granito alcalino.

Texturalmente se parecen mucho a los ortogneises biotíticos de la Unidad de Lalín, especialmente a los tipos que ocupan una posición intermedia entre las dos variedades descritas para ellos (apartado 1.2.3.4.). Ambos son blastomiloníticos, fuertemente recristalizados y, además, alcalinos. Difieren de los ortogneises biotíticos principalmente por la presencia de dos micas. Ya que los ortogneises biotíticos están inyectados igualmente por granitos de dos micas y pegmatitas y se ven afectados también por la migmatización (borde occidental de la Unidad de Lalín), sin que esto suponga una aparición destacable de moscovita, cabe pensar, por tanto, que la presencia de moscovita en el ortogneis de dos micas no resulta de una moscovitización tardía, sino de un rasgo original del precursor magmático de este tipo de ortogneis, razón por la cuál han sido descritos separadamente.

3.2.- METAMORFISMO.

En este capítulo se analiza en primer lugar el metamorfismo regional, estudiándolo separadamente en las diferentes zonas, dominios y unidades. Posteriormente, se describe el metamorfismo de contacto ligado a la intrusión de algunos cuerpos graníticos y, finalmente, se dedica un apartado a la evolución general del metamorfismo.

3.2.1.- Metamorfismo regional.

3.2.1.1.- Zona Asturoccidental-leonesa.

El metamorfismo regional de esta zona se estudia conjuntamente y no por dominios, dado que dentro de la Hoja no se observan fuertes diferencias entre unos dominios y otros. El Dominio del Navia y alto Sil, representado aquí solo por la Cuarcita de Gistral, tiene una litología nada apropiada para el análisis del metamorfismo. Por esta razón, se utilizarán algunas de las conclusiones derivadas del estudio de la ventana tectónica del Gistral que se encuentra al N. de nuestra Hoja y en la cual el Dominio del Navia y alto Sil está representado por varias unidades litoestratigráficas con una litología más variada.

La zona Asturoccidental-leonesa comprende en la hoja 1:200.000 de Lugo, una gran antiforma tardía, conocida como el Domo de Lugo, al O. y una sinforma de parecidas dimensiones al E.: la Sinforma de Bretoña. Dado que las isogradas están plegadas por los pliegues longitudinales tardíos, los materiales más metamórficos se localizan en el Domo de Lugo, y los menos metamórficos al E. de la Hoja, coincidiendo aproximadamente con la Sinforma de Bretoña.


En lo que sigue vamos a limitar el estudio del metamorfismo fundamentalmente al de las paragénesis en rocas pelíticas, y definiremos las isogradas por la primera aparición de un determinado mineral. Las isogradas correspondientes a las paragénesis programadas se han representado en la Fig. 15


En base a ellas se han separado cinco zonas diferentes denominadas, según los minerales índices, zona de la clorita, de la biotita, del almandino, de la estauroлита y de la sillimanita. Estas zonas corresponden fundamentalmente al metamorfismo sincinemático con las fases primera y segunda de deformación.

La descripción de las diferentes zonas y la discusión sobre el gradiente geotérmico se han tomado de MARTINEZ CATALAN (1981).





0 10 20 30 Km.


 Zona de la clorita.


 Metabasitas y ultrabasitas, esencialmente en facies de los esquistos verdes. (Unidades de Vila de Cruces y de la Sierra del Careón)

 Zona de la biotita.


 Zona del almandino.

 Zona de la estaurrolita.

 Zona de la andalucita.

 Zona de la sillimanita

 Zona de sillimanita + feldespato potásico

 Paragénesis con distena

 Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita (Unidad de Betanzos-Arzúa).


 Rocas catzonales en facies eclogita o granulita más o menos retrogradadas (Unidad de Sobrado-Meillid).

FIG. 15.- Mapa de isogradas hercínicas.

3.2.1.1.1.- Zona de la clorita.

Ocupa la parte oriental del sector estudiado. Las paragénesis encontradas en ella incluyen cuarzo, clorita, mica blanca y cloritoide. Este último mineral sólo aparece en el tramo superior de la Serie de Villalba, en las Capas de Villamea, en las Pizarras de Luarca y en el Silúrico, debido a la especial composición química de estos materiales (HOSCHEK, 1967 b).

Todos los minerales son en general contemporáneos con la formación de la esquistosidad S_1 , aunque en las rocas con cloritoide -- alguno de estos minerales han crecido posteriormente. La moscovita, la clorita y el cuarzo contribuyen, con su orientación preferente, a definir la esquistosidad. Algunas veces la clorita se presenta en porfiroblastos elipsoidales que están deformados y fragmentados, presentado "kinks" y sombras de presión. El cloritoide, además de sombras de presión, presenta a veces restos de una esquistosidad -- interna S_i sigmoidal, que es la S_1 englobada por el cristal, indicando un crecimiento sincinemático y un giro del cristal durante -- el mismo.

3.2.1.1.2.- Zona de la biotita.

Este mineral aparece enseguida hacia el O. en las rocas sin -- cloritoide. Se detecta en primer lugar en las rocas de composición arcósica o grauváquica. es decir, pobres en Al, lo cual fue atribuido por MATHER (1970) a que en rocas más aluminicas el par fengita-clorita es estable hasta grados más altos mientras que en rocas grauváquicas, reaccionan con microclina para formar biotita. De hecho, en rocas aluminicas (y pobres en K, Na y Ca), como las que contienen cloritoide, la biotita no se forma hasta después -- de la aparición del almandino.

La biotita se presenta de dos maneras: como pequeños cristales tabulares orientados definiendo la esquistosidad S_1 , o como porfiroblastos. En este último caso es frecuente encontrar dentro de -- ellos pequeñas inclusiones de cuarzo alargadas marcando una esquistosidad interna (S_i) que en general es recta (a veces débilmente sigmoidal) y que forma un ángulo de hasta 60° con la esquistosidad fuera del porfiroblasto, que es S_1 .

El sentido de giro de la S_i es siempre el mismo, y probablemente está relacionado con la deformación rotacional. En los casos -- en que la exfoliación de la biotita forma un ángulo elevado con -- la S_1 , los porfiroblastos se han boudinado cristalizando entre los fragmentos separados, cuarzo y clorita principalmente. Además, la esquistosidad ha sido aplastada adaptándose a la forma del por-

firoblasto y dando lugar a la aparición de sombras de presión en sus extremos y a fenómenos de disolución por presión, marcados por la presencia de zonas oscuras ricas en óxidos en el contacto entre la esquistosidad y el porfiroblasto. Por otra parte, el -- aplastamiento sufrido por las biotitas da lugar en ellas a la formación de "kink bands" cuando el clivaje estaba convenientemente orientado.

Para MATTE (1968), los porfiroblastos crecieron entre dos estadios de la primera fase de deformación, el primero que dió lugar a pliegues paralelos a la virgación, y el segundo, en el cual los pliegues se aplastaron, a la vez que se formaban las lineaciones de estiramiento. El crecimiento de los porfiroblastos de biotita se produciría según el citado autor en un momento de ligera relajación de los esfuerzos.

Como ha señalado ELLIOTT (1972), el hecho de que la S_2 sea recta no indica que el crecimiento sea postcinemático, ni hay que invocar por tanto una relajación en los esfuerzos, sino que puede -- interpretarse en términos de una deformación coaxial (es decir, -- que los ejes principales de la deformación se mantienen en las mismas líneas materiales a lo largo del proceso). El hecho de que -- luego la S_2 , aparezca girada con respecto a la S_1 , faltando además en muchos casos la continuidad entre ambas sería ya indicativo de un proceso de deformación no coaxial que puede relacionarse con el cizallamiento simple heterogéneo postulado para los niveles medios e inferiores del manto de Mondoñedo. Así el modelo de MATTE (op.ct.) queda completado diferenciando dos estadios (no necesariamente separados por una relajación de los esfuerzos) de los cuales el segundo es una deformación rotacional y no coaxial, que da lugar a lineaciones de estiramiento y aplastamiento de los pliegues ya formados, y que puede tener un cierto solapamiento en el tiempo con -- la translación del manto de Mondoñedo.

Esta hipótesis viene apoyada por la propia geometría de la isograda de la biotita, que corta muy oblicuamente a los pliegues de la primera fase y no está doblada por ellos. Los criterios microestructurales indican que buena parte de la deformación en los niveles superiores de la zona de la biotita postdata su crecimiento, -- por lo que aunque este mineral sea posterior a la formación de los pliegues, no lo es a los estadios posteriores de su aplastamiento que atribuimos a una deformación rotacional. Si suponemos horizontal la base del manto de Mondoñedo, la isograda de la biotita presentaría una inclinación de unos 45° hacia el E., antes del plegamiento tardío. Tal inclinación es poco probable para la disposición original de una isograda, pero es muy coherente en cambio con la -- hipótesis de que la propia isograda de la biotita ha sido cizallada.

Se observa además, que en las partes altas de la zona la biotita no ha recristalizado durante la deformación sino que se ha limitado a deformarse ("kinks", "boudins", deslizamiento intracristalino) y las micas que han crecido en las sombras de presión son exclusivamente clorita y moscovita, lo que indica que probablemente en esos niveles, las condiciones P/T necesarias para la cristalización de biotita quedaban a mayor profundidad, aunque la biotita ya formada siguiera siendo estable o, al menos, metaestable.

3.2.1.1.3. Zona del almandino.

La aparición de este mineral tiene lugar muy pocos kilómetros por debajo de la isograda de la biotita, y coincide con lo que es propiamente el Domo de Lugo, señalándose otra pequeña zona en las pizarras del núcleo del Anticlinal del Piornal.

El almandino engloba a veces en forma de inclusiones de cuarzo a la esquistosidad S_1 y presenta además un aplastamiento de la S_1 , que se amolda a su alrededor y sombras de presión en sus bordes. La S_1 incluida (S_i) es recta, débilmente sigmoidal indicando, como en el caso de la biotita, un crecimiento bien estático, bien durante una deformación coaxial o en algún caso débilmente rotacional. No se han encontrado granates con inclusiones en "bola de nieve" cuyo ángulo de rotación para la S_i entre el centro y los bordes supere los 45° . Algunos granates alterados tienen a veces un zonado casi circular que podría corresponder a una estructura en "bola de nieve" con un fuerte ángulo de giro, pero parece más bien tratarse simplemente de un zonado composicional producido durante el crecimiento.

3.2.1.1.4. Zona de la estaurolita

La estaurolita se desarrolla en los niveles inferiores del Manto de Mondoñedo. Aunque la isograda que la limita llega a cortar hacia el E. a la Falla de Vivero (Fig. 13), en las proximidades de la Falla parece haberse desarrollado durante el funcionamiento de ésta, aunque en sus primeros estadios y, por tanto, después que en el resto del Domo de Lugo, donde es sincinemática con la primera fase. El metamorfismo ligado a la Falla de Vivero se trata en un apartado posterior.

Como el almandino, incluye a la esquistosidad S_1 en forma de inclusiones rectas o débilmente sigmoidales, encontrándose ésta fuera, aplastada alrededor de los porfiroblastos, cuando no la S_2 , desarrollada precisamente en los niveles inferiores del manto.

3.2.1.1.5. Aparición de andalucita y distena

Según CAPDEVILA (1969) en los esquistos con cloritoide, ambos silicatos de aluminio aparecen ya en la zona del almandino. Por lo que respecta al primero, sin embargo, la mayor parte de sus ocu—

rrencias en el Domo de Lugo en este tipo de rocas se producen en momentos bastante tardíos, en todo caso posteriores a nuestra segunda fase, y con frecuencia relacionados con domos térmicos e intrusiones graníticas.

La distena, según el citado autor, se dispone en una banda que es paralela al trazado de la Falla de Vivero y hay evidencias microestructurales que indican una relación estrecha con dicho accidente; por lo tanto, su estudio será abordado más adelante.

En rocas sin cloritoide, la aparición de ambos minerales tiene lugar a temperaturas más elevadas, dentro ya de la zona de la estaurolita. A veces, la andalucita se forma alrededor y a expensas de los cristales de estaurolita, a los que corroe, engloba e incluso sustituye totalmente. La distena, fuera de la Falla de Vivero, aparece restringida a una pequeña zona al S. del Domo de Puertomarín, y hay evidencias de que es posterior a la estaurolita y al almandino, aunque anterior a la migmatización que afecta a la región. Tanto una como otra están deformadas durante la segunda fase, lo que se manifiesta por la existencia de sombras de presión creadas por la S_2 , alrededor de los porfiroblastos. Probablemente ambos minerales se han desarrollado en estadios tempranos de la traslación del Manto de Mondoñedo. En la distena, además se forman "kink bands" como consecuencia de la deformación.

3.2.1.1.6.- Zona de la sillimanita.

Este mineral es sistemáticamente el más tardío de los que marcan el metamorfismo progrado (si se exceptúa el relacionado con la Falla de Vivero). Aparece normalmente en la variedad fibrolita y en general parece haberse desarrollado durante la segunda fase de deformación. Se encuentra tanto en rocas con distena como con andalucita, y frecuentemente va asociada a la cristalización de plagioclasa y feldespato potásico. En general se forma a partir de biotita o en el interior de granos de cuarzo y, en muestras con distena y sillimanita, ambos minerales no suelen aparecer juntos, una situación descrita también y estudiada por CARMICHAEL (1969) en el Dalradiense de Escocia.

3.2.1.1.7.- El gradiente geotérmico.

Las paragénesis, a partir de la zona de la biotita, han sido esquematizadas en la Fig. 16, y representan una evolución que coincide con la descrita por WINKLER (1976) en rocas pelíticas para grados medio y alto a presiones relativamente altas, dentro del tipo de baja presión de MIYASHIRO (1973) o en el límite con el de presión media, como indica la aparición local de distena. Cuando no hay distena, es el par estaurolita-almandino el que determina el

gradiente de presión relativamente elevada (WINKLER op. cit).

Si suponemos una densidad media de $2,6 \text{ gr/cm}^3$ y unos esfuerzos desviatorios pequeños, de manera que el esfuerzo medio pueda ser asimilado a la presión litostática, la paragénesis sin distena correspondería a un gradiente de unos 32° C/km . Como puede apreciarse en la Fig. 16, según la flecha que representa este gradiente, a temperaturas suficientemente elevadas se produce la desestabilización de la estaurolita para dar andalucita en presencia de moscovita y cuarzo antes de entrar en la zona de la sillimanita.

No obstante, el campo con estaurolita inestable y andalucita estable resulta muy reducido y además, la prolongación de la curva 5 de la Fig. 16, puede seguir recta y no sufrir la inflexión representada a trazos. Esto, unido a la abundancia de rocas con estaurolita desestabilizada y crecimiento superpuesto de andalucita nos lleva a postular un aumento en el gradiente geotérmico, representado por la flecha punteada de la Fig. 16.

El nuevo gradiente, según el cual el campo con estaurolita desestabilizada sería mayor, parece coincidir en el tiempo con estadios tempranos de la traslación del Manto de Mondoñedo, pues los porfiroblastos de andalucita, que a veces sustituyen y engloban a otros anteriores de estaurolita, están deformados y a veces muestran una orientación preferente paralela a la dirección general de estiramiento en los niveles basales del manto. Un gradiente de este tipo pudo mantenerse en las zonas en las que se produjo una intrusión de rocas graníticas y/o una migmatización, hasta después de finalizado el emplazamiento de la unidad alóctona.

La paragénesis con distena puede asimilarse a un gradiente de 27° C/km . Fuera de la Falla de Vivero, este mineral aparece sólo en la parte meridional del Domo de Lugo, localizado en la región de Puertomarín. Puede corresponder al intervalo de tiempo que representa el paso de la fase 1 a la 2, (paso que debe efectuarse de manera continua) e incluso claramente a la segunda fase de deformación. Ello viene apoyado por el hecho de que este mineral es posterior a la estaurolita y al almandino, que corresponden a la primera paragénesis. Es muy probable que al principio el gradiente geotérmico fuera homogéneo a escala de todo el sector. Por otra parte la distena es anterior a la migmatización en la región de Puertomarín (que es sin- F_2) como evidencia su presencia relicta en cristales de plagioclasa.

Los gradientes obtenidos son algo mayores que los calculados por CAPDEVILA (1969) debido a la elección del punto triple de RICHARDSON et al. (1969) para los silicatos de aluminio, en lugar del de ALTHAUS (1967) utilizado por CAPDEVILA, dado que se adapta me-

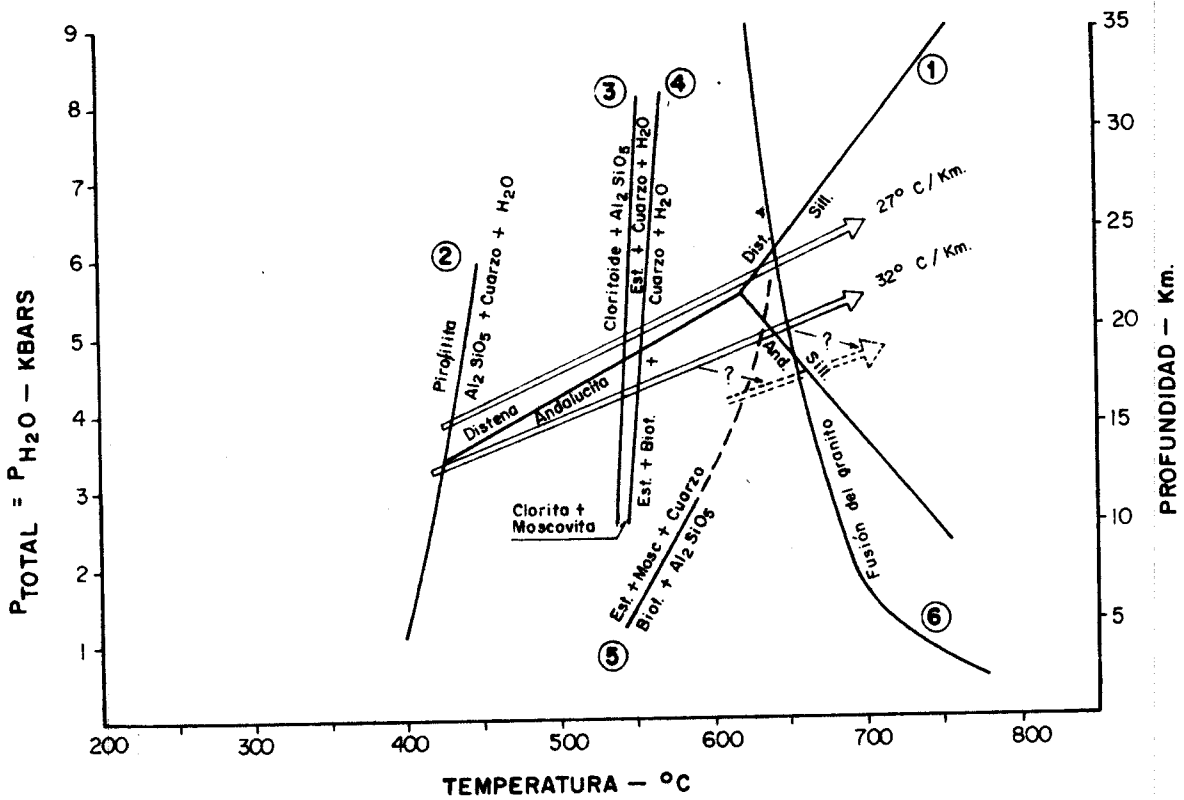


FIG. 16.- Condiciones P/T del metamorfismo regional progresivo durante las dos primeras fases de deformación en la zona Asturoccidental-Leonesa. La flecha superior indica el gradiente aproximado en las rocas con distena y la inferior el de las rocas sin distena. La flecha punteada representa el gradiente de menor presión caracterizado por la aparición de andalusita a expensas de estaurilita que tiene lugar en el paso de la fase 1ª a la 2ª o en estadios tempranos de la 2ª fase. Las profundidades en Kms. están calculadas para una densidad media de 2,6 gr/cm³ y esfuerzos desviatorios pequeños.

Se han utilizado las siguientes curvas experimentales:

- 1 - Punto triple de los silicatos de aluminio: RICHARDSON et al. (1969).
- 2 - KERRICK (1968, en MIYASHIRO, 1973).
- 3 - HOSCHEK (1967a, en CAPDEVILA, 1969).
- 4 - HOSCHEK (1967b, en CAPDEVILA, 1969).
- 5 - HOSCHEK (1969, parcialmente modificada por CAPDEVILA, 1969).
- 6 - TUTTLE & BOWEN (1958).

por al obtenido teóricamente por WALL & ESSENE (1972; en VERNON, 1976 p. 102).

3.2.1.1.8. Las paragénesis retrógradas.

Una importante retrogradación se produce en la zona basal del Manto de Mondoñedo simultáneamente, o a veces en los estadios finales de la formación de la esquistosidad S₂, en los materiales que rodean a las Ventanas tectónicas de Monte Carballosa y del Gistral.

Los minerales a que da lugar son sobre todo micáceos encontrándose una cloritización de las biotitas y granates y una alteración a pequeños cristales de mica blanca (damourita) de la andalucita y la estauroлита.

En las zonas más profundas, el almandino se altera a un agregado de clorita y biotita, y se producen recristalizaciones de biotita y moscovita.

Faltan minerales índices para caracterizar el gradiente geotérmico durante el metamorfismo retrógrado, por lo que en principio consideraremos que es similar al del metamorfismo progrado.

3.2.1.1.9. Relaciones entre metamorfismo retrógrado y progrado durante la traslación del Manto de Mondoñedo.

Como parece hoy día claramente establecido, la mayoría de los mantos cabalgan sobre una superficie que buza suavemente en sentido contrario al del avance del manto (DAHLSTROM, 1970; ELLIOTT, 1978). Esto implica que durante el proceso de cabalgamiento todas las rocas del manto van ocupando posiciones cada vez más superficiales, lo cual tenderá a producir una retrogradación en las rocas metamorfizadas a profundidades mayores, y esta se llevará a efecto siempre que las condiciones físico-químicas lo permitan. Uno de los condicionantes principales es la presencia de fluidos, la cual ha sido invocada con frecuencia en zonas de cizalla asociadas o no con la traslación de mantos (BEACH & FYFE, 1972; BEACH, 1979).

En nuestro caso existen algunas áreas con retrogradación intensa en los niveles basales del Manto de Mondoñedo: las que rodean a la Ventana tectónica de Monte Carballosa, y también parte de las adyacentes a la del Gistral, al N. de la presente Hoja.

Puesto que en ellas la retrogradación va asociada a una deformación importante, con desarrollo de una segunda esquistosidad, S₂ y de una nueva generación de pliegues, aparte de la horizontalización de las superficies axiales de los primeros, es muy probable que deformación, retrogradación y traslación del manto sean procesos

contemporáneos.

En los niveles más altos, en concreto en la parte alta de la zona de la biotita veíamos que si bien la retrogradación no era evidente, había procesos de deformación que no incluían recristalización de la biotita, aunque sí de clorita, mica blanca y cuarzo, lo que parecía indicar que las nuevas condiciones no correspondían ya a la zona de la biotita. La deformación rotacional, que en parte puede ser simultánea con la traslación, produce una deformación en las rocas a la cual se asocia una recristalización mineral en condiciones de grado más bajo que el indicado para la paragénesis primaria.

No obstante, existen otras áreas en las que se observa lo contrario: la cristalización de sillimanita se produce asociada a la formación de la esquistosidad S₂, como es el caso en la región de Puertomarín, o bien es posterior a ella, como en una zona adyacente a la ventana tectónica del Gistral, al SE. de la misma.

En ambos casos, la aparición de sillimanita está ligada a la intrusión de macizos graníticos y a la abundancia de migmatitas. En el caso de la región de Puertomarín, la migmatización parece inducida por la intrusión del granito de Sarria, y se caracteriza por la abundancia de inyecciones graníticas dentro de los esquistos, aunque también existen diferenciaciones "in situ".

3.2.1.1.10. Conclusiones sobre el metamorfismo durante las dos primeras fases de deformación en la zona Asturoccidental-leonesa.

En base a los datos anteriores, puede establecerse la siguiente evolución para el metamorfismo durante las dos primeras fases:

Durante la primera se produce un metamorfismo regional progresivo que supera la isograda de la estaurolita, con un gradiente geotérmico que corresponde a presiones relativamente altas, dentro del tipo de baja presión de MIYASHIRO (1973) o en el límite con el de presión intermedia en la parte meridional del sector. Posteriormente, la estaurolita pasa a ser inestable, lo que puede significar un aumento de presión y temperatura dentro del mismo gradiente o más probablemente el paso a un gradiente algo superior, y se produce la cristalización de andalucita, en parte a expensas de la estaurolita. Esta última reacción puede coincidir ya en el tiempo con el emplazamiento del Manto de Mondoñedo en sus primeros estadios.

En estadios más avanzados, se produce una retrogradación intensa en sus niveles basales, salvo en las áreas donde se está produ-

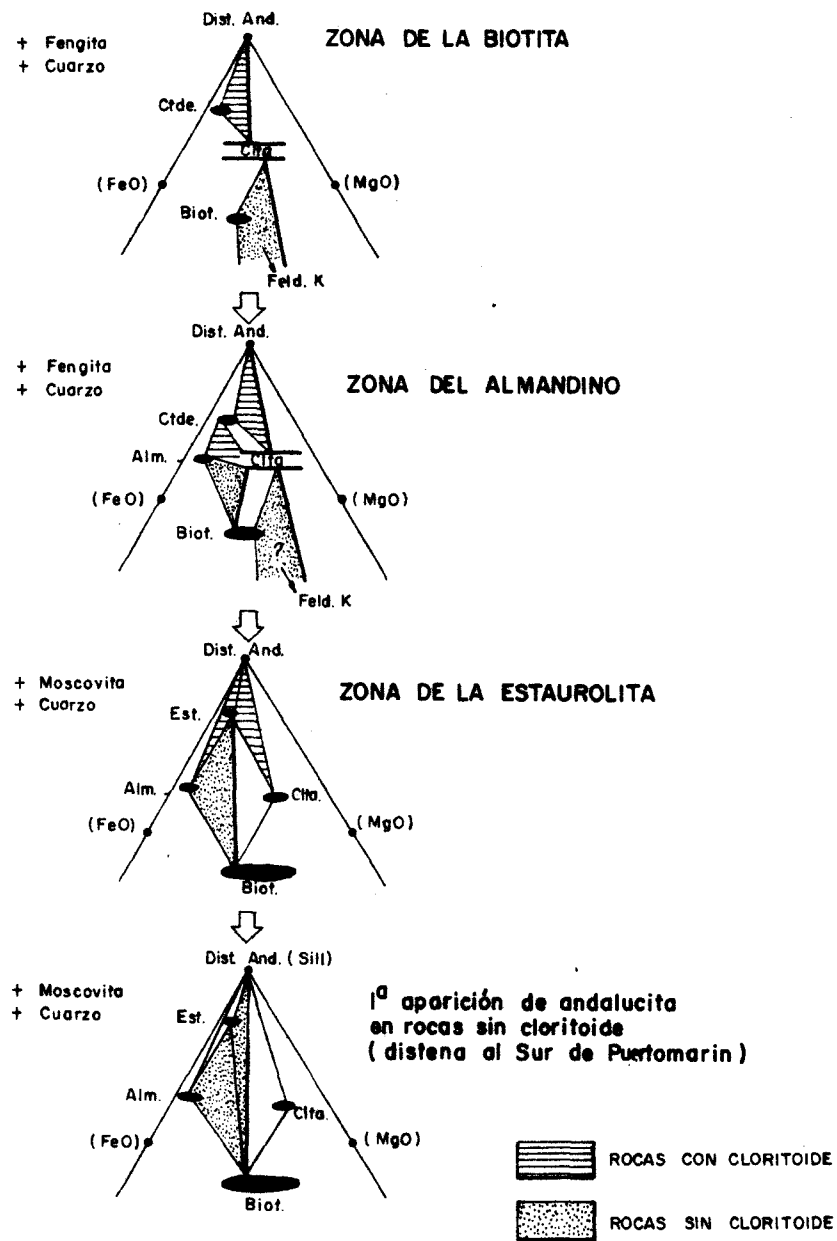


FIG. 17.- Representación en diagramas de THOMPSON de las paragénesis de las diferentes zonas y secuencia de las mismas a partir de la zona de la biotita, basada en WINKLER (1976), para la Zona Asturoccidental-Leonesa. Las rocas cuya composición es adecuada para la formación de cloritoide solo llegan a la zona de la estaurólita en la zona próxima a la falla de Vivero y, probablemente, en el metamorfismo contemporáneo con su movimiento.

La sillimanita aparece tardíamente, después siempre que las paragénesis con andalucita o distena en rocas cuya composición es inadecuada para formar cloritoide.

ciendo a la vez la intrusión de rocas graníticas. En estas áreas, el metamorfismo continúa progradando, y se supera la isograda de la sillimanita.

Los granitos ya intruidos, próximos a la base del manto, se deforman, adquiriendo una fábrica planolínear más o menos acusada mientras que zonas más altas, incluso correspondientes al mismo macizo, no se deforman apreciablemente. Esto es particularmente claro en el Macizo de Sarria, como se verá más adelante.

3.2.1.1.11. El metamorfismo en las proximidades de la Falla de Vivero.

Durante el funcionamiento de la Falla de Vivero, o al menos de la deformación por cizalla asociada, se ha desarrollado en las rocas adyacentes a uno y otro lado un metamorfismo de grado medio (WINKLER, 1976) y del tipo de presión media (MIYASHIRO, 1973) caracterizado por la aparición de distena y estaurolita. Este metamorfismo que se caracteriza además por la aparición de biotita en rocas con cloritoide, se ha identificado en los materiales correspondientes al flanco normal del Anticlinorio de Sarria y en el Silúrico y Ordovícico adyacentes a la Falla. En ambos casos, se superpone a otro anterior de menor grado con almandino, cloritoide y biotita en rocas que no tenían cloritoide.

Estaurolita, distena y biotita cristalizan a la vez que se forma la esquistosidad de crenulación desarrollada en las proximidades de la Falla como viene indicado por la presencia de texturas helicíticas que muestran como dicha esquistosidad estaba ya formada cuando cristalizaron estos minerales. Con posterioridad a la formación de los porfiroblastos prosiguió la deformación, con intensidad variable, dando como resultado el aplastamiento de la crenulación y el desarrollo de una "schistosity" o de una foliación milonítica. La distena es además frecuente en venas de cuarzo que se encuentran tanto en la misma Falla como en sus proximidades.

La presencia de un metamorfismo de grado medio en estas rocas en relación con el funcionamiento de la falla no debe extrañar por cuanto ésta pone en contacto rocas más profundas y presumiblemente más calientes (meso y catazona) con otras más superficiales y con metamorfismo epizonal. El problema es por qué este metamorfismo es del tipo de presión media, es decir, por qué corresponde a un gradiente geotérmico algo más bajo que el que presentaban la mayor parte de las rocas del Manto de Mondoñedo (excepción hecha de las situadas al S. y E. de Puertomarín.

CAPDEVILA (1969) propuso dos tipos diferentes de hipótesis -

para explicar el metamorfismo con distena localizado en bandas paralelas a la estructura. El primer tipo incluía sobrepresiones locales, que dado el gradiente geotérmico de este tipo de metamorfismo deberían ser del orden de 1 kbar. El segundo tipo de hipótesis lo relacionaba con un efecto de zócalo (FONTEILLES GUITARD, 1964, 1968), zócalo que debía encontrarse cerca, por debajo de la Serie de Villalba, y del "Olló de Sapo" y que en cierto modo podía jugar el papel de una fuente térmica. Este zócalo estaría en cambio más lejos en la zona de la Falla de Vivero, lo que explicaría que las isothermas estuvieran más separadas y el gradiente geotérmico fuera menor.

El último tipo de hipótesis puede rechazarse porque el zócalo debe de encontrarse por debajo de los materiales autóctonos hoy visible del Manto de Mondoñedo y sería precisamente -- al lado de la Falla de Vivero donde más cerca se hallaría de la superficie.

BARD (1978) critica también el efecto de zócalo, señala que los cinturones con distena dentro de la virgación Ibero-armoricana se localizan en zonas de fractura y sugiere una relación con la circulación de fluidos en base a la frecuente aparición de distena incluida en geodas. Los fluidos, según BARD, podrían ejercer un doble efecto: por un lado, podrían encontrarse en sobrepresión, lo que se reflejaría en la mineralogía de las rocas adyacentes, y por otro transferirían calor rápidamente a niveles más altos de la corteza, lo que provocaría una separación de las isothermas y en consecuencia un gradiente menor en zonas relativamente profundas.

La hipótesis de una sobrepresión local de origen tectónico podría ser tomada en consideración en el caso de que la Falla de Vivero fuera un cabalgamiento importante. Aunque la geometría de la estructura, entre otros criterios, hace improbable esta posibilidad, no puede excluirse que tal cabalgamiento exista, y el funcionamiento posterior de la Falla lo oculte. En este caso el metamorfismo que se encuentra en sus proximidades, así como parte de la deformación asociada podría corresponder al movimiento del cabalgamiento.

3.2.1.1.12.- El metamorfismo durante las fases de replegamiento.

La tercera fase de deformación en la zona Asturoccidental-leonesa produce los pliegues radiales, que aparecen sobre todo bien desarrollados en el Domo de Lugo. Asociada a estos pliegues se encuentra con frecuencia una esquistosidad de crenulación. El microplegamiento producido en las esquistosidades anteriores es, en -- ocasiones, muy intenso y llega a dar, en áreas epizonales, como al S. del Domo de Lugo, una diferenciación de bandas ricas en cuarzo correspondientes en general a la zona de charnela de los microplie-

gues, y otras casi exclusivamente micáceos, correspondientes a los flancos en las que el cuarzo ha desaparecido por disolución. En las zonas más metamórficas, el microplegamiento va acompañado de una recristalización importante, con poligonización de las micas en las charnelas. Es el caso de la región de Puertomarín. Tanto en uno, como en otro caso, la temperatura se ha mantenido elevada o ha aumentado después de la deformación, produciendo la cristalización de andalucita que engloba en forma de inclusiones helicíticas a la esquistosidad de crenulación. Finalmente, en relación con el microplegamiento generado durante la fase de replegamiento longitudinal, se han producido algunas recristalizaciones de clorita, mica blanca y cuarzo.

3.2.1.2.- Zona Centro-Ibérica.

El metamorfismo regional de esta zona se estudiará por separado en cada uno de los dominios que comprende, ya que la evolución metamórfica en cada uno de ellos tiene diferencias importantes. En este sentido hay que señalar que mientras que en el Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y el Dominio esquistoso de Galicia central y occidental en principio solo se observa un metamorfismo plurifacial y polifásico de edad hercínica, en el Dominio del Complejo de Ordenes es posible y así ha sido interpretado por bastantes autores, la existencia de varios procesos de metamorfismo anteriores.

3.2.1.2.1.- Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo".

El metamorfismo de este dominio ha sido estudiado con detalle por CAPDEVILA (1969) y posteriormente por los autores de las Hojas 1:50.000 (Plan MAGNA) que hacen algunas precisiones sobre el trabajo del autor citado en primer lugar, siendo sus conclusiones semejantes a las de éste. Para CAPDEVILA (op. cit.) el metamorfismo regional hercínico de este dominio corresponde a uno de tipo intermedio de baja presión en el que se pueden distinguir tres series de subfacies, - una con andalucita, otra con andalucita y distena y otra con distena.

Dentro de este dominio podemos distinguir a gran escala dos grandes estructuras tardías, una gran antiforma (Antiforma de Guitiriz) y una sinforma al E. Estas dos estructuras, que corresponden a una fase de replegamiento longitudinal, afectan a las isogradas dejando en el núcleo de la antiforma las zonas de mayor metamorfismo (Fig.

11

). Como en la descripción del metamorfismo regional de la zona Asturoccidental-leonesa (apartado 3.2.1.1. de esta Memoria), el estudio del metamorfismo lo vamos a limitar a las paragénesis en rocas pelíticas, definiendo las isogradas por la aparición de un determinado mineral. Las isogradas de las paragénesis progradadas separan cinco zonas, denominadas según los minerales índices, zona de la clorita, de la biotita, del almandino, de la estauroлита y de la sillimanita, y corresponden en su mayor parte con el metamorfismo sincinemático de las fases principales de deformación hercínica.

3.2.1.2.1.1.- Zona de la clorita.

Está situada en el extremo oriental del dominio y ocupa una estrecha franja en la parte N. y la parte oriental de la mitad S. (Fig.),

Las asociaciones encontradas en ella son :

- Cuarzo + moscovita.
- Cuarzo + moscovita + clorita.
- Cuarzo + moscovita + albita + clorita
- Cuarzo + moscovita + albita + clorita + epidota.
- Cuarzo + moscovita + cloritoide.
- Cuarzo + moscovita + cloritoide + clorita.

Las dos últimas se encuentran fundamentalmente en las Pizarras de los Montes y en los tramos esquistosos de las Capas de la Garganta.

La mayor parte de los minerales son sincinemáticos con la primera fase y algunos de ellos, como el cloritoide, también postcinemáticos. La esquistosidad viene marcada por la orientación preferencial del cuarzo, moscovita y clorita. Esta última a veces -- está en porfiroblastos como el cloritoide y están frecuentemente deformadas, observándose pequeños "kinks" en los planos (001) -- cuando éstos forman un ángulo grande con el plano de esquistosidad. El cloritoide es sincinemático muchas veces con la F_1 . Tiene a veces restos de una esquistosidad interna sigmoidal que es la misma que la esquistosidad externa (S_1). Otras veces el cloritoide está rodeado por la S_1 dando sombras de presión lo que indica que en ocasiones su crecimiento es anterior al final de la primera fase de deformación.

3.2.1.2.1.2.- Zona de la biotita.

Se localiza en estrechas bandas claramente dobladas por las estructuras longitudinales de replegamiento (Fig.). La separación de esta zona de la de la clorita es difícil de hacer en el presente dominio dado que fuera del "Ollo de Sapo", los materiales (Pizarras de los Montes, de Luarca y Capas de la Garganta) tienen con frecuencia una composición adecuada para formar cloritoide, lo que hace que la biotita no aparezca hasta grados más altos de metamorfismo que el que corresponde a la zona de la biotita. (WINKLER, 1976). Por esta razón el límite entre ambas zonas debe considerarse aproximado.

Las asociaciones que se encuentran son :

- Cuarzo + moscovita + biotita.
- Cuarzo + clorita + biotita.
- Cuarzo + moscovita + clorita + biotita.

- Cuarzo + moscovita + albite + biotita + epidota/clinozoisita,

La biotita aparece, bien en cristales tabulares orientados según la esquistosidad principal (S_1 en algunos casos, la esquistosidad asociada a las estructuras longitudinales de replegamiento en otras), bien como porfiroblastos. En este último caso, en general, han crecido entre las dos fases anteriores, y solo en algunos casos se encuentran porfiroblastos posteriores a la última fase.

3.2.1.2.1.3.- Zona del almandino.

Corresponde esta zona a una banda que rodea a la Antiforma de Guitiriz y que se continúa por el flanco oriental de la sinforma situada al E. de la estructura anterior. Esta zona queda cortada al S. por la Falla de Vivero. (Fig.).

En los materiales del Silúrico donde es frecuente el cloritoide, las asociaciones más frecuentes son :

- Cuarzo + clorita + cloritoide.
- Cuarzo + clorita + cloritoide + almandino.
- Cuarzo + clorita + granate.
- Cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide + distena.

La última asociación sólo se observa en una banda muy próxima a la Falla de Vivero.

Otras asociaciones citadas por CAPDEVILA (1969) para esta zona son :

- Cuarzo + moscovita + cloritoide + andalucita.
- Cuarzo + moscovita + cloritoide + andalucita + clorita.
- Cuarzo + moscovita + cloritoide + distena.

Esta última también la encuentra este autor en la zona próxima a la Falla de Vivero.

En los materiales sin cloritoide las asociaciones más frecuentes son :

- Cuarzo + moscovita + clorita + biotita + almandino.
- Cuarzo + moscovita + biotita + almandino.

El almandino tanto en unas asociaciones como en otras apare-

ce en porfiroblastos que algunas veces, aunque muy raras, engloban a la S_1 , la cual por lo general es recta y forma un ángulo muy bajo con la S_1 externa, lo que puede indicar que es post- F_1 o que ha crecido en estadios avanzados de la misma. La esquistosidad asociada a los pliegues tardíos longitudinales engloba -- a los almandinos, lo que indica que éstos son anteriores a las estructuras de replegamiento, aunque esporádicamente se encuentran porfiroblastos sincinemáticos con estas estructuras e incluso posteriores.

3.2.1.2.1.4.- Zona de la estaurolita.

Se encuentra en dos bandas, una que rodea a los macizos graníticos de Parga y de Friol y otra alargada de dirección --- N. - S. en el flanco occidental de la Antiforma de Guitiriz.

En los materiales con cloritoide la asociación más frecuente es :

- Cuarzo + moscovita + clorita + estaurolita.

CAPDEVILA (1969) encuentra las siguientes asociaciones reaccionales.

- Cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide + estaurolita + andalucita.
- Cuarzo + moscovita + clorita + estaurolita + andalucita + distena.
- Cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide + estaurolita + andalucita + distena.
- Cuarzo + moscovita + cloritoide + estaurolita.
- Cuarzo + moscovita + cloritoide + estaurolita + clorita.

La segunda de estas asociaciones la encuentra al O. de la Antiforma de Guitiriz y muy próxima a la Falla de Valdoviño y piensa que muy probablemente hay una inversión de la andalucita a distena.

En las rocas sin cloritoide las asociaciones más frecuentes son :

- Cuarzo + moscovita + estaurolita + clorita.
- Cuarzo + moscovita + biotita + granate.
- Cuarzo + moscovita + biotita + granate + andalucita.
- Cuarzo + moscovita + biotita + granate + andalucita + estaurolita.

- Cuarzo + moscovita + biotita + almandino + estaurolita,

De esta paragénesis la última parece que se forme durante una primera etapa de metamorfismo, ya que la estaurolita parece sincinemática a postcinemática con F_1 , mientras que la tercera y cuarta son posteriores ya que la andalucita por lo general - se presenta en cristales de gran tamaño y a veces englobando - a granates.

3.2.1.2.1.5.- Zona de la sillimanita.

Está situada en el núcleo de la Antiforma de Guitiriz.

Las asociaciones más frecuentes son :

- Cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita.
- Cuarzo + moscovita + biotita + estaurolita + sillimanita.
- Cuarzo + moscovita + biotita + almandino + sillimanita.
- Cuarzo + plagioclasa + moscovita + biotita + feldespato potásico + sillimanita.

Estas asociaciones se encuentran normalmente en los enclaves de esquistos del Ordovícico inferior y en la Formación Porfiroide del "Ollo de Sapo".

La sillimanita aparece normalmente en la variedad fibrolita asociada a las biotitas y es por lo general tardía con respecto a la deformación principal.

3.2.1.2.1.6.- Conclusiones sobre el metamorfismo.

Dentro del Dominio estudiado se encuentran las tres series de subfacies definidas por CAPDEVILA (1969). La serie A (serie con andalucita, estaurolita y almandino) de este autor es la que tiene más representación mientras que la serie C (con distena) y la serie B (con andalucita y distena) quedan restringidas a franjas situadas a lo largo de la Falla de Vivero y de Valdovino respectivamente.

La serie A se caracteriza por la aparición de los siguientes minerales índices :

- Clorita + biotita + almandino + estaurolita + andalucita + sillimanita.

La relación de crecimiento de estos minerales con la deformación y el estudio de las paragénesis minerales permite distinguir

dos fases de metamorfismo. Según NAVAL et. al. (en prensa) la primera se caracteriza por la paragénesis :

- Cuarzo + moscovita + biotita + almandino + estaurolita.

Y una segunda caracterizada por :

- Cuarzo + moscovita + biotita + almandino + andalucita + sillimanita.

La primera paragénesis se alcanza al final de la primera fase de deformación o después de ésta, en cualquier caso antes de la fase de replegamiento longitudinal. La segunda, en cambio, es sincinemática con el replegamiento longitudinal y aunque localmente puede haber alguna blastesis posterior a esta fase, no modifica prácticamente el trazado de las isogradas, que están claramente dobladas por las estructuras longitudinales de replegamiento.

Esta evolución es semejante a la que se observa en la zona Asturoccidental-leonesa (véase apartado 3.2.1.1.10 de esta Memoria). En efecto, el proceso metamórfico se iniciaría con un gradiente geotérmico de presión intermedia que evolucionaría a un gradiente geotérmico mayor, lo cual se manifiesta por la desestabilización de la estaurolita y la aparición de la andalucita y sillimanita. Esta segunda fase de metamorfismo parece estar en relación con los granitos de dos micas, como lo demuestra el que las zonas de metamorfismo estén rodeando al granito de Friol más o menos concéntricamente.

- La serie B sólo ha sido descrita por CAPDEVILA (1969) y únicamente está representada por la subfacies que caracteriza la paragénesis:

- Cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide + estaurolita + andalucita + distena.

Dada la relación espacial de esta subfacies con la Falla de Valdoviño, la presencia de distena puede deberse a causas semejantes a las que provocan la aparición de este mismo mineral -- en las proximidades de la Falla de Vivero, y puede estar en relación con el juego de la fractura.

Con respecto a la serie C, se encuentra como hemos dicho a lo largo de la Falla de Vivero y ha sido ya descrita en el apartado 3.2.1.1.11., de esta Memoria.

Por último hay que señalar que con posterioridad a las dos fases de metamorfismo se produce una fase de retrometamorfismo que se manifiesta por los pasos a moscovita de la andalucita y estauroлита, y a clorita y biotita del granate y la cloritización de la biotita. Esta fase de retrometamorfismo está en relación con las últimas fases de replegamiento.

3.2.1.2.2.- Dominio esquistoso de Galicia central y occidental.

En las rocas de este Dominio se dejan reconocer dos fases de metamorfismo regional de edad hercínica. La fase principal se caracteriza por condiciones de la facies anfibolítica, excepción -- hecha de la zona al E. del batolito de Chantada-Taboada, y permite una correlación con la segunda fase de metamorfismo hercínica (M_2). La tercera y última fase de metamorfismo hercínica (M_3) tiene carácter de un retrometamorfismo y sus efectos son de poca importancia.

Es posible reconocer tres fases de deformación, de las cuales la primera (F_1) solamente se manifiesta en algunos puntos en forma de microlitones sigmoides, encerrados entre la S_2 , que, con muy pocas excepciones, es la esquistosidad principal. En cuanto a la relación entre metamorfismo y deformación, el climax de la fase M_2 resulta situarse entre las fases F_2 y la de replegamiento longitudinal y la M_3 postdata a esta última, lo que está en consonancia con los resultados de otros investigadores del sector metasedimentario centrogalaico (van MEERBEKE et. al., 1973; GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974 a, b; MINNICH, 1975; MARQUINEZ, 1981; DIVAR et al., en prensa; KLEIN & HILGEN, en prensa). En las migmatitas se han reconocido también las fases M_2 y M_3 y sus relaciones con las deformaciones de la Fase 2 y la fase de replegamiento son iguales a las del caso anterior. La ausencia de saltos en el grado de metamorfismo o de cambios bruscos en las paragénesis de las fases M_2 y M_3 al pasar los contactos del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental y del área de migmatitas con las Unidades de Lalín y Forcarey, permite considerar estas unidades como una sola zona cuando se trata de las fases M_2 , M_3 , F_2 y fase de replegamiento. Este hecho no encuentra objeciones con la supuesta aloctonía de las Unidades de Lalín y Forcarey, ya que, como señaló HILGEN (1971), las isogradas de M_2 pasan sin sufrir alteración de la Unidad de Lalín al Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, por lo que el emplazamiento de estas unidades tendría que ser anterior a la M_2 .

La paragénesis de base de la segunda Fase de metamorfismo (M_2) en los metasedimentos es:

cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa

a la cual pueden añadirse uno o varios de los siguientes minerales índices: granate, estaurolita, andalucita y sillimanita.

Se han observado las siguientes combinaciones:

- paragénesis de base + granate
- paragénesis de base + granate + estaurolita
- paragénesis de base + granate + estaurolita + andalucita
- paragénesis de base + granate + estaurolita + sillimanita
- paragénesis de base + granate + andalucita
- paragénesis de base + estaurolita + andalucita.
- paragénesis de base + andalucita + sillimanita
- paragénesis de base + granate + sillimanita
- paragénesis de base + granate + feldespato potásico + sillimanita.

Debido a la escasez de datos y a los efectos perturbadores de las numerosas inyecciones de granitos y su cortejo de derivados magmáticos, no es posible establecer una clara zonación metamórfica en el área de metasedimentos de la presente Hoja, al S. del Complejo de Ordenes. Sólo es posible trazar una isograda aproximada de [feldespato potásico + sillimanita] y otra igual [desaparición estaurolita/aparición sillimanita] (ver Fig. 15). En el área migmatítica no se conoce estaurolita y este mineral parece ser raro en la zona con inyecciones graníticas alrededor de las migmatitas (en ambas zonas existen el granate y la sillimanita). Solamente llega a ser más frecuente hacia el E., en la zona entre la aureola de inyecciones y la isograda [desaparición estaurolita/aparición sillimanita]. En la zona al E. del batolito de --- Chantada-Taboada el grado de metamorfismo no rebasa el de la facies de los esquistos verdes, cuando no se superpone el metamorfismo de contacto. (ver apartado 3.2.2.).

Más hacia el S., en las Hojas de Cerdedo (153/05-09), Lalín. (154/06-09) y Puente-Caldelas (186/05-10), se conoce mejor la distribución de los minerales índices, disponiéndose de varios mapas de isogras (van MEERBEKE et.al., 1973; GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974^{a,b}; MINNIGH, 1975; KLEIN & HILGEN, en prensa; MARQUINEZ & KLEIN, en prensa; MONTESERIN, en prensa) y en lo que sigue usaremos datos obtenidos en aquella zona.

En el terreno se puede reconocer el siguiente orden en que aparecen los minerales o fenómenos metamórficos, al aumentar el grado de metamorfismo: clorita → biotita → granate → estaurolita → andalucita → migmatización → sillimanita → (feldespato potásico + sillimanita).

Esta sucesión es también la que se deduce de estudios petrográficos de láminas delgadas.

La S_2 está marcada por los filosilicatos. Granate, estaurolita y andalucita y una segunda generación de moscovita y biotita son principalmente interfase F_2 - fase de replegamiento.

El granate se encuentra a veces incluído, total o parcialmente, dentro de la estaurolita, apareciendo como idiomorfo. No se observa la relación contraria.

La andalucita es siempre posterior al granate y estaurolita, pudiendo incluírlos.

Se han observado relictos de estaurolita desestabilizada dentro de la andalucita, aunque son raros.

Las isograsas de estaurolita y andalucita se encuentran a menudo muy próximas entre sí. Esta proximidad podría ser el resultado de la desestabilización de la estaurolita bajo influencia de un aumento de temperatura, inducido quizá por los batolitos situados en los ejes termales del metamorfismo hercínico regional, según la reacción estaurolita + moscovita + cuarzo = andalucita + biotita + H_2O . Indicaría en este caso, un destacable cambio en las condiciones del metamorfismo correspondiendo, quizás, al cambio en el gradiente geotérmico representado gráficamente por el paso de la flecha intermedia a la interior en la Fig. 16. Existe otra generación de andalucita en aureolas de metamorfismo de contacto alrededor de granitos, cuya isograda puede cortar a las demás y que crece sin orientación preferente (MINNIGH, 1975; mapa de isograsas en KLEIN & HILGEN, en prensa). El paralelismo que existe, a rasgos generales, entre los contactos de los batolitos, y las isograsas del metamorfismo regional, puede dificultar el precisar de que tipo se trata, dificultándose la correcta explicación de los fenómenos observados.

La relación de la sillimanita con las deformaciones es difícil de establecer, tratándose de su variedad fibrolita, que a menudo se presenta en haces curvados de agujas que parecen cortar todos los contactos entre los restantes minerales y que no suelen presentar una clara relación con las esquistosidades. En algunos casos se ha observado como crece a partir de andalucita, comprobándose su posición tardía en la sucesión de minerales índices.

La isograda aproximada de [feldespato potásico + sillimanita] se alcanza cuando ya se ha cruzado ampliamente la "isograda" de la migmatización.

En las rocas con feldespato potásico + sillimanita siempre abunda la moscovita, bien por no haberse completado el proceso de su transformación, bien por su crecimiento posterior a la sillimanita.

Características para la M₂ son la frecuente asociación granate + estaurolita + andalucita, la ausencia de distena (dejando aparte, por el momento, la mención provisional de HILGEN (1981) de una muestra de la Unidad de Lalín en que estaría presente) y la ausencia o escasez de cordierita (sólo existen indicios de su existencia en una zona muy reducida, mucho más hacia el S., en los alrededores del Granito de Avión; Hoja de Puente-Caldelas, 186/05-10).

Esto y la sucesión de minerales esbozada recuerdan el metamorfismo descrito por GREEN (1963) en New Hampshire (ver también -- GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974 a,b) considerado como que indica un metamorfismo de presión relativamente alta dentro del tipo de presión baja de MIYASHIRO (1973). La presión relativamente alta queda reflejada por el par estaurolita - almandino (WINKLER, 1976).

La escasa deformación de los minerales, por ejemplo de las micas en las charnelas de los micropliegues de la fase de replegamiento, muestra que la recristalización durante o posteriormente a esta fase ha sido importante. Parece que la biotita y especialmente la moscovita, hayan continuado su crecimiento durante o con posterioridad a la fase de replegamiento, sobre todo en las zonas migmatíticas y de numerosas inyecciones graníticas y sus derivados. La moscovita tardía llega a sustituir en gran parte a la sillimanita, de las que a menudo solo quedan relictos. Este crecimiento tardío puede deberse al prolongado régimen de altas temperaturas que habría caracterizado estas zonas. Esta superposición está en consonancia con una edad de enfriamiento de 310 m.a., para la biotita y 271 m.a. para la moscovita (método K-Ar) de una muestra de granito de dos micas situado en plena zona migmatítica de la Hoja de La Estrada (RIES, 1979). A este respecto conviene mencionar las edades de 310 m.a. y 280 m.a. atribuidas a las fases M₂ y M₃ por KULJPER (1979).

Las paragénesis de los ortogneises (cuarzo + albita - oligo-clasa + feldespato potásico + biotita + moscovita + aegirina), rocas calcosilicatadas (cuarzo + andesina - labradorita + hornblenda + clinopiroxeno diopsídico + granate + epidota) y anfibolitas (oligo-clasa - andesina + hornblenda + clinopiroxeno + epidota + granate, no habiéndose observado la coexistencia de clinopiroxeno y granate) son

todas compatibles con la facies anfíbolítica deducida del metamorfismo en los metasedimentos pelíticos y areno-pelíticos.

Los efectos de la tercera fase de metamorfismo (M_3), son de carácter retrógrado. Suelen ser débiles y se manifiestan en la cloritización de la biotita y granate, sericitización de la plagioclasa, estaurolita, andalucita y sillimanita, saussuritización de la plagioclasa y formación de anfíbol actinolítico y epidota/clinozoisita en las anfíbolitas. Las agujas relictas de fibrolita conservadas en blastos tardíos de moscovita desaparecen en parte víctimas de la sericitización, formándose pseudomorfosis característicos de sericita incluidos en blastos de moscovita.

Las rocas más susceptibles al retrometamorfismo resultan ser las rocas calcosilicatadas, en que se forma, aparte de los minerales mencionados, zoisita y las serpentinitas, en que se forman -- serpentinas y talco, posteriores al anfíbol incoloro de M_2 .

Manifestaciones hidrotermales, como p.e. vetillas de adularia + clorita + esfena y la formación de fluorita corresponden a los efectos de M_3 .

3.2.1.2.3.- Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.

El Dominio se caracteriza por un metamorfismo regional polifásico con las fases hercínicas M_2 y M_3 y una fase pre- M_2 , remarcada por, entre otras indicaciones, la presencia de granates de un tipo especial (tipo I).

Son estos granates pre- M_2 los que, desde el punto de vista -- metamórfico, distinguen el presente dominio del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, mientras, por lo que se refiere a las fases M_2 y M_3 , no existen diferencias esenciales entre los dos, salvo la blastesis de la plagioclasa, que se restringe casi exclusivamente al dominio objeto de estudio en este apartado.

Los blastos de plagioclasa son principalmente sin- F_2 e interfase F_2 -replegamiento (GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974 a; MINNIGH, 1975; MARQUINEZ, 1981; KLEIN & HILGEN, en prensa), mostrando un crecimiento que suele iniciarse con anterioridad al de los blastos de granate y estaurolita de M_2 . En la Hoja de Golada (122/06-08) DIVAR et. al., (en prensa), señalan que la plagioclasa es principalmente anterior a la esquistosidad principal que se deja correlacionar con la F_2 y le atribuyen una edad interfase F_1 - F_2 hasta sin- F_2 .

La parte de la Unidad de Santiago que aflora dentro de la Hoja (Fig. 5), se destaca del resto del dominio por ser de grado más -- bajo (facies de los esquistos verdes frente a facies anfíbolítica), siéndolo también con respecto al Dominio esquistoso de Galicia -- central y occidental, igualmente en facies anfíbolítica.

Al objeto de no repetir la discusión de los efectos de las fases M_2 y M_3 , nos limitaremos en este apartado a lo que tiene de característico el presente dominio, es decir, los ya mencionados granates pre- F_2 , el bajo grado de metamorfismo de la Unidad de Santiago situada en la Hoja y la blastesis de plagioclasa. De las fases de M_2 y M_3 se ha tratado en el apartado 3.2.1.2.2. y de la blastesis de plagioclasa en la primera parte del presente apartado.

La única indicación sobre la existencia de una fase de metamorfismo pre-fase hercínica principal (M_2), consiste en los pequeños granates turbios ya descritos en el apartado 1.2.3.2. Tienen su mayor desarrollo en la Unidad de Lalín (Fig. 12), en donde -- fueron descritos por primera vez por HILGEN (1971), quien los -- llama granate tipo I, para distinguirlos del granate de la fase hercínica principal, que llama tipo II. La relación con la S principal (S_2) se desconoce, debido a que su pequeño tamaño y el grano relativamente grueso de los metasedimentos fuertemente recristalizados impiden que lleguen a perturbar a la S principal. Pero el hecho de que se encuentren a menudo incluidos dentro de metablastos de la fase metamórfica, preferentemente en los de plagioclasa, pero también en cuarzo, biotita, estauroлита y granate, -- indica que son anteriores a ésta.

Además, los granates del tipo I pueden estar alineados en la dirección de la S principal y a veces sugieren ser los restos de cristales mayores muy triturados (MINNIGH, 1975; GONZALEZ LODEIRO et. al., 1974 a).

La presencia de granates muy similares a los del tipo I de la Unidad de Lalín ha sido señalada también en las otras unidades -- del presente dominio. En la Unidad de Forcarey (Fig. 5) han -- sido descritos por MINNIGH (1975), MARQUINEZ (1981), KLEIN & HILGEN (en prensa) y MONTESERIN LOPEZ (en prensa) y en la Unidad -- de Santiago por van ZUUREN (1969) y PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN (en prensa).

Han sido comparados con granates parecidos a los de la "Fosa Blastomilonítica" (HILGEN, 1971), para los cuales se supone una edad prehercínica (FLOOR, 1966; DEN TEX & FLOOR, 1967; ARPS, 1970). Han servido como uno de los argumentos para suponer que las unidades de Lalín y Forcarey son polimetamórficas y alóctonas (HILGEN, 1971, 1981, MINNIGH, 1975).

En el sector centrogalaico del presente dominio no existen razones para atribuirles una edad prehercínica. Podrían ser de edad hercínica temprana (MARQUINEZ, 1981; KLEIN & HILGEN, en prensa) y estar ligados a la primera fase de deformación hercínica (F_1) que probablemente es responsable de la esquistosidad anterior a la S principal que a veces se observa en los metasedimentos del sector central de Galicia (van MEERBEKE et. al., 1973; ALDAYA et. al., 1973). Esta suposición se ve corroborada por observaciones microscópicas hechas en la Hoja de Santiago (94/04-07) por --

PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN (en prensa), que señalan que los granates del tipo I pueden marcar una esquistosidad interna en profiroblastos de albita interfase F_1 - F_2 , atribuyendo esta S_i a la primera fase hercínica F_1 .

De ser así, el granate tipo I hubiera formado parte de la paragénesis M_1 , que hubiera consistido en los minerales cuarzo + clorita + moscovita + biotita + granate y la presencia del granate en tal asociación de bajo grado podría haber sido condicionado en gran medida por la composición de los metasedimentos, para lo cual existen de hecho indicaciones, como lo sugiere el mapa de isogradas del sector de metasedimentos centrogalaico, más hacia el S. (MARQUINEZ & KLEIN, en prensa). Este condicionamiento composicional podría suministrar la explicación para la distribución del granate tipo I, limitada a los metasedimentos del presente dominio.

Por el momento no se dispone de análisis químicos de los granates del tipo I que pudieran comprobar la validez de esta hipótesis, pero la observación de van ZUUREN (1969) de que el granate de la Unidad de Santiago es rico en espesartina, es concordante con ella.

Las indicaciones de que el granate pertenecería a una paragénesis, de presión relativamente alta son muy escasas. Se ha hallado distena en un punto únicamente, dentro de la Hoja de Santiago (94/04-07), pero no se apreciaron relaciones claras respecto a las deformaciones F_1 , F_2 y de replegamiento (PABLO MACIA & MARTINEZ CATALAN, en prensa) por lo cual no es posible relacionarla con determinada fase de metamorfismo. HILGEN (1981) hizo mención provisional del hallazgo de distena en la Unidad de Lalín y de una composición del granate I que indicaría una presión durante su crecimiento mayor que la del metamorfismo responsable de la formación del granate II.

Estos datos de que de momentos disponemos, no son suficientes para deducir con seguridad que el dominio en cuestión ha sido afectado por un metamorfismo regional de presión mayor que la existente durante el metamorfismo principal del sector centrogalaico de metasedimentos.

Pertenecientes a la Unidad de Santiago, se distinguen del resto del dominio, unos esquistos cloríticos con albita por su bajo grado de metamorfismo y la evidente manifestación de tres fases de deformación, difícilmente reconocibles en el resto del dominio.

Las paragénesis metamórficas son:

- cuarzo + clorita + moscovita + albita + biotita,

indicando condiciones de la facies de los esquistos verdes. (Las restantes rocas del Dominio incluídas en la presente Hoja han sido metamorfizadas en facies de las anfibolitas).

De lo expuesto sobre los esquistos en el apartado 1.2.3.2., se puede deducir el siguiente orden cronológico de fenómenos:

- 1) Una S_1 recta o algo plegada en los porfiroblastos de albita.
- 2) blastesis de la albita sin o tardicinemática con esta esquistosidad.
- 3) desarrollo posterior de la esquistosidad principal.
- 4) crenulación de ésta, con incipiente formación de una esquistosidad de crenulación.
- 5) recristalización de intensidad variable.

Una posible correlación con los fenómenos del esquema tectónico general adoptado en este trabajo, podría ser la siguiente:

$S_1 = S_1$

Blastesis de la albita = esencialmente interfase F_1-F_2

S principal = S_2

Crenulación = fase de replegamiento

La paragénesis de M_1 en la parte de la Unidad de Santiago que aflora en la presente Hoja hubiera sido:

- cuarzo + clorita + moscovita + albita + biotita

con la blastesis de la albita principalmente interfase F_1-F_2 , aunque según van ZUUREN (1969), serían sin- F_2 e interfase F_2 -replegamiento. Más hacia el N. se añadiría granate del tipo I a esta -- paragénesis (Hoja de Santiago, 94/ 04-07).

Durante M_2 los minerales de M_1 habrían recristalizado sin cambios en la paragénesis (en el N. desestabilización del granate).

Los efectos de M_3 habrían sido una fuerte cloritización de la biotita, con neoformación de feldespato potásico. Los minerales deben haber recristalizado en gran parte durante o posteriormente - al replegamiento de la S_2 , dada la escasa deformación de los minerales en las crenulaciones.

3.2.1.2.4.- Dominio del Complejo de Ordenes.

La heterogeneidad del Complejo de Ordenes, tanto por lo que se refiere a la litología como al grado de metamorfismo, hace necesario tratar por separado el metamorfismo de sus unidades litotectónicas constituyentes y, dentro de éstas, subdividir otra vez la discusión del metamorfismo, en este caso por subunidades.

El grado de metamorfismo varía de evidentemente epizonal (filitas en la zona de clorita en el centro de los Esquistos de Ordenes) hasta catazonal (eclogitas en el Complejo de la Unidad de Sobrado-Mellid).

3.2.1.2.4.1.- Unidad de Villa de Cruces.

La Unidad se caracteriza, desde el punto de vista del metamorfismo, por su bajo grado, lo que queda reflejado por las siguientes paragénesis que en ella se han observado:

Paragénesis de base de las rocas sedimentarias:

- cuarzo + clorita + mica incolora + albita + ilmenita.

A esta paragénesis pueden añadirse:

Granate

Granate + biotita

Granate + cloritoide

Granate + cloritoide + biotita

La dimensión a_0 del granate apunta hacia una variedad rica en espesartina (BURGERHOUT, 1974).

Paragénesis de las rocas sódicas félsicas (¿metaqueratófidas y plagiogranitos?).

- Cuarzo + albita + clorita + mica incolora + feldespato potásico + biotita.

Paragénesis de las rocas metavolcánicas o volcanosedimentarias básicas.

- Albita + actinolita + clorita + epidota/clinozoisita + esfena + cuarzo + estilpnomelana.

Paragénesis de las anfibolitas.

- Oligoclasa + hornblenda verde o parda + clorita + epidota/clinozoisita + esfena + cuarzo.

Son paragénesis que indican condiciones en facies de los esquistos verdes, excepción hecha de la última, cuya oligoclasa y hornblenda parda indican que localmente se alcanzó la facies de las anfibolitas. No existen datos para suponer que las rocas de la unidad jamás fueron afectadas por un metamorfismo de grado más alto.

La estilpnomelana apunta hacia un tipo de metamorfismo de presión media.

En las rocas de la unidad es posible reconocer tres fases de deformación: F_1 , F_2 y de replegamiento, pero se dispone de pocos datos para aclarar las relaciones entre las fases de deformación y metamorfismo.

Los granates son claramente pre- S_2 y probablemente sin- S_1 - (DIVAR et. al., en prensa). Según los mismos autores la albíta sería de sin- S_1 hasta interfase F_1 - F_2 . En las anfibolitas se conocen clastos de hornblenda pre- S_2 .

Efectos de un metamorfismo tardío son la transformación del granate en clorita + sericita + óxidos de Fe/Mn, la de la albíta en sericita, de la ilmenita en leucóxeno y la sericitación y saussuritización de la plagioclasa.

Las crenulaciones debidas al replegamiento suelen estar poligonizadas.

En cuanto a su bajo grado de metamorfismo, la presente unidad se asemeja a la colindante Unidad de la Sierra del Careón.

3.2.1.2.4.2.- Unidad de la Sierra del Careón.

Las rocas de esta Unidad son mayoritariamente de bajo grado de metamorfismo, rebasando sólo localmente la facies de los esquistos verdes.

3.2.1.2.4.2.1.- Rocas ultrabásicas, generalmente serpentinizadas.

Las rocas ultrabásicas de esta unidad se caracterizan por una fuerte serpentización. De la paragénesis original, que parece haber sido la de una harzburgita, quedan solamente relictos:

- olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela.

En condiciones de la facies anfibolítica se han formado anfíboles y clorita, minerales que pueden indicar la única esquis-

tosidad reconocible en la roca. Entre los anfíboles se ha observado una hornblenda incolora, que a su vez se transforma en tremolita. Otros anfíboles señalados son antofilita y cummingtonita, la última sufriendo transformaciones posteriores en tremolita (+ clorita + carbonato).

En facies de los esquistos verdes se desarrolla la masa principal de serpentinas, que son claramente posteriores a los anfíboles, inclusive a la tremolita de origen tardío.

La formación de talco y carbonatos, por fin, termina el proceso del retrometamorfismo fuertemente hidratante de las ultramafitas.

Según MAASKANT (1970), no habrían sufrido nunca los efectos de la facies granulita que se aperciben en la Unidad de Sobrado-Mellid, ya que faltan porfiroblastos de espinela transparente que son altamente característicos para rocas ultramáficas en esta facies de metamorfismo. Tampoco se observarían indicaciones de su anterior presencia, que en las ultramafitas de facies granulita fuertemente serpentinizadas, consistirían en concentraciones de clorita alrededor de espinelas opacas (aunque menciona en su descripción de las peridotitas con clorita y anfíbol de la presente unidad, la existencia de concentraciones de clorita alrededor de agregados de magnetita).

3.2.1.2.4.2.2.- Anfibolitas y flasergabros.

Las paragénesis más frecuentes de la gran mayoría de estas rocas son las siguientes:

- anfíbol monoclinico incoloro o de un verde muy claro + epidota/clinozoisita + albita + zoisita + clorita + cuarzo.

El anfíbol es probablemente un miembro del grupo tremolita - actinolita. La zoisita deriva de plagioclasa.

Esta paragénesis, que indica condiciones de la facies de los esquistos verdes, en sin o post-S principal, la única esquistosidad que se deja reconocer. Es anterior a una crenulación que a veces se observa.

Dentro de estas anfibolitas de bajo grado de metamorfismo se aperciben localmente afloramientos de anfibolitas en facies anfibolítica, con las paragénesis:

- hornblenda + oligoclasa + epidota/clinozoisita + granate,

y, en contados casos, con relictos blindados de clinopiroxeno y granate, apuntando hacia la paragénesis:

-clinopiroxeno + plagioclasa intermedia + granate (+ hornblenda?),

que en metabasitas indica la facies granulita.

La presencia de estas anfibolitas con granate y/o clinopiroxeno plantea serios problemas para la interpretación de la historia metamórfica de la Unidad de la Sierra del Careón, ya que se desconoce si representan relictos conservados por el metamorfismo en facies de los esquistos verdes, o si se trata de elementos ajenos a la Unidad, procedentes de la Unidad de Sobrado-Mellid, que hubieran sido mezclados tectónicamente con las anfibolitas de la Unidad de la Sierra del Careón.

En el primer caso, el metamorfismo habría alcanzado un grado considerablemente más alto en importantes zonas de la presente unidad y el bajo grado de metamorfismo de la mayoría de sus materiales sería en la mayoría de los casos o quizás en la totalidad, el resultado de un pronunciado retrometamorfismo. En el segundo caso, el grado de metamorfismo no necesita haber jamás superado el de la facies de los esquistos verdes o anfibolítica.

3.2.1.2.4.3.- Unidad de Sobrado-Mellid.

Su petrología ha sido detalladamente estudiada por varios autores (HUBREGTSE, 1973 a,b; KUIJPER, 1979, 1981; MAASKANT, 1970) a cuyos trabajos nos referiremos con frecuencia.

La Unidad de Sobrado-Mellid, (Fig. 6) se caracteriza por la importancia que en ella tienen los efectos del metamorfismo de alta presión (facies eclogita y granulita).

En las metabasitas es posible distinguir cinco fases sucesivas de metamorfismo, que a continuación se enumerarán. En los gneises félsicos y ultramafitas es más difícil establecer una sucesión tan clara, aunque no han faltado intentos de correlacionar estos efectos en estas rocas. Más difícil aún es relacionarlos con los de fuera de la unidad.

Estas cinco fases metamórficas serían las siguientes de más moderna a más antigua:

Facies de los esquistos verdes.

Facies anfibolítica.

Facies granulita con hornblenda.

Subfacies (hornblenda-) clinopiroxeno - almandino de la facies granulita (de WAARD, 1965).

Facies eclogita.

Debido a la gran diversidad litológica de las subunidades que componen la unidad, es deseable tratar por separado su metamorfismo.

3.2.1.2.4.3.1.- Rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas.

Las lherzolitas con espinela, de que derivarían las rocas ultramáficas metamorfizadas de la Unidad de Sobrado-Mellid, han registrado una compleja historia metamórfica, como se deduce del trabajo de MAASKANT (1970).

A niveles mantélicos se habría formado, por fusión parcial - de la pirolita roca madre de las ultramafitas, una pequeña cantidad de fundido picrítico, que recrystalizaría en bandas y venas de rocas piroxeníticas, dejando como residuo una gran masa de lherzolita con espinela.

En el momento de su emplazamiento en los niveles infracrustales, la lherzolita tendría como minerales principales olivino-clinopiroxeno - espinela, mientras en las ya mencionadas bandas y venas se originaría, a expensas de espinela y piroxeno, el granate que aún se observa en las rocas ultramáficas en algunos puntos al SSO. de Mellid (1). Las condiciones durante el emplazamiento en los niveles infracrustales serían las de la facies granulita de alta presión (T:1100 - 1200°; P: 15-20 kb). Indicaciones para estas condiciones de facies granulita de alta presión son los bordes kelifíticos de ortopiroxeno + espinela + clinopiroxeno alrededor de inclusiones de ortopiroxeno aluminico en granate, apuntando hacia una reacción entre estos dos minerales, y bordes de ortopiroxeno alrededor de olivino donde éste estaba en contacto con el granate, indicando igualmente una reacción entre estos dos minerales.

Posteriormente, las lherzolitas y sus bandas y venas sufrieron una milonitización y una retrogradación bajo condiciones de la facies granulita s.l. (T:800-900°C; P: 10-15 kb), que serían las de su emplazamiento, en forma de una masa sólida, entre las rocas encajantes de la Unidad de Sobrado-Mellid.

La retrogradación, con la acompañante introducción de H₂O, se manifestó esencialmente en la formación de un anfíbol aluminico -

(1) X = 246.800 Y = 932.200

(pargasita). La paragénesis original de la lherzolita con espinela fue sustituida por la de una peridotita con espinela y pargasita:

- olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela \rightarrow olivino + ortopiroxeno + pargasita + espinela + clinopiroxeno.

En las bandas y venas con granate éste sobreviviría al lado del anfíbol como mineral metaestable.

Durante la facies anfibolítica, el retrometamorfismo progresa. El granate ya no es metaestable y sufre una desestabilización claramente observable, dando pie a espinela + anfíbol en bordes kelifíticos. El contenido en Al de los piroxenos y anfíboles disminuye y se forma clorita aluminica.

Con las temperaturas siempre decrecientes, se entra sucesivamente en el campo de peridotitas con clorita y anfíbol y en el de peridotitas con bastita.

El resultado del retrometamorfismo en facies anfibolítica sería una peridotita ya muy transformada, en que pueden encontrarse, aparte de relictos de facies anteriores, los minerales grammatita, hornblenda común, clorita y antigorita (KULJPER, 1981).

En la facies de los esquistos verdes se completa la serpentización, formándose serpentina - α y β , y en un estadio muy tarde, carbonatos y talco (KULJPER, op.cit.).

3.2.1.2.4.3.2.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita.

El metamorfismo más antiguo reconocido en esta subunidad es el de la facies eclogita. Las rocas en que se manifiesta se restringen al Complejo de Sobrado (Fig.6) donde tienen una distribución irregular y dispersa, en consonancia con el modo general de su presencia en zonas metamórficas.

Según KULJPER (1979, 1981) la paragénesis es la siguiente:

- Clinopiroxeno rico en jadeita + granate + distena + rutilo + zoisita - α

La zoisita - α sería característica para la facies eclogita, en contraste con la facies granulita s.l., en que se desarrollaría zoisita - β (VOGEL, 1967; DEN TEX, 1971). KULJPER (1979, 1981)

estima la temperatura en 600°C y la presión en 10-11 kb., como condiciones físicas de la facies eclogita en el Complejo de Sobrado.

Las eclogitas muestran pasos a granofelses. Se trataría de una transformación esencialmente isoquímica de las eclogitas en granofelses, bajo condiciones de la subfacies (hornblenda-)clinopiroxeno-almandino de la facies granulita.

Como consecuencia de esta adaptación a las nuevas condiciones de P y T, el clinopiroxeno onfacítico, rico en la molécula jadeita, se desmezclaría, dando pie a simplectitas características de plagioclasa + clinopiroxeno (menos rico en jadeita) -, como se observaría en muchos granofelses del Complejo de Sobrado, lo cual apunta hacia la existencia anterior de una mayor proporción de eclogita.

Otros indicios sobre la existencia de un tipo transicional entre eclogita y granofels, serían los siguientes rasgos distintivos de los granofelses: 1) presencia de rutilo acicular en granate; 2) clinopiroxeno prácticamente incoloro; 3) granate de color rosáceo; 4) presencia de distena (VOGEL, 1967).

La primera fase de la facies granulita s.l. es la de la subfacies (hornblenda-) clinopiroxeno-almandino de la facies granulita. Se originaron los granofelses de los tipos A y B del apartado 1.2.4.3.2.

Sus paragénesis son:

- granate + clinopiroxeno diopsídico + plagioclasa (25-45% An) + cuarzo + rutilo + zoisita β + hornblenda pargasítica parada.

Las condiciones físicas hubieran sido: P: 10-11 kb; T: circa 850°C (KUIJPER, 1979, 1981).

Una fase de deformación durante esta fase de metamorfismo sería responsable de la formación de las metabasitas del tipo granoblástico (tipo B) en el Complejo de Mellid (HUBREGTSE, 1973 a).

La segunda fase del metamorfismo en facies granulita s.l. es la de la facies granulita con hornblenda. Las condiciones de P y T no habrían sido muy distintas de las de la fase anterior -- (entre 600-750°C y 8-12 kb) y la mayor diferencia con la fase anterior sería un aumento en la P_{H_2O} , como se deduce de la abundante formación de hornblenda.

Las paragénesis son:

- granate + clinopiroxeno + hornblenda pargasítica parda + plagioclasa (20-45% An) + cuarzo + rutilo + zoisita + escapolita.

Dos fases de deformación acompañarían a esta fase de metamorfismo, como se puede deducir del estudio petrográfico. El resultado es una roca bandeada con textura blastomilonítica (tipo blastomilonítico I de HUBREGTSE, 1973 a).

Localmente, en el Complejo de Sobrado, se produjo una migmatización, originándose granulitas máficas bandeadas.

El metamorfismo en facies granulita s.l. es seguido por un retrometamorfismo en facies anfibolítica con toda probabilidad correlacionable con la M₂ del presente trabajo.

Las paragénesis son:

- hornblenda parda, verde o verde azulado + plagioclasa (20-40% An) + cuarzo + esfena + epidota + granate.

Son las paragénesis dominantes de los tipos D y E del apartado 1.2.4.3.2. Una fase de deformación penetrativa (¿F₂?) acompaña a esta fase de metamorfismo, dando pie a texturas blastomiloníticas y una foliación visible en el campo a escala regional.

El proceso del retrometamorfismo se termina, por fin, en la facies de los esquistos verdes, con la paragénesis:

- Anfíbol de afinidades actinolíticas + clorita + epidota/clinozoisita + plagioclasa ácida + cuarzo.

Una última fase de deformación, probablemente asociada al replegamiento, puede afectar al anfíbol y la clorita.

3.2.1.2.4.3.3.- Gneises félsicos.

Las paragénesis más antiguas reconocibles en estas rocas se dejan reconstruir en base a los (porfiro)clastos anteriores a la esquistosidad principal. Abarcan los siguientes minerales:

- cuarzo + oligoclasa-andesina + biotita + granate + distena + rutilo + moscovita + feldespato potásico.

La roca compuesta de estos minerales sufrió una fuerte trituración y durante la recristalización de los productos de trituración se formó una roca lepidoblástica o blastomilonítica, con paragénesis iguales a las anteriores. De esta fase de metamorfismo datan también la esquistosidad principal y la textura granulítica que a veces se observa, caracterizada por las hiladas de cuarzo en "ladrillo" descritas en el apartado 1.2.4.3.3.

Aunque, como señaló HUBREGTSE (1973 a), las paragénesis arriba mencionadas no son tan típicas para la facies granulita s.l. como lo son las de las metabasitas de la misma unidad, podrían indicar sus condiciones. Otras indicaciones para deducir que los gneises félsicos han registrado el metamorfismo en facies granulita s.l., nos las suministran la ya citada textura granulítica, la interestratificación con las pirigarnitas, las inclusiones de granulitas máficas y los afloramientos puntuales de metagabros en facies granulita s.l. ("globulitos" de HUBREGTSE, 1973 a) dentro de los gneises félsicos. HUBREGTSE (1973 a) correlaciona la fase de trituración y recristalización con la que es responsable de la génesis de las metabasitas blastomiloníticas I (tipo C del apartado 1.2.4.3.2.) y que corresponde a la facies de las granulitas con hornblenda.

Las primeras paragénesis podrían entonces corresponder a la subfacies (hornblenda-) clinopiroxeno - almandino de la facies granulita.

Los efectos del retrometamorfismo en facies anfibolítica no son muy claros en los gneises félsicos. Según HUBREGTSE (1973 a) se manifestarían en una nueva recristalización, después de otra fase de deformación, esta vez de los feldespatos, micas y cuarzo, pero sin el granate y la distena. La plagioclasa sería más ácida, el feldespato potásico mostraría claramente las maclas - características de la microclina, que faltarían en los (porfiro) clastos de las primeras paragénesis, y la cantidad de moscovita aumentaría, principalmente a expensas de la distena.

Las paragénesis de esta fase (M_2 ?) serían:

- cuarzo + oligoclasa (An 15) + biotita + moscovita + microclina.

El metamorfismo en facies de los esquistos verdes (M_3 ?) se manifiesta en la formación de clorita a expensas de granate y biotita, la sericitización y saussuritización de la plagioclasa y la formación de epidota/clinozoisita y feldespato potásico en vetillas.

La sustitución del granate por biotita, moscovita, cuarzo y plagioclasa ya podría haber comenzado en la fase anterior.

Las concentraciones glandulares y lenticulares de feldespato potásico y cuarzo que a veces se observan en los gneises, han sido interpretados por KUIJPER (1979, 1981) como indicaciones para una restringida movilización metamórfica. La ausencia de partes migmatíticas indica que no sufrieron anatexia a gran escala. Sin embargo, KUIJPER considera probable que el precursor magmático del ortogneis glandular se originó por fusión parcial de los gneises félsicos, en base a la presencia en ambos tipos de roca de circones con edad Proterozoica inferior. Bajo las condiciones de la primera etapa de la facies granulita (T 800-850°C; P circa 10 kb), los gneises félsicos deben haber sido susceptibles a fusión parcial a gran escala, dada su composición química, aunque su temperatura hubiera sido algo más baja que la de las rocas ultramáficas para las cuales se deducen las mencionadas condiciones.

La ausencia de fenómenos de fusión parcial a gran escala podría explicarse cuando se supone que la proporción del fundido era muy baja y la proporción de roca residual alta.

Sin embargo, muchos de los gneises félsicos no tienen carácter de residuo de fusión parcial, como lo tienen por ejemplo los gneises en el Complejo de Cabo Ortegal descritos por DRURY (1980). Otra explicación podría ser que la PH_2O era localmente inferior a la P_t (ENGELS, 1972). Los paragneises félsicos de la Unidad de Sobrado-Mellid representarían las zonas más secas, en donde las movilizaciones eran solamente incipientes, mientras en zonas más húmedas se originaría el fundido que dio origen al precursor magmático de los ortogneises glandulares (KUIJPER, 1979, 1981).

3.2.1.2.4.3.4.- Metagabros.

Es necesario distinguir metagabros con y sin claros signos de haber registrado el metamorfismo en facies granulita s.l.

1) Metagabros con granate.

La coexistencia en los metagabros de piroxeno, plagioclasa intermedia y granate, sea en cristales dispersos, sea en bordes de reacción entre plagioclasa y piroxeno, indica que han sido metamorfizados en facies granulita s.l. Se emplazarían, según KUIJPER (1979, 1981) y KUIJPER & ARPS (en prensa) entre las dos fases del metamorfismo de facies granulita s.l., por lo cual el metamorfismo de alta presión sería el de la facies granulita con hornblenda.

El granate se añade a los minerales originalmente presentes en la roca básica, resultando la paragénesis:

- clinopiroxeno + plagioclasa + ortopiroxeno + rutilo + granate + hornblenda pargasítica parda.

Parte de la hornblenda pargasítica parda podría pertenecer a la paragénesis magmática.

Como las demás rocas metabásicas en facies granulita de la unidad, fueron afectados por el retrometamorfismo en facies anfibolítica y de los esquistos verdes, pudiendo formarse hornblenda común, biotita, actinolita, clinozoisita/epidota, saussurita, sericita y zoisita.

2) Metagabros sin granate.

Se distinguen de los del primer grupo por carecer de granate.

A partir de las asociaciones ígneas de los gabros o dioritas:

- plagioclasa básica + ortopiroxeno + clinopiroxeno + olivino + (hornblenda pargasítica marrón?),

se forman especialmente anfíboles (hornblenda común verde o incolora), marcando la facies anfibolítica y posteriormente, en facies de los esquistos verdes, uralita, clorita, biotita y saussurita.

Las coronas de ortopiroxeno que a veces se observan alrededor de olivino podrían ser de origen magmático y no necesitan ser indicativas de un metamorfismo en facies granulita.

3.2.1.2.4.4.- Unidad de Betanzos-Arzúa.

El metamorfismo de los materiales de esta unidad varía de epizonal hasta catazonal.

3.2.1.2.4.4.1.- Esquistos de Ordenes.

Existen lagunas en el conocimiento del metamorfismo de los metasedimentos de la Unidad de Betanzos-Arzúa, por lo que a continuación nos limitaremos a resaltar sus rasgos metamórficos -- fundamentales, sin ser capaces, de momento, de colocar satisfactoriamente en un esquema los fenómenos de su metamorfismo, que por lo menos es polifásico.

El grado de metamorfismo varía de epi hasta mesozonal.

Las rocas de más bajo grado se hallan en el centro de la unidad, donde existen zonas de superficie considerable en que el metamorfismo no llega a alcanzar la zona de la biotita.

Conforme nos alejamos del centro, aumenta el grado de metamorfismo, siendo posible reconocer una sucesión progresiva de los minerales índices cloritoide, biotita y granate, no siendo frecuente el primero.

En los bordes NO. y NE. de la subunidad, se han hallado estaurolita y andalucita en las paragénesis:

- cuarzo + moscovita + biotita + granate + estaurolita + plagioclasa
- y - cuarzo + moscovita + biotita + granate + estaurolita + andalucita + plagioclasa.

El orden en que aparecen los minerales es granate, estaurolita, incluyendo a veces el granate, y andalucita.

Sin embargo, existen dudas sobre si las paragénesis observadas resultan del metamorfismo regional o si reflejan la influencia de un metamorfismo de contacto inducido por las rocas graníticas, ya que es solamente en las proximidades de éstas donde se presenta la andalucita. Para algunos autores la estaurolita y andalucita son minerales de un metamorfismo regional (FERNANDEZ POMPA & PIERA, 1975; KUIJPER & ARPS, en prensa), mientras para otros se trataría de productos de metamorfismo de contacto (HERNANDEZ - URROZ et. al., 1981). Estos últimos autores señalan que la estaurolita es posterior a la esquistosidad principal (S_2), lo que haría menos probable de que se trate de un mineral índice del metamorfismo regional, ya que su fase principal parece pre-S principal.

Según los autores de la Hoja de Puente deume (22/06-04) FERNANDEZ POMPA & PIERA (1973) y de la Hoja de Guitiriz (46/06-05) NAVAL et. al. (1981), la estaurolita sería pre-S principal, mientras la andalucita estaría relacionada con la S principal (S_2). Los autores de la primera Hoja sugieren que podría tratarse de un metamorfismo polifásico, en que durante una primera etapa se hubieran desarrollado biotita, almandino y estaurolita y durante una segunda, biotita y andalucita.

El orden progresivo en que aparecen los minerales índices:

biotita - (cloritoide) - granate - almandino - estaurolita - andalucita, la proximidad de las zonas con estaurolita y andalucita a los contactos con importantes plutones alargados según la dirección hercínica, el paralelismo entre las isogradas de estaurolita y andalucita por una parte y estos contactos por otra y la distancia muy reducida que separa las dos mencionadas isogradas (en la Hoja de Puente deume (22/06-04) casi coinciden), son rasgos distintivos que recuerdan fuertemente al metamorfismo en el Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, más hacia el S. En este dominio se supone que la sucesión progresiva biotita-granate-estaurolita-andalucita resulta del metamorfismo regional interfase F_2 -replegamiento, de presión baja-intermedia (tipo New Hampshire, ver apartado 3.2.1.2.2.). Una diferencia, sin embargo, con este dominio esquistoso reside en la relación entre - la blastesis del granate y estaurolita y la deformación principal: en el Dominio esquistoso la blastesis de estos dos minerales es esencialmente interfase F_2 -replegamiento y en los Esquistos de Ordenes parece ser pre- F_2 , dificultando la correlación entre ambos casos. En la gran mayoría de los casos en que es posible - apreciar las relaciones entre el crecimiento del granate y la deformación, este mineral resulta ser claramente precinemático respecto a la S principal, en contraste con el granate en el Dominio esquistoso. En este aspecto es interesante la observación de los autores de la Hoja de Guitiriz (46/06-05) sobre que existen dos generaciones de granate en la zona de la estaurolita, una englobada por la S principal y otra, al parecer, tardía, complicando más aún la confusa imagen metamórfica de los Esquistos de Ordenes.

El borde SO. de los Esquistos de Ordenes se distingue de las otras zonas marginales de la subunidad por la presencia de distena a escala más o menos regional.

Se conocen las paragénesis típicas:

- cuarzo + moscovita + biotita + granate + distena + plagioclasa
- y - cuarzo + moscovita + biotita + granate + estaurolita + distena + plagioclasa,

indicando la subfacies distena-almandino-moscovita de la facies de las anfibolitas con almandino.

La estaurolita es sustituida por distena + biotita y tanto la distena como la estaurolita pueden incluir al granate. Todos estos minerales son esencialmente anteriores a la esquistosidad principal (S_2 ?).

En este sector es posible reconocer, por consiguiente, una sucesión progresiva de minerales pre-S principal (S_2), indicada por la aparición de los minerales clorita-biotita-granate-estauroлита-distena, que caracteriza el metamorfismo del tipo de Barrow de presión intermedia. Otra indicación para una presión -relativamente alta son los filones pegmatoides con mica blanca y distena, en que el último mineral es pseudomorfo según andalucita. Aparecen solo de la zona SO. de los Esquistos de Ordenes.

El metamorfismo de presión intermedia del borde SO. es fundamentalmente pre-esquistosidad principal y se puede correlacionar con la M_1 .

Los efectos de M_2 en el borde SO. serían principalmente una recristalización del cuarzo y de las micas, aunque existen indicios para suponer el desarrollo de una segunda generación de granates y distena (van ZUUREN, 1969). En las zonas de grado más bajo, los efectos de M_2 serían la recristalización de micas y cuarzo y la desestabilización del granate.

La zona de metasedimentos en que se manifiesta claramente el metamorfismo de presión intermedia, linda a "grosso" modo, con la zona de metabasitas granatíferas localmente en facies granulita. Algunos autores (KUIJPER Y ARPS, en prensa) han sugerido que el área caracterizada por el metamorfismo de presión intermedia a alta podría constituir una unidad litotectónica independiente — ("Complejo de Santiago" en el sentido de los citados autores), cuyo contacto con el resto de la Unidad de Betanzos-Arzúa sería de carácter tectónico (¿cabalgamiento?). La falta de datos de campo, especialmente en lo que concierna a la existencia de un -contacto entre los Esquistos de Ordenes y el supuesto complejo, impide juzgar la validez de la hipótesis. De todas maneras, el contacto tendría que ser poco conspicuo, en contraste con los de otros "complejos catazonales", no habiéndose observado claras diferencias entre la litología de los metasedimentos en las dos zonas.

En la parte occidental de los Esquistos de Ordenes se observan localmente fenómenos de migmatización, con paragneises metablásticos, metatécticos, diatécticos, diatexitas inhomogéneas e intercalaciones pegmatíticas, aplíticas y graníticas. Aparentemente se alcanzó la subfacies feldespato potásico + sillimanita de la facies anfibolítica, como testifican las agujas de fibrolita incluidas en micas en rocas con feldespato potásico (van ZUUREN, 1969).

La edad de la migmatización es problemática. Es posible encontrar relictos de granate y distena en las migmatitas y según

van ZUUREN (1969), sería posterior a la M_1 . Considera probable que la migmatización de los Esquistos de Ordenes es de la misma edad que la de fuera del Complejo de Ordenes (fundamentalmente interfase F_2 -replegamiento). Según los autores de la Hoja de El Pino (95/05-07) ABRIL HURTADO et. al. (1972), sería pre-esquistosidad principal ($S_2?$) ya que las migmatitas habrían sido afectadas ligeramente por la fase F_2 . Los granitoides del enjambre que se sitúa en el área migmatítica, serían ortogneises blastomiloníticos y de existir una relación genética entre el enjambre y las migmatitas, apuntarían hacia una edad por lo menos pre-deformación principal ($F_2?$) de éstas.

Como se deduce de lo arriba señalado, existen fenómenos de un metamorfismo claramente pre-esquistosidad principal ($S_2?$) de presión media (borde SO.) de cuya existencia no existen claras indicaciones en los metasedimentos del sector centrogalaico fuera del Complejo de Ordenes, mientras que la asociación granate-estaurolita-andalucita y la migmatización recuerdan mucho al metamorfismo de fuera del dominio, en que la andalucita pertenece esencialmente a la M_2 y parece indicar un cambio en el gradiente geotérmico (ver también los apartados 3.2.1.1.7. y 3.2.1.2.2.). Es posible que se trate de una superposición de dos etapas de metamorfismo de distinto tipo bórico, pero quedan muchos puntos por aclarar, antes de que sea posible dar una imagen coherente del metamorfismo de los metasedimentos de la presente subunidad.

3.2.1.2.4.4.2.- Metabasitas en facies anfibolita, localmente en facies granulita (inclusive las rocas ultramáficas -- generalmente serpentinizadas).

Según van ZUUREN (1969) es posible distinguir cuatro fases de metamorfismo en las metabasitas de la parte SO. de la Unidad.

La primera fase ($M_1?$) se manifiesta en las plagiopirigarnitas con hornblenda, en que la paragénesis

- plagioclasa + hornblenda parda o pard-verdos + granate + piroxeno diopsídico

indica un metamorfismo en facies granulita s.l.

Durante la segunda fase ($M_2?$), las metabasitas en facies granulita s.l. sufrieron una retrogradación en facies anfibolítica desarrollándose hornblenda de color verde o verde azulado a expensas del piroxeno y de la hornblenda parda.

Es posible que sufrieran también una incipiente migmatización durante esta fase, resultando inyecciones pegmatíticas con plagioclasa + hornblenda + epidota + calcita + granate + escapolita (van ZUUREN, 1969).

La tercera fase se manifestaría en una anatexia local, con la formación de pegmatitas dioríticas con cuarzo y hornblenda. Esta fase sería sincrónica con la migmatización de los metasedimentos de la unidad.

La última fase (M_3 ?) tiene carácter de un retrometamorfismo. La hornblenda verde se transforma en un anfíbol verde azulado o casi incoloro y los componentes máficos se ven afectados por cloritización. Se forman además zoisita, clinozoisita/epidota secundaria, saussurita, sericita, esfena secundaria, leucoxeno y cuarzo secundario.

Se desconoce la importancia cuantitativa de los efectos del metamorfismo en facies granulita s.l. Es posible que la facies granulita sólo se alcanzase localmente y que el grado de metamorfismo de la mayoría de las metabasitas en la parte SO. de la unidad nunca rebasase la facies anfibolítica (van ZUUREN, 1969).

En cuanto a las demás metabasitas de la unidad, no existen argumentos para suponer que hayan registrado el metamorfismo en facies granulita s.l. Sus paragénesis son:

- plagioclasa (oligoclasa-andesina) + hornblenda + granate + epidota,

indicando condiciones de la facies anfibolítica con almandino.

Posteriormente fueron afectadas por el retrometamorfismo en facies de los esquistos verdes (M_3 ?).

En los metasedimentos epizonales, las anfibolitas y esquistos anfibólicos son raros. En la Hoja de Betanzos (45/05-05) se han observado las paragénesis:

- cuarzo + anfíbol + plagioclasa + clorita + epidota.
- cuarzo + anfíbol + plagioclasa + biotita.
- anfíbol + plagioclasa + clorita + biotita.

Corresponderían al denominado estadio de grado bajo de WINKEER (1978) (GALAN et. al., 1981).

Por lo que se refiere a las rocas ultramáficas, no existen criterios claros para deducir si han sido afectadas por el metamorfismo en facies granulita.

3.2.1.2.4.4.3.- Metagabros.

En los metagabros y rocas básicas asociadas es posible distinguir dos fases de retrogradación.

La primera fase se caracteriza por el desarrollo, de intensidad variable, de hornblenda de tonalidades verdes a partir de piroxeno y hornblenda parda bajo condiciones de la facies anfibolítica. Van ZUUREN (1969) menciona bordes de granate alrededor de anfíbol como otro dato que indica un metamorfismo en facies anfibolítica.

La segunda fase consiste en un retrometamorfismo en facies de los esquistos verdes, con la formación de productos tardíos como zoisita, saussurita, clinozoisita/epidota, sericita, esfena y anfíbol actinolítico.

3.2.1.2.4.4.4.- Ortogneises glandulares.

Es posible reconocer dos fases de deformación en los ortogneises glandulares. La primera fase es la principal. Origina una esquistosidad S principal y un incipiente bandeado mineralógico, ambos de nitidez variable. No se ha observado ningún rastro de una esquistosidad anterior a la S principal. Micropliegues y crenulaciones de la S principal y del bandeado indican una segunda fase de deformación.

Las paragénesis más antiguas que se pueden reconocer las delatan los (porfiro)clastos pre-S principal. Consisten en:

- cuarzo + plagioclasa (albita-andesina) + biotita + moscovita + feldespato potásico + granate + hornblenda.

Podrían resultar de un metamorfismo pre-S principal, aunque no se descarta la posibilidad de que no representen ninguna paragénesis metamórfica, sino asociaciones magmáticas, en que el granate es un mineral accesorio.

Un segundo grupo de paragénesis son sin o post-S principal y las componen los mismos minerales de las primeras paragénesis, pero ahora en forma de una segunda generación de cristales. Ambas generaciones de paragénesis indican condiciones de la facies de las anfibolitas.

La intensidad de la recristalización durante o a partir del momento en que se desarrolló la S principal es muy variable y está más o menos en razón directa con la intensidad de trituración y grado de penetratividad de la deformación, alcanzando su máxima cota en las blastomilonitas que a menudo se observan en las

zonas de contacto con la Unidad de Sobrado-Mellid. Es menos acusada en los tipos cataclásticos, donde las zonas de trituración son menos penetrativas, constituyendo a veces lo que parece un conjunto de cizallas. El grado de metamorfismo durante la recristalización parece independiente del grado de deformación.

El retrometamorfismo se manifiesta principalmente en la desestabilización del granate y de la plagioclasa. El granate se transforma en biotita, moscovita, clorita o clinozoisita y óxidos de hierro, habiéndose observado grietas rellenas de biotita, granates en atolón rellenos de biotita + moscovita y relictos de granates dentro de pseudomorfosis compuestas de biotita + moscovita + clorita. La plagioclasa sufre sericitización y saussuritización.

Es difícil de precisar la relación entre el retrometamorfismo y la deformación tardía.

Se han observado cloritas deformadas, indicando deformación post-retrometamorfosis, pero también muestras en que la crenulación de la S principal está poligonizada, demostrando que durante o después de la deformación tardía, las condiciones permitieron aún la recristalización de la biotita. Claramente posteriores a la deformación tardía son vetillas con cuarzo, clorita, -clinozoisita o feldespato potásico.

HUBREGTSE (1973 a) reconoció dos tipos de ortogneises, un tipo con textura cataclástica en una unidad llamada de bajo grado y un tipo glandular en una unidad de grado intermedio (respectivamente "facies borde" y "facies central" de las Hojas de Sobrado (71/06-06) y Arzúa (96/06-07) del I.G.M.E.). Se habrían originado a partir de un mismo plutón y corresponderían a dos zonas que hubiesen registrado distintos tipos de metamorfismo y deformación, por haber sido levantadas a distintos niveles crustales mediante un juego de fallas.

El ortogneis de la llamada unidad de grado intermedio se caracterizaría por una recristalización más fuerte y la presencia de una segunda generación de granate, formada a expensas de biotita, bajo condiciones de la facies anfibolítica. Este granate faltaría en el ortogneis de la llamada unidad de bajo grado, de tipo más bien milonítico y menos recristalizado.

No ha sido posible verificar la existencia del granate que sustituye a la biotita. Siempre cuando se aprecian las relaciones entre granate y biotita ésta sustituye a aquél, independientemente de la zona de donde procede la muestra.

Aunque se dejan reconocer zonas en que predomina cierto tipo de deformación, correspondiendo a "grosso" modo, el área del ortogneis de la unidad de grado medio a una deformación por lo general más penetrativa que la del área de la unidad de bajo grado, y aunque no se descarta la posibilidad de que también existan áreas en que predomine una cierta composición del ortogneis, no ha sido posible descubrir diferencias elementales entre los ortogneises de las dos zonas, por lo que hemos optado por incluir los dos tipos dentro de una misma unidad.

Parece que solamente se trate de variaciones en el grado de trituración, penetratividad de la deformación y recristalización. Existen todos los pasos entre los tipos, sin que se observen contactos netos entre las zonas en que predomina uno de ellos, mostrándose en las dos zonas la misma variación composicional, las mismas paragénesis y las mismas relaciones de éstas con la deformación.

La correlación de las fases de deformación y las paragénesis con las de fuera del Complejo de Ordenes es conjetural. La deformación principal podría corresponder a F_1 o a F_2 y la crenulación a la fase de replegamiento. La primera paragénesis representaría entonces la M_1 o un metamorfismo anterior, la segunda correspondería a M_1 o a M_2 y el retrometamorfismo a M_2 o más o menos a M_3 .

3.2.2.- Metamorfismo de contacto.

Los fenómenos de metamorfismo de contacto en la presente Hoja parecen ser poco conspicuos, con toda probabilidad debido al hecho de que en muchos casos se superponen sobre un metamorfismo regional mesozonal y no es casualidad que los fenómenos de metamorfismo de contacto más claros se han descrito en áreas con metasedimentos epizonales.

No se conocen fenómenos de metamorfismo de contacto inducidos por las rocas ultramáficas, ni siquiera cuando están en contacto con rocas epizonales, lo que se explica por el carácter tectónico de los contactos con estas rocas. Un aumento general de temperatura relacionado con la supuesta subida de diapiros secundarios de lherzolita, transformando las eclogitas del Complejo de Sobrado en granofelses, (KUIJPER, 1979) no puede ser considerado como metamorfismo de contacto s.s.

Alrededor de las metabasitas tampoco se conocen fenómenos de metamorfismo de contacto, con la posible excepción del hallazgo de andalucita y cristales de granate de grandes dimensiones cerca de intercalaciones de anfibolita en los Esquistos de Ordenes de la Hoja de La Estrada (121/05-08).

Las rocas más antiguas que parecen haber dejado huellas de un metamorfismo de contacto son los ortogneises glandulares de la Unidad de Betanzos-Arzúa. Los Esquistos de Ordenes en el contacto con estos ortogneises muestran algunos indicios vagos que apuntan hacia la posibilidad de que hayan sufrido metamorfismo de contacto. Se han observado metasedimentos más duros y menos foliados, que a veces contienen pequeños nódulos (3-15 mm) oscuros, recordando en este caso a corneanas moteadas. Los nódulos se componen de concentraciones de cristales de biotita sin --- orientación preferente. En enclaves de Esquistos de Ordenes - dentro de los ortogneises de la Hoja de Sobrado (71/06-06) se han descrito rocas con una textura corneana, en que han crecido porfiroblastos de moscovita y poiquiloblastos de biotita, - aparentemente sin orientación preferente, pero es posible, como lo sugirieron los autores de esta Hoja (PABLO MACIA et. al., -- 1981), que los fenómenos señalados han sido causados por un granito hercínico.

Aparte de las arriba mencionadas indicaciones vagas, los fenómenos de metamorfismo de contacto quedan restringidos a las proximidades de granitos hercínicos y a sus enclaves.

Aunque los indicios de metamorfismo de contacto son numerosos, son por lo general poco llamativos, como ya señalamos. A menudo se trata de metamorfismo de contacto de enclaves y normalmente no llega a dar una aureola cartografiable.

Aureolas más o menos bien definidas han sido descritas en los Esquistos de Ordenes de bajo grado de metamorfismo (Hojas de Betanzos, 45/05-05 y de Guitiriz, 46/06-05), las pizarras del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental al E. del batolito de Chantada-Taboada (Hoja de Puertomarín, 121/07-08) y alrededor de los cuerpos de granitos tardíos de Lugo y Castroverde (Hojas de Castroverde, 73/08-06 y Baralla, 98/08-07).

En cuanto a los efectos de metamorfismo de contacto que causaron, parece que no exista una clara diferencia entre los distintos grupos de granitos hercínicos, con la excepción de que los granitos de dos micas considerados como parautoctonos ("granitos de anatexia") van acompañados de un cortejo de apófisis, - pegmatitas, aplitas y filones turmaliníferos considerablemente más desarrollado que los otros dos grupos graníticos.

Por lo general se trata de la formación de blastos de moscovita y biotita, a menudo con textura en criba, de cordierita, andalucita (a veces la variedad quiastolita) o la cristalización de agujas de sillimanita (variedad fibrolita). Normalmente crecen sin orientación preferente sobre las texturas pre-existentes, aunque la cristalización de las micas puede ser migmática.

A causa de la blastesis de los arriba mencionados minerales los esquistos pueden volverse nodulosos y debido a la recristalización se borra(n) progresivamente la(s) esquistosidad(es), hasta alcanzar una textura corneana.

La facies del metamorfismo de contacto no rebasa la de las corneanas hornbléndicas.

La andalucita y cordierita suelen sufrir una fuerte retrogradación, transformándose en agregados de sericita pseudomorfos según estos minerales, sin o con relictos de los minerales originales.

En algunos casos se ha atribuído al metamorfismo de contacto la formación de estaurolita, por aparecer postcinemática respecto a la S principal (¿S₂?), mientras los demás minerales índices -- (clorita, cloritoide, biotita y granate) son anteriores a la S principal (Esquistos de Ordenes de la Hoja de Ordenes 70/05-06; ver HERNANDEZ URROZ et. al., 1981). También se conoce cloritoide formado a expensas de estaurolita bajo influencia de la intrusión de granito. (Hoja de Arzúa, 96/06-07).

No siempre es fácil de distinguir entre fenómenos de metamorfismo de contacto y metamorfismo regional, debido a la superposición de ambos tipos y al hecho de que, de manera general, existe un paralelismo entre las isogradas del metamorfismo regional y los grandes cuerpos graníticos. Existen dos tipos de andalucita y cloritoide y, como acabamos de señalar, lo mismo podría ser el caso con la estaurolita.

Un posible ejemplo de metamorfismo de contacto sufrido por un metagabro fue citado por KUIJPER (1981). Se trata de un metagabro de la Unidad de Betanzos-Arzúa que aflora al O. de Teijeiro (1), a poca distancia del granito de Esperuca. Los indicios consisten en turmalina alrededor de actinolita o clorita., bordes de actinolita + clorita rodeando agregados de clorita y agregados densos de uralita en que parte de la actinolita ha recristalizado.

3.2.3.- Evolución general del metamorfismo.

Aunque en la presente Hoja hayan sido diferenciados varios dominios y numerosas unidades y subunidades litoestratigráficas y litotectónicas, los fenómenos metamórficos observados en sus materiales se dejan explicar en la gran mayoría de los casos por un metamorfismo plurifacial y polifásico de edad hercínica.

(1) X = 246.200 Y = 957.100

La diversidad en los fenómenos metamórficos que muestran y que a menudo proporcionan criterios que facilitan la distinción entre las unidades, se explica, en términos generales, por la heterogeneidad litológica, la variabilidad en el grado de metamorfismo hercínico, la variabilidad en las relaciones temporales entre la evolución de las condiciones físicas y químicas del metamorfismo (principalmente P, T y PH_2O) por una parte y la evolución tectónica por otra, y por efectos espacialmente más o menos limitados, como los ligados a la formación y migración de fundidos y a importantes planos de discontinuidad tectónicos.

Los únicos elementos en los cuales existen argumentos que hacen pensar en un metamorfismo prehercínico son los denominados "complejos catazonales" de la Unidad de Sobrado-Mellid. El metamorfismo supuestamente más antiguo ha sido señalado en el Complejo de Sobrado, donde KUIJPER (1979, 1981), ha sido capaz de reconocer rocas eclogíticas. Este autor estima la T de $600^{\circ}C$ y la P de 10-11 kb aproximadamente para las condiciones durante la facies eclogita (M_0 de la escuela de Leiden). Esta fase de metamorfismo no ha sido datada, pero según el mismo autor los datos del sistema U-Pb/roca total sugieren que su edad se sitúa entre 1000 y 500 m.a.

Las eclogitas muestran pasos a granofelses y según KUIJPER (1979, 1981) aquéllas hubieran sido metamorfizadas en la subfacies (hornblenda -) clinopiroxeno - almandino de la facies granulita, que sería la segunda fase de metamorfismo que se puede reconocer en el Complejo de Sobrado y la primera en el Complejo de Mellid, en el que originó las pirigarnitas de tipo granofélsico y granoblástico de HUBREGTSE (1973 a) (M_1 de la escuela de Leiden).

La temperatura durante esta fase de metamorfismo en facies granulita de alta presión hubiera aumentado considerablemente respecto a la de la fase anterior (T cerca de $850^{\circ}C$ y P de -- 10-11 kb) y este aumento estaría ligado a la subida de diapiros secundarios de lherzolita guardando relación con un "mantle - plume".

Aparte del señalado metamorfismo en facies granulita, la subida en temperatura hubiera causado la fusión parcial, en las partes más húmedas, de paragneises, originándose el magma del precursor ígneo de los ortogneises glandulares de la Unidad de Betanzos-Arzúa. También se habrían desprendido de los diapiros secundarios lherzoliticos, fundidos parciales, que dieron origen a los metagabros de las Unidades de Sobrado-Mellid y de Betanzos-Arzúa.

La edad de la intrusión de los diapiros secundarios se ha estimado a 480 m.a. (van CALSTEREN et. al., 1979) y la del fin del metamorfismo en la subfacies (hornblenda -) clinopiroxeno - almandino de la facies granulita a 400 m.a. (op. cit.).

Según las dataciones citadas, las dos fases de metamorfismo arriba mencionadas deberían ser antehercínicas e indicarían de esta manera la existencia de elementos polimetamórficos en la orogenia hercínica.

Parece que en los complejos de Sobrado y de Mellid por lo menos la última fase de metamorfismo supuestamente prehercínica muestra un paso gradual a la primera fase de metamorfismo de edad hercínica, siendo ésta (facies granulita con hornblenda), responsable de la formación de las pirigarnitas blastomiloníticas de HUBREGTSE, (1973 a) del Complejo de Mellid y de las plagiopirigarnitas con hornblenda en las metabasitas de la Unidad de Betanzos-Arzúa -- (van ZUUREN, 1969).

El cambio en las condiciones del metamorfismo al pasar de la subfacies (hornblenda -) clinopiroxeno -almandino a la facies granulita con hornblenda, parece que haya sido de poca envergadura (estimaciones para la P y T durante la última varían de 600° -- 750°C y 8-12 kb; ver KUIJPER, 1979) y el hecho más importante, - aparte de la deformación asociada, consistiría en un aumento de la PH₂O y de otros volátiles, manifestándose en una neomineralización hidratada con desarrollo de hornblenda marrón (más o menos verdosa) y zoisita en las metabasitas blastomiloníticas -- (DEN TEX, 1978).

Según DEN TEX (op. cit.) la falta de fenómenos de retrogradación entre las dos fases de metamorfismo en facies granulita s.l. obliga a incluirlas en el mismo ciclo.

Parece pues, que sean manifestaciones de un mismo proceso tectonometamórfico, aunque prolongado en el tiempo, sin que sea posible hablar de un polimetamorfismo en el sentido clásico, como ya fue señalado por KUIJPER (1979), para quien se trata de una "orogenia hespérica", a la cual, incluso podría sumarse el metamorfismo de facies de eclogita, dado el carácter provisional de su datación.

La primera fase de metamorfismo hercínico s.s., denominada M₁ en el presente trabajo (M₂ de la escuela de Leiden) es la primera que se reconoce en toda la Hoja y no solamente en los llamados "complejos catazonales".

Como ya señalamos, en la Unidad de Sobrado-Mellid tiene principalmente el carácter de un reajuste de las rocas en subfacies (hornblenda -) clinopiroxeno - almandino de la facies granulita a una P_{H_2O} más alta.

En la Unidad de Betanzos-Arzúa y en el sector de la Hoja situado al E. de la Falla de Valdoviño da origen a paragénesis sin- F_1 o interfase $F_1 - F_2$ que parecen ser las principales reconocidas.

El grado de esta fase es variable. Alcanza la facies granulita con hornblenda en los Complejos de Sobrado-Mellid y localmente en las metabasitas de la Unidad de Betanzos-Arzúa. Es epimezozonal, llegando hasta la zona de la estauroлита, en el resto del sector.

En el sentido de MIYASHIRO (1973) es principalmente del tipo de presión baja, en el límite con el de presión media, en el sector al E. de la Falla de Valdoviño, como queda reflejado por la ausencia de la cordierita y la presencia del par almandino - distena. Menos frecuentemente es del tipo de presión media a alta, como lo delatan las paragénesis con distena en la parte SO. de los Esquistos de Ordenes, los metasedimentos del Domo de Puertomarín (Fig. 13), las paragénesis granulíticas en los Complejos de Sobrado-Mellid y localmente las metabasitas de la Unidad de Betanzos-Arzúa.

En la mitad occidental del borde meridional de la presente Hoja los efectos de la fase M_1 son de poca importancia en comparación con los de la siguiente fase hercínica M_2 , a no ser que hayan sido borrados en gran parte por ésta.

Aquí es posible atribuir a la M_1 los granates tipo I descritos para el Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago y una esquistosidad anterior a la principal (S_2) que localmente se conserva de forma relictas en microlitones delimitados por la S_2 o como una esquistosidad interior (S_i) dentro de blastos de plagioclasa. Al parecer era de grado bajo, siendo los minerales anteriores a la esquistosidad principal (S_2) filosilicatos, cuarzo, granate tipo I y posiblemente plagioclasa.

En el Complejo de Cabo Ortegá, el fin de la facies granulita con hornblenda ha sido datado con una edad de 350 m.a. aproximadamente (van CALSTEREN et. al., 1979). Esta edad relativamente temprana puede ser solamente válida para la M_1 en las zonas internas de la cadena hercínica.

La segunda fase de metamorfismo hercínico M_2 (M_3 de la escuela de Leiden) parece ser la que dejó las huellas más importantes en la mitad occidental del borde meridional de la Hoja. Es de carácter progrado, situándose la blastesis de los minerales moscovita, biotita, plagioclasa, granate, estaurolita, andalucita y sillimanita fundamentalmente entre la F_2 y la fase de replegamiento longitudinal.

En otros puntos de la Hoja es también progrado, como en las áreas caracterizadas por migmatización y/o intrusión de granitoides (domos térmicos). La migmatización puede ser considerada como el climax de la M_2 , alcanzando la zona de feldespatos potásico + sillimanita en las regiones más profundas.

En todos los dominios, salvo en el del Navia y Alto Sil, es posible observar la aparición de andalucita posterior a la estaurolita. Parece estar ligada espacialmente a la proximidad de importantes cuerpos de granitos, sin que sea posible hablar de un metamorfismo de contacto s.s. La proximidad entre sí de las isogradas de estaurolita y andalucita y los fenómenos de desestabilización de la primera apuntan hacia un cambio en el gradiente térmico durante la M_2 , como ya se ha expuesto en el apartado 3.2.1.2.2. Se trataría de un efecto de plutonometamorfismo. Como ya se observó en el apartado 3.2.1.1.7., la formación de la andalucita, podría haber comenzado en un estadio temprano de F_2 .

El cambio en el gradiente térmico durante la M_2 significaría un metamorfismo de tipo de presión inferior a la de la M_1 , pero como hemos visto, en ciertas zonas el par almandino - estaurolita (indicativo para presiones relativamente altas dentro del tipo de baja presión de MIYASHIRO, 1973) se formó durante la M_2 , como en la mitad occidental del borde meridional de la Hoja y por lo tanto no es posible caracterizar la M_2 como siempre de un tipo de presión más baja que la de la M_1 .

Un caso especial de metamorfismo de presión media durante la M_2 lo constituye la formación de distena en las proximidades a fallas importantes (fallas de Vivero y Valdoviño), posiblemente debido a la circulación de fluidos que podrían ejercer una sobrepresión y transferir materialmente calor.

En muchos casos el metamorfismo de la M_2 no es progrado sino retrógrado, caracterizado por la desestabilización de distena, -- estaurolita o almandino de la fase M_1 . La retrogradación es especialmente acusada en algunas superficies de cabalgamiento, como por ejemplo en la base del manto de Mondoñedo, alrededor de las ventanas tectónicas de Monte Carballosa (Fig. 13) y del Gistral (fuera de la Hoja), posiblemente en la Unidad de Santiago en la zona basal del "klippe" del Complejo de Ordenes y en varios planos de cabalgamiento dentro de este Complejo (clorititas, actinolitas, tremolitas y talcoesquistos en rocas ultramáficas).

En la Unidad de Sobrado-Mellid y en las plagiopirigarnitas con hornblenda de la Unidad de Betanzos-Arzúa, la fase M_2 es también de carácter retrógrado, aunque en una facies más alta, la de las anfibolitas con almandino. Es responsable de la formación de anfibolitas a partir de las metabasitas en facies más altas, pudiendo conservarse relictos de éstas.

A la M_2 se le ha asignado una edad de 310 m.a. aproximadamente (ver KUIJPER, 1979).

La última etapa de metamorfismo hercínico regional la constituye una fase de retrometamorfismo hercínico mal definida, que ha sido llamada M_3 en el presente trabajo (M_4 de la escuela de Leiden). Las relaciones con las fases de replegamiento parecen ser variadas, observándose a menudo crenulaciones poligonizadas por micas, pero en otros casos importantes deformaciones tardías de los minerales. La edad de esta fase, de distribución general en toda la Hoja, se situaría alrededor de 280 ma.a (ver KUIJPER, 1979).

El metamorfismo de contacto hercínico, por fin, se superpone sobre el metamorfismo regional. Cabe suponer, que los efectos de este metamorfismo de contacto habrían sido afectados, según el momento de su desarrollo, por la o las fases de deformación sin o postcristalinas, con lo que la identificación de las relaciones existentes entre éstas y los efectos del metamorfismo de contacto, podrían datar el emplazamiento del macizo granítico asociado. La escasez de datos sobre este metamorfismo, ha hecho imposible conocer, en la mayoría de los casos, estas relaciones.

El metamorfismo de contacto hercínico, por fin, se superpone sobre el metamorfismo regional. Cabe suponer, que los efectos de este metamorfismo de contacto habrían sido afectados, según el momento de desarrollo, por la o las fases de deformación sin o postcristalinas, con lo que la identificación de las relaciones existentes entre éstas y los efectos del metamorfismo de contacto, podrían datar el emplazamiento del macizo granítico asociado. La escasez de datos sobre este metamorfismo, ha hecho imposible conocer, en la mayoría de los casos, estas relaciones.

3.3.- ROCAS GRANITICAS HERCINICAS.

Las manifestaciones graníticas de esta Hoja tienen una gran representación y son continuación de los abundantes terrenos graníticos que se formaron en los tiempos hercínicos en todo el área gallega.

Con la excepción del plutón de La Coruña, el resto de los macizos se distribuyen y emplazan fuera del Complejo de Ordenes. Todos ellos, se encuentran asociados con las series metasedimentarias precámbricas y paleozoicas sobre las que intruyen en diferentes niveles estructurales.

Siguiendo criterios composicionales, y según sean las relaciones que guardan con las deformaciones, se han distinguido tres grupos graníticos.

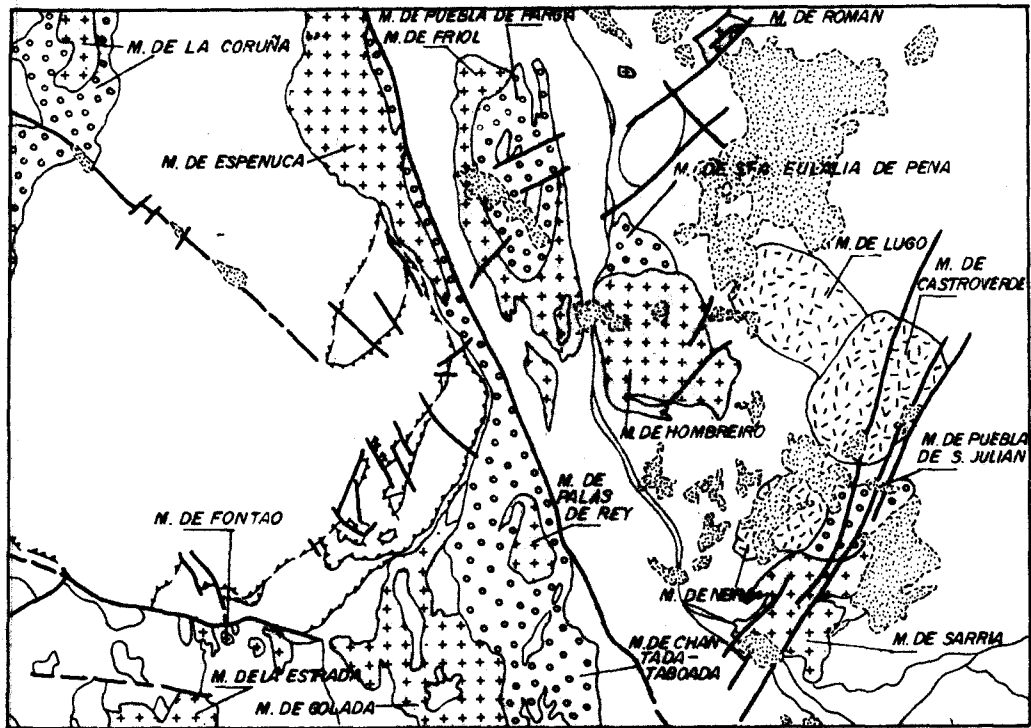
- Granitoides precoces predominantemente biotíticos.
- Granitos de 2 micas pre-fase 3.
- Granitos tardíos.

El término pre-fase 3 posee el sentido de, anterior a las fases de replegamiento (radial y longitudinal), descritos en el capítulo de Tectónica y se utiliza con el objeto de continuar las denominaciones propuestas en algunos trabajos anteriores, en los cuales se base el presente (PABLO MACIA, 1981; BARRERA et al, en prensa).

En el primer grupo se han incluido cinco macizos, en el segundo diez, y en el tercero tres. Su distribución en la Hoja se puede apreciar en la Fig. 18.

Además de estos grupos, hay que señalar la presencia de granitoides inhomogéneos en el ángulo SO. de la Hoja, en la zona de La Estrada. Son las prolongaciones orientales de las grandes superficies de granitos de este tipo, que aparecen en la Hoja nº 7 de Santiago de Compostela. Debido a sus pequeñas extensiones en esta Hoja, no los distinguimos como grupo independiente, describiéndose junto con metatexitas y diatexitas en el apartado próximo.

En la Fig. 19 están representadas las composiciones modales de los tres grupos, según datos de CAPDEVILA (1969) y del Proyecto MAGNA. Como puede observarse, los tres grupos están formados por granitos s.s. en su gran mayoría, con solo pequeñas partes de granodioritas. El contenido en cuarzo fluctúa desde el 22 al 40%, siendo el grupo de los granitos de 2 micas pre-F₃ el más rico en cuarzo de todo el conjunto. Hay que destacar que el grupo de granitoides preco-



0 5 10 15 20 Km.





-  GRANITOS TARDIOS
-  GRANITOS DE DOS MICAS PRE-FASE 3
-  GRANITOIDES PRECOCES
-  FORM. POST-OROGENICAS

FIG. 18.- Distribución de los principales macizos graníticos.

ces, que clásicamente se ha denominado como "granodioritas precoces", son casi totalmente granitos s.s. desde un punto de vista modal. Es evidente en el campo, que estas rocas son las que más biotita presentan, dando un aspecto más básico que el resto de los grupos, pero petrográficamente tienen casi siempre, cantidades importantes de feldespato potásico y moscovita. Por esta razón, preferimos llamarlos granitoides precoces, hasta que nuevos datos más concretos precisen esta cuestión.

En la Tabla I están sintetizadas las características texturales y las composiciones mineralógicas de los dieciocho macizos. Algunos de estos aspectos, junto a los datos de campo y geoquímicos generales serán descritos posteriormente, para cada grupo de granitos.

Las relaciones que presentan los cuerpos graníticos respecto a las deformaciones son diversas, debido al carácter secuencial de las intrusiones graníticas a lo largo de los tiempos hercínicos. El efecto provocado por estas deformaciones en los macizos pertenecientes inclusive al mismo grupo, son distintos. La causa hay que buscarla en el diferente estado físico que tengan (plástico, sólido, etc.) y en la intensidad deformativa sufrida que son respectivamente, distintas y selectivas.

Igualmente hay que considerar la existencia de fenómenos superpuestos de orientación, causados por la deformación y/o por el flujo magmático, que dificultan la identificación exacta de la causa que los produce.

Cerca de la Falla de Valdoniño y de la de Vivero la deformación de cizalla alcanza su grado más alto, provocando importantes efectos de estiramiento que cataclastizan y milonitizan la roca. Ejemplos de estas estructuras de tipo ortogneísico pueden verse en el macizo de Chantada-Taboada, en el de Espenuca, en el de Sta. Eulalia de Pena, en el Sarría y en el de Hombreiro

3.3.1.- Granitoides precoces predominantemente biotíticos.

Corresponden aproximadamente a las denominadas "granodioritas con megacristales" por DEN TEX (1966), "granodioritas precoces con megacristales" por CAPDEVILA & FLOOR (1970) y "macizos precoces de la serie híbrida por CAPDEVILA et al. (1973).

Integran este grupo los macizos de Chantana-Taboada, La Coruña (continuación del que se encuentran en la hoja nº 7 de Santiago de Compostela), Puebla de Parga, Sta. Eulalia de Pena y Puebla de San Julian. Con una entidad menor, pero con características parecidas, aflora al norte de La Estrada un pequeño macizo que podría tomar

TABLA I. PETROGRAFIA PRINCIPAL DE LOS TRES GRUPOS GRANITICOS

	TEXTURA	MINERALOGIA	
		PRINCIPAL	ACCESORIA
<u>Granitoides precoces</u>			
- Chantada-Taboada	□ g-m	Q P F B ⁺ Ms	A Z O T G ⁺ Ms
- La Coruña	□ g	Q P F B	A Z O T G ⁺ Ms E x All Be
- Puebla de Parga	□ g-m	Q P F B Ms	A Z O G
- Sta. Eulalia de Pena	□ g-m	Q P F B	A Z O G
- Puebla de San Julián	□ g	Q P F B Ms	A Z O
<u>Granitos 2 micas</u>			
- La Coruña	g	Q P F B Ms	A Z O T G All Ad
- Friol	g-m-f	Q P F B Ms	A Z O T G Tp
- Espenuca	g-m-f	Q P F B Ms	A Z O T G
- Hombreiro	m	Q P F B Ms	A T G Be
- Sarria	(□) m	Q P F B Ms	A Z T G
- Palas de Rey	m	Q P F B Ms	A Z T G
- La Golada	m-f	Q P F B Ms	A Z G ⁺ S
- Román		Q P F B Ms	A Z
- La Estrada	□ g-m	Q P F B ⁺ Ms	A O G E
- Fontao	□ g-m-f	Q P F B ⁺ Ms	A Z O Fl
<u>Granitos tardíos</u>			
- Lugo	(□) g-m	Q P F B	A Z T G
- Castroverde	□ g-m	Q P F B	A Z T G ⁺ Anf
- Neira	□ m	Q P F B	A Z O All

□ = Porfídico, (□) = poco abundante, g= grano grueso; m=grano medio; f= grano fino

Q = Cuarzo; P= plagioclasa; F= feldespato K; B= Biotita; Ms= moscovita; A= Apatito; Z= Circón; O= opacos

T = Turmalina; G= granate; E= esfena; X= Xenotima; All= Allanita; Be=Berilo; Ad= Andalucita; S= sillimanita

Anf = Anfibol; Fl= fluorita; Tp= Topacio

parte de este grupo.

Frecuentemente, estos granitoides precoces están intruidos por los granitos de dos micas pre-fase 3, que les producen moscovitizaciones, dándoles un carácter más hidratado del que originalmente debieran tener. Algunos de los diques de aplitas y pegmatitas que los atraviesan pueden estar íntimamente relacionados con el fenómeno.

Localmente, y en algunos macizos, existen amplias bandas transicionales, de hasta 400 m. de ancho, entre un tipo de granito y otro que presentan características mixtas, y que dificultan enormemente la delimitación cartográfica exacta de ellos. A parte de este fenómeno, hay en algunos casos, verdaderos diferenciados de granitos de dos micas (monte Albaredo, en el plutón de Puebla de San Julian) relacionados genéticamente con los granitoides precoces (CAPDEVILA, 1969).

Los macizos de granitoides precoces se presentan en cuerpos bien delimitados geométricamente y, a veces, elongados, (Chantana-Taboada), siguiendo las estructuras regionales más importantes.

En íntima asociación a ellos, hay pequeños stocks de tonalitas color oscuro y grano fino-medio, que los preceden en el tiempo y en el espacio, ya que están siendo englobados por el líquido granítico posterior. Los cuatro stocks más importantes son los de Carelo, Montecelo, Parlatos y Mato, aflorantes dentro o en las inmediaciones del plutón de Puebla de Parga (Hoja de Villalba, 47/7 5). Petrográficamente se distinguen de los granitoides en que llevan un poco de anfíbol (hornblenda verde), y en que la relación plagioclasa/feldespato potásico aumenta.

Los granitoides precoces intruyen en las series encajantes, con contactos netos, pudiendo ser las relaciones estructurales concordantes y discordantes. Lo hacen después de la fase primera del metamorfismo regional como cuerpos alóctonos ascendidos de niveles más profundos mesocrustales. Su intrusión produce un metamorfismo térmico de corneanas con biotita-andalucita-sillimanita, observable en varios puntos (p.e. macizo de Chantana-Taboada). Igualmente este metamorfismo de contacto se presenta sobre los enclaves. Son también frecuentes los enclaves microgranulares de composición tonalítica, semejantes en composición a los stocks de tonalitas descritos anteriormente.

Estos granitoides presentan unos efectos de cataclasis y milonitización muy parecidos a los de los granitos de dos micas, y son atribuibles a la F_2 .

Todos tienen texturas porfídicas, con mayor o menor orientación de flujo de sus megacristales de feldespato potásico.

La composición mineralógica es bastante homogénea, con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y, a veces, moscovita, como minerales principales: Apatito, circón y opacos son accesorios habituales, mientras que granate, y turmalina, solo aparecen en los diferenciados aplopegmatíticos.

El cuarzo es alotriomorfo y comienza a cristalizar desde los primeros momentos. El feldespato potásico es peritítico, con macla de Carlsbad, aunque a veces hay microclina con su característica macla en enrejado. La plagioclasa es de composición oligoclasa-andesina, con zonación oscilatoria. La biotita es marrón rojiza, e incluye al apatito y circón. La moscovita se encuentra en proporciones variables, llegando a faltar en algún caso (facies común del plutón de Sta. Eulalia de Pena). Frecuentemente cristaliza independientemente, alcanzando a veces tamaños de hasta 1 cm.

El efecto hidrotermal póstumo sobre estos granitoides, transforma en clorita la biotita, sericitiza los núcleos de la plagioclasa y el feldespato potásico, y genera moscovitización secundaria.

La deformación no genera cambio composicional alguno, pero produce granulación y recristalización del cuarzo, "bending" en las micas, microfracturación en los feldespatos, que se traducen en texturas porfidoclásticas típicas, con facies ortogneísicas.

Los diques que se asocian con este tipo de granitoide son escasos, aunque en ocasiones, se encuentran aplitas y, más escasamente, pegmatitas.

Geoquímicamente (Tabla II) están compuestos por cantidades en SiO_2 entre 68 y 75%, siendo el plutón de La Coruña el más ácido, y el de Chantada-Taboada el más básico. Los contenidos en álcalis están entre 6 y 9%, con relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ menores de uno para todos ellos, lo cual está más de acuerdo con líquidos de composición adamellítica que granodiorítica. La proporción de elementos ferromagnesianos está entre 1 y 5%, siendo nuevamente el plutón de Chantada-Taboada el de carácter más básico. El CaO varía entre 0.2 y 2.6%. Por todas estas cifras, los granitoides precoces tienen una afinidad geoquímica mayor con compuestos adamellíticos que granodioríticos.

Aunque por características mineralógicas y deformativas se ha incluido el plutón de La Coruña en este grupo, geoquímicamente, con los datos disponibles, presenta características más propias (y en transición) de los granitos de dos micas pre-fase 3.

TABLA II

COMPOSICION GEOQUIMICA MEDIA DE LOS TRES GRUPOS GRANITICOS						
	n = 29		n = 34		n = 15	
	GRANITOIDES PRECOCES		GRANITOS DE 2 MICAS PRE-F ₃		GRANITOS TARDIOS	
	- X	S	- X	S	- X	S
SiO ₂	71.08	2.16	72.96	0.88	69.86	2.24
Al ₂ O ₃	14.85	0.86	14.80	0.57	14.45	0.98
Fe ₂ O ₃	0.23	0.33	0.14	0.19	0.50	0.37
FeO	2.07	0.90	1.11	0.66	2.35	0.53
MnO	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.01
MgO	0.74	0.39	0.36	0.18	0.59	0.34
CaO	1.35	0.62	0.74	0.24	2.00	0.70
Na ₂ O	3.10	0.62	3.24	0.56	3.56	0.33
K ₂ O	4.49	0.63	4.69	0.64	4.80	0.60
TiO ₂	0.37	0.16	0.16	0.09	0.36	0.12
P ₂ O ₅	0.16	0.05	0.17	0.07	0.15	0.06
H ₂ O	0.94	0.62	1.06	0.56	0.80	0.34
NORMA C. I. P. W. (de los valores medios)						
Q	30.92		33.74		24.49	
Or	26.53		27.72		24.49	
Ab	26.23		27.42		30.13	
An	5.65		2.56		8.94	
Hy	4.92		2.61		4.87	
Mt	0.33		0.20		0.72	
IL	0.70		0.30		0.68	
Ap	0.37		0.39		0.35	
C	2.82		3.46		0.12	
I. D.	83.68		88.88		82.99	
100x(An/Ab+An)	17.7		8.5		22.9	

Normalmente, este grupo de granitoides se caracteriza por tener un valor intermedio de corindón que les define como granitos peraluminicos (SHAND, 1927). Los valores extremos, vienen limitados superiormente por el plutón de La Coruña, con valores bastante mayores que la media e inferiormente por el plutón de Sta. Eulalia que es de tendencia metaaluminica (Tabla II).

La proyección en el diagrama de clasificación Q-A-P a partir de la mineralogía calculada en base a la norma CIPW corregida para la biotita (Fig. 20) pone de manifiesto que la mayoría de las rocas analizadas en este grupo, corresponden a términos graníticos con una proporción muy subordinada de granodioritas, confirmando los resultados de las observaciones a partir de la mineralogía modal. También se observa una notable separación de los puntos correspondientes al plutón de La Coruña, que se encuentran desplazados hacia términos con una elevada proporción de cuarzo.

En el diagrama AFM (Fig. 21) estas rocas muestran una evolución típica de series plutónicas calcoalcalinas, correspondiendo el conjunto a unos términos relativamente evolucionados, que llegan a alcanzar, en algunos casos, considerables cotas de diferenciación.

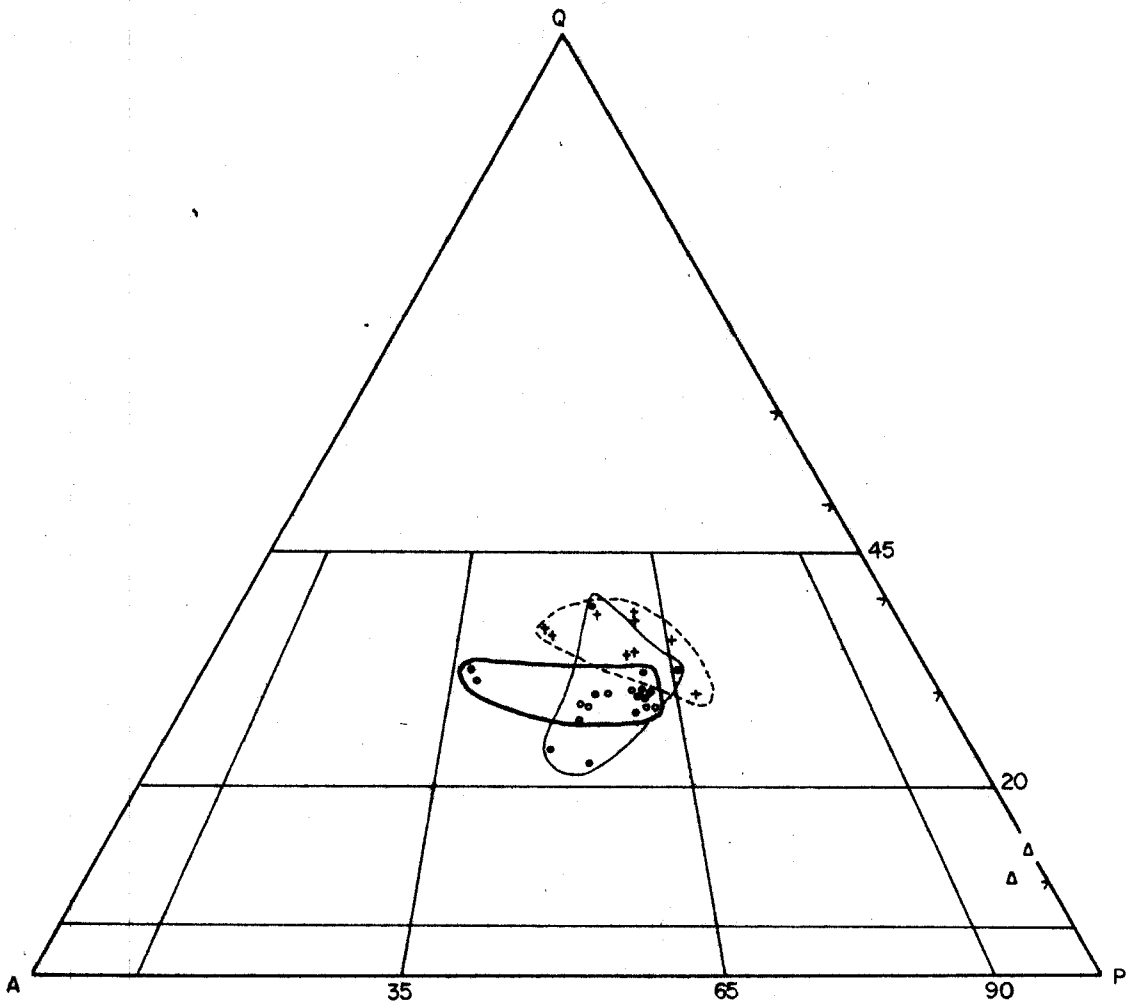
Los datos disponibles sobre elementos menores son muy escasos y no permiten establecer pautas de evolución. Su representación en el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 22) evidencia para la mayoría de los datos, una situación próxima al vértice del Ba, superpuesta a la mayoría de los datos de granitos de esta zona, con ausencia de términos más básicos enriquecidos en Sr.

3.3.2.- Granitos de 2 micas pre-fase 3

Corresponden aproximadamente a los denominados "granitos con dos micas" por DEN TEX (1966), "granitos alcalinos con dos micas" por CAPDEVILA & FLOOR (1970) y "leucogranitos en macizos concordantes" por CAPDEVILA et al. (1973).

Son los tipos que mejor y mayor representación tienen del conjunto de granitos. Están integrados por los plutones o macizos de La Coruña, Friol, Espenuca, Hombreiro, Sarria, Palas de Rey, Godalada, Roman, La Estrada y Fontao. Hay además gran cantidad de apófisis con igual composición, que afloran a lo largo de toda la Hoja, sobre todo en su banda central, acompañando a las intrusiones mayores.

La composición modal (Fig. 19) es claramente más cuarcífera que la de los otros dos grupos, dándoles un carácter leucocrático a su naturaleza de granitos s.s.



- GRANITOS TARDIOS (n=10)
- + GRANITOS 2 MICAS (n=9)
- GRANITOS PRECOCES (n=10)
- Δ PRECURSORES BASICOS (n=2)

FIG. 19.- Diagrama de proyección de los análisis modales QAP, de los tres grupos graníticos y sus precursores básicos.

La morfología de los macizos es variable y los contactos son nítidos en ocasiones, mientras que en otros casos son graduales, con interdigitaciones de inyección sobre la roca esquistosa de caja. Casos intermedios se presentan cuando la intrusión se hace sobre los granitoides precoces. Estructuralmente existe concordancia entre las rocas graníticas y las rocas encajantes, aunque a veces esta concordancia es más difusa, o llega a ser discordancia (borde N. de macizo de Sarria).

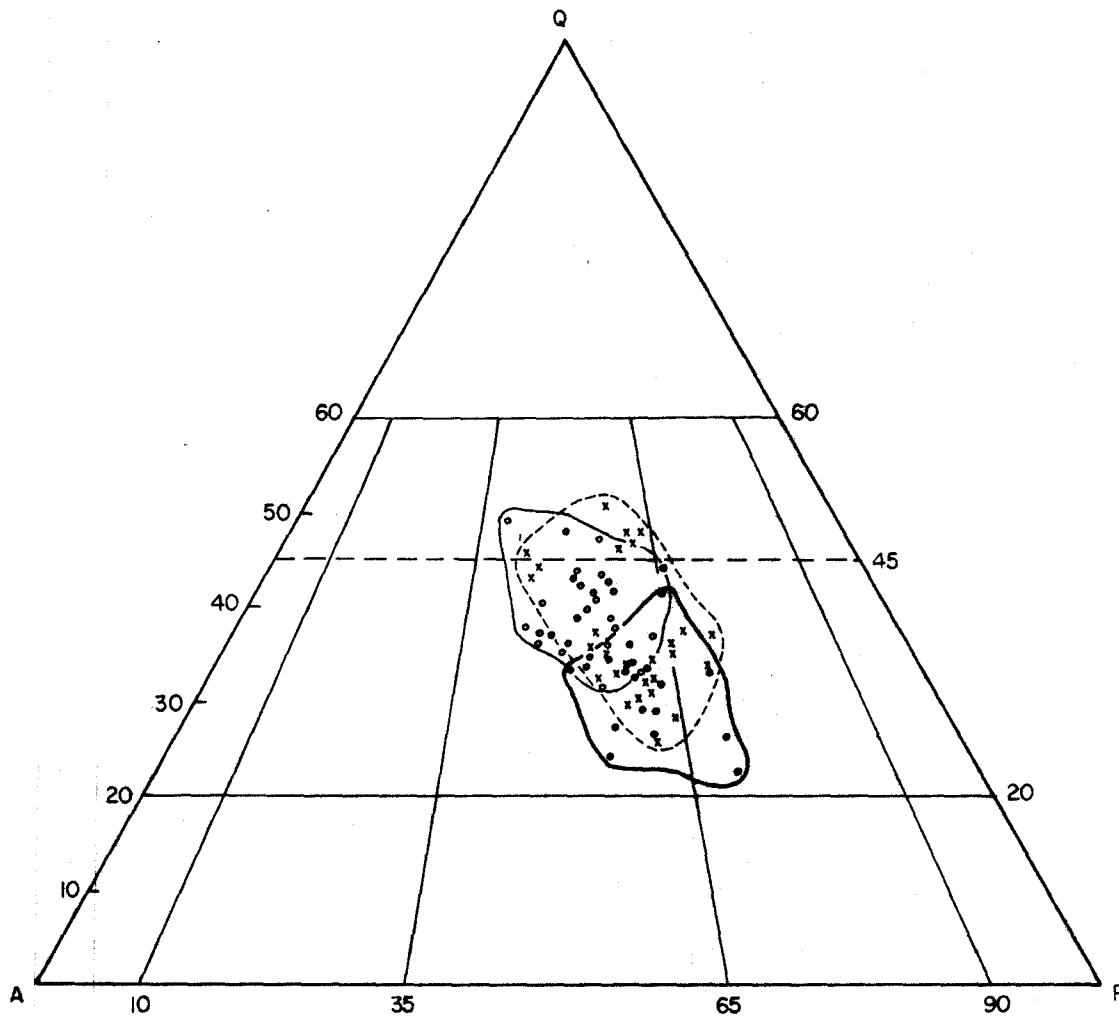
Lo más habitual en estos granitos es que, dado su carácter hidratado, produzcan intensas transformaciones hidrotermales-neumatolíticas, con importantes efectos de moscovitización, turmalinización y, ocasionalmente, greinisificación (CAPDEVILA, 1969).

Los enclaves que se encuentran en estos granitos de dos micas son poco abundantes, y lo forman esquistos y gneises de la roca caja, y enclaves surmicáceos con granate. Los primeros solo presentan una ligera recristalización como consecuencia del metamorfismo térmico, sin cambios composicionales apreciables en sus paragénesis originales. También se han encontrado, aunque de manera muy aislada, enclaves granudos ácidos (borde del macizo de Friol), de igual naturaleza que el granito que los porta.

Hay que destacar también, la presencia en el granito de Friol de un pequeño cuerpo de tonalitas (stock de Montecelo; Hoja de Villalba, 47/7-5), que podría corresponder a los que se asocian como precursores básicos en los granitoides precoces cercanos.

Debido al amplio rango temporal existente durante el emplazamiento de los granitos, estos muestran deformaciones atribuibles a varias fases. Los más generalizados corresponden a las asociadas a las estructuras de replegamiento, aunque hay algunos casos (macizo de Sarria, por ejemplo) en que se localizan estructuras atribuibles a la F_2 . También hay ocasiones en que la deformación es muy ligera, lo que hace pensar en una prolongación tardicinemática para la etapa de emplazamiento de estos granitos.

Generalmente, con la excepción de los plutones de Sarria, La Estrada y Fontao, no suelen tener facies porfídicas predominantes. El tamaño de grano es muy variable, desde fino a grueso, pudiendo existir en un mismo plutón varias texturas simultáneas (p.e. Friol Espenuca), caracter éste muy común en granitos de este tipo. Muchas de estas facies se desarrollan de forma autointrusiva en las anteriores ya cristalizadas, constituyendo a veces plutones semizonados simétricos o asimétricos. Este es el caso del plutón de Fontao, que no solo desarrolla facies texturales diferentes, sino composicionales, con un borde de biotita y un núcleo de moscovita. Un caso un -



- x GRANITOIDES PRECOCES
- o GRANITOS 2 MICAS PRE - F3
- GRANITOS TARDIOS

FIG. 20.- Proyección sobre el diagrama QAP de los análisis normativos (corregidas para la biotita), de los tres grupos graníticos.

poco parecido, aunque algo distinto, ocurre en el plutón de La Coruña, donde el núcleo es un granito de 2 micas grano grueso, mientras que la envuelta es un granitoide precoz biotítico.

La paragénesis más común es, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita, como minerales principales. Entre los accesorios, el apatito, circón, turmalina y granate están casi siempre, los dos últimos asociados con los diques aplopegmatíticos. También están de manera más esporádica los opacos, esfena, berilo, allanita, andalucita (solo en La Coruña), sillimanita (solo en Golada) y topacio (en diques del plutón de Friol; CAPDEVILA, 1969). Las transformaciones secundarias hidrotermales generan clorita, epidota, rutilo (sagenita) y sericita.

El cuarzo es alotriomorfo con frecuente extinción ondulante. El feldespato potásico es generalmente microclina alotriomorfa, y con pocas pertitas. La plagioclasa es de composición ácida (oligoclasa o albita), con zonación normal muy poco oscilatoria. La biotita es marrón rojiza, incluyendo el apatito y circón, y esta subordinada a la moscovita. La moscovita está independiente, o asociada a la biotita y feldespato potásico. Forma muy frecuentemente crecimientos simplectíticos con cuarzo. Puede alcanzar un tamaño considerable en algunas facies (plutones de Hombreiro, Sarria y Friol).

Los diques asociados a estos macizos de granitos de dos micas son muy abundantes. Los más frecuentes son de aplitas, cuarzo y, sobre todo pegmatitas diversas, lo cual indica el carácter altamente hidratado de los magmas graníticos. Muchos de ellos llevan gran cantidad de metales que producen yacimientos explotables.

Geoquímicamente (Tabla II) tienen un alto contenido en SiO_2 , entre 72 y 75%, con valores de álcalis bastantes constantes entre 6,5 y 8,5% y con una relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ siempre menor de 1, con la excepción del plutón de Fontao y una pequeña parte del de Sarria. El valor de CaO suele ser casi siempre menor del 1%, y el de elementos ferromagnesianos entre el 1 y 3,5%. También hay que destacar el carácter altamente peraluminico del plutón de La Coruña que concuerda con la aparición de andalucita en él.

Normativamente estas rocas corresponden a tipos altamente diferenciados ($\text{ID} = 88.88$) con elevados valores de corindón normativo para todos ellos. Su carácter leucocrático y el predominio de moscovita sobre biotita viene reflejado por los bajos contenidos en Hy (hyperstena).

La clasificación de las rocas de este grupo a partir de la mineralogía normativa (Fig. 20) corresponde masivamente a tipos graníticos, llegando a alcanzar en algunos términos contenidos en cuarzo bastante elevados.

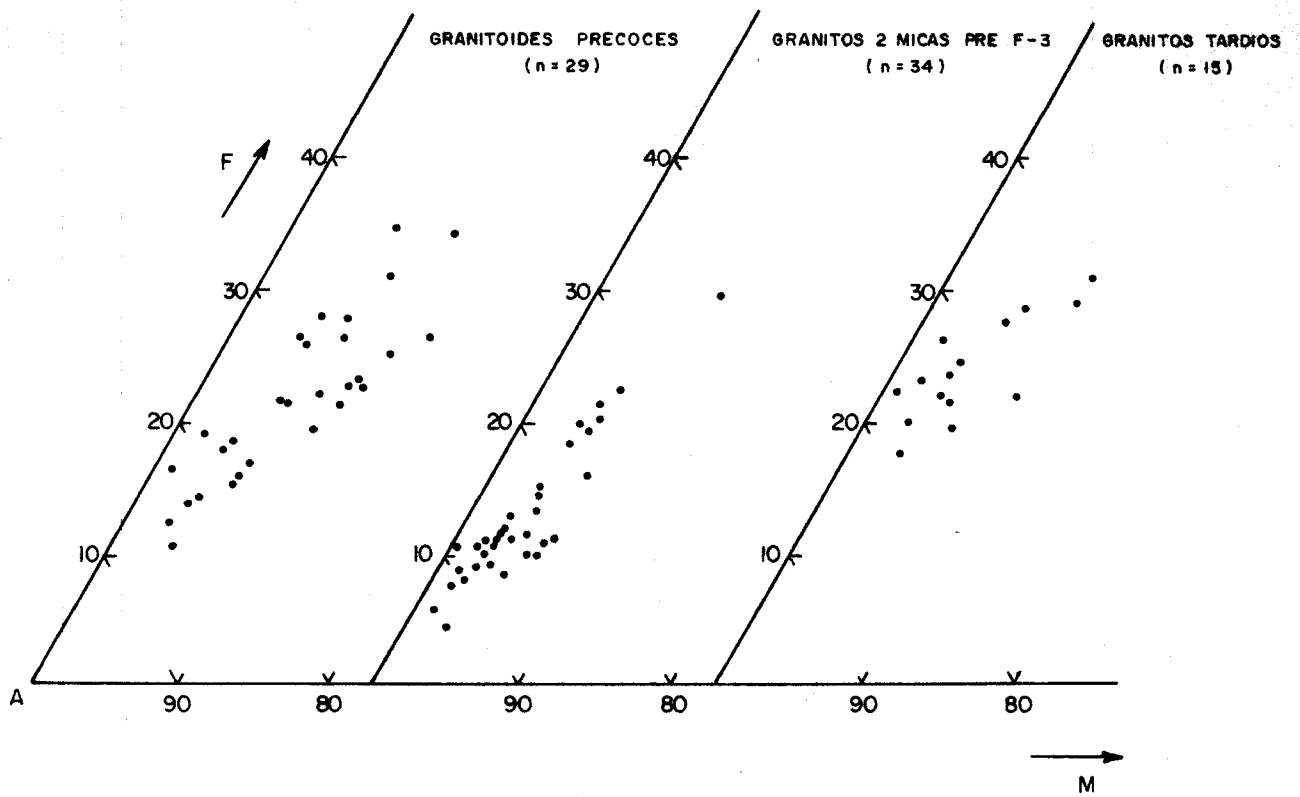


FIG. 21.- Diagramas AFM para los distintos grupos graníticos.

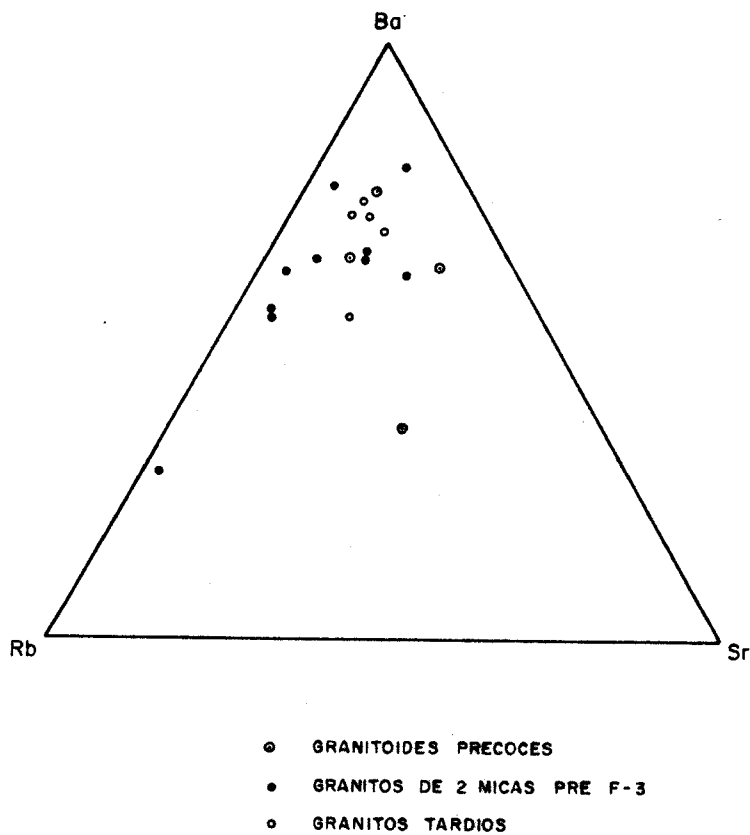


FIG. 22.- Diagrama Ba-Rb-Sr para los tres grupos graníticos.

La evolución observada en el diagrama A-F-M (Fig. 21) es plenamente normal para rocas graníticas del tipo considerado. El centro de gravedad de los datos disponibles corresponde a tipos litológicos muy evolucionados con gran abundancia de elementos alcalinos.

Los datos de elementos traza (Fig. 22) a pesar de su escasez evidencian una tendencia de variación clara desde el ápice más rico en Ba hacia el vértice del Rb en los términos más evolucionados, manteniéndose esta línea de evolución próxima a la base opuesta al vértice del Sr de acuerdo con los bajos contenidos en este elemento, lo cual es propio de rocas muy diferenciadas.

Todos estos valores geoquímicos indican magmas graníticos muy diferenciados ricos en cuarzo y pobres en ferromagnesianos, con un carácter muy hidratado. De todo el conjunto de plutones, el de Espeñuca es el más básico, reflejado en bajos contenidos en SiO_2 , y mayores en CaO y ferromagnesianos.

3.3.3- Granitos tardíos.

Corresponden aproximadamente a los denominados "granitos con biotita dominante" por DEN TEX (1966) "granodioritas tardías en macizos circunscritos" por CAPDEVILA & FLOOR (1970) y "macizos tardíos" de la serie híbrida por CAPDEVILA et al. (1973).

Este grupo lo constituyen los plutones de Lugo, Castroverde y Neira. Los dos primeros presentan relaciones mutuas de intrusión, siendo el de Lugo anterior al de Castroverde.

Todos son macizos de tendencia elipsoidal o circular, con una geometría netamente circunscrita. A veces, tienen una ligera disposición zonada de sus facies (principalmente Lugo y Castroverde). Así, la facies porfídica común se sitúa en las partes más centrales, apareciendo una facies marginal con menos megacristales o incluso ausencia de ellos. En otros casos, se aprecia una disminución de grano hacia los bordes, debido a un enfriamiento más rápido.

Las tres se sitúan en el borde oriental de la Hoja, intruyendo en niveles estructurales medios (Neira) y medios-bajos (Lugo, y Castroverde), sobre rocas metasedimentarias y graníticas. Los contactos son netos, sin pasos graduales. Lugo y Castroverde intruyen sobre las series de Villalba y Cándana, produciendo, el segundo, un metamorfismo de contacto de corneanas con cordierita-biotita (facies de las anfibolitas; CAPDEVILA, 1969), mientras que el plutón de Neira intruye sobre los granitos de dos micas, y sobre los esquitos de la serie Villalba, sin apreciables efectos de contacto.

No se han detectado deformaciones importantes en la roca caja, producidas por el emplazamiento de estos cuerpos graníticos, aunque sí es patente una disposición algo particular de la estructura regional en los bordes, la cual unas veces muestra una esquistosidad buzando hacia el interior del plutón (Neira) y otras hacia el exterior (Lugo).

Los tres plutones tienen composiciones graníticas s.s. con variaciones solo en la relación de feldespatos. En el campo presentan un marcado carácter porfídico, con megacristales rosados de feldespato potásico de hasta 12 cm. de longitud, que se disponen según direcciones de flujo magmático interno. En ocasiones esta orientación de flujo es concordante con los bordes de la intrusión (Castroverde).

Ninguno de los plutones tiene deformaciones apreciables, únicamente presentan fenómenos de episienitización debidos a la fracturación tardihercínica general.

Los pocos enclaves que poseen son de esquistos y gneises de la roca jaca, surmicáceos y microgranulares (tonalíticos). En el caso del plutón de Neira, las facies graníticas comunes, intruyen localmente sobre una microtonalita (tonalitas de Beleigan, 1) sin deformar, a la que brechifican, dando contactos angulares, indicativos del carácter frágil de la tonalita en el momento de la intrusión granítica (CAPDEVILA, 1969). Por tanto, si los dos pertenecen a la misma serie de granitos tardios, hay que admitir la existencia de un lapso de tiempo grande entre los primeros cristalizados y los siguientes líquidos graníticos.

La composición mineralógica de los tres plutones es sencilla y muy homogénea. Tiene como minerales principales, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Apatito, circón y opacos como accesorios más habituales. El granate y la turmalina solo se encuentran en los plutones de Lugo y Castroverde dentro de los diques aplíticos. También se han encontrado allaníta y pequeñas inclusiones de anfíbol en la plagioclasa, esto último en Castroverde. Como productos de transformación hidrotermal esta la cloritización de la biotita, la sericitización de la plagioclasa y el feldespato potásico, y la aparición secundaria de sagenita, prehnita, moscovita y óxidos.

El cuarzo es alotriomorfo y cristaliza al final de una manera intersticial. Hay algunos incluidos en el feldespato potásico con carácter más temprano. El feldespato potásico suele ser, tanto en los megacristales como en la mesostasis, con composiciones variable de ortosa o microclina, y contenidos peritéticos también variable. La plagioclasa esta zonada oscilatoriamente con composiciones de oligoclasa-andesina, ya veces con bordes mirmequíticos. En el

(1) X = 283.500 Y = 920.500

macizo de Castroverde es algo más básica y frecuentemente forma sin neusis. La biotita es marrón e incluye al apatito y circón.

Los diques son generalmente de aplitas y microgranitos, con fi lones de cuarzo, granófidios (Neira) y pegmatitas muy subordinados.

Geoquímicamente (Tabla II) se caracterizan por un rango de va riación en SiO_2 entre 65 y 72%, contenidos en álcalis bastantes altos, entre 7 y 29,3% (Lugo es el plutón con valores mayores), con re laciones $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ menores que 1; CaO entre 1 y 3,6%, y cantidades de elementos ferromagnesianos entre 2 y 5%.

Normativamente es el grupo con menor contenido en cuarzo y ma yor de albita y ortosa. Su bajo contenido en corindón los define co mo granitos metaaluminicos. Hay que destacar que para su elevada - cantidad de feldspatos alcalinos, estos granitos poseen los valo - res más altos de componentes básicos (An e Hy) y menores de cuarzo dentro del conjunto de rocas graníticas estudiadas en este sector, lo que representa un comportamiento geoquímico ligeramente anómalo a la escala local.

Su área de proyección en el diagrama Q-A-P (Fig. 20) alcanza - el extremo más próximo al vértice de la plagioclase para el conjunto estudiado. No obstante la gran mayoría de las rocas de este grupo corresponden a términos graníticos.

La tendencia de variación en el diagrama A-F-M (Fig. 21) evi - dencia una menor velocidad de alcalinización que en los otros dos - tipos graníticos considerados, tendiendo a converger la línea de - evolución de la serie con un lado F-A del triángulo a menores valores de alcalis (A).

La posición de los datos de elementos menores disponibles en - el triángulo Ba-Rb-Sr (Fig. 22) corresponde a rocas de evolución in - termedia dentro de los extremos considerados, sin observarse evolu - ción hacia términos más diferenciados ricos en Rb.

A la vista de todos estos datos, los granitos tardíos de esta Hoja representan líquidos adamelíticos ricos en álcalis (más que - los granitoides precoces) que se encuentran emplazados en niveles - estructurales medios y altos, una vez pasadas las fases de metamor - fismo regional y deformaciones hercínicas más importantes, como ma - cizos alóctonos. Los tres plutones presentes, tienen una ligera se - riación composicional desde términos más básicos (Neira) hasta más diferenciados (Lugo), quedando Castroverde como un plutón de tipo - intermedio entre los otros dos.

3.4.- MIGMATITAS.

Se incluyen en este apartado las metatexitas, diatexitas y granitoides inhomogéneos, que afloran en la superficie de la Hoja.

Aunque localmente, en los alrededores inmediatos de intrusiones graníticas y en enclaves en éstas, no son raros fenómenos de migmatización, tanto de tipo "in situ" como de inyección, la migmatización "in situ", solamente alcanza a manifestarse a escala regional en la Hoja de La Estrada (121/05-08), situada en la esquina SO. de la presente Hoja. Forma parte de una vasta área caracterizada por una abundancia de migmatitas y granitoides inhomogéneos, que se extienden en forma de una zona alargada de dirección NNO-SSE. en Galicia occidental y que ha sido indicado en varias ocasiones con el nombre de Grupo de Lage.

Se trata de un conjunto migmatítico muy heterogéneo, por lo menos a escala decamétrica y muy menudo a escala decimétrica, de rocas de origen fundamentalmente sedimentario, que registraron un intenso metamorfismo mesozonal, habiendo sido transformadas en gran parte en metatexitas y diatexitas.

Los contactos entre las migmatitas y las demás rocas metamórficas son en parte claramente tectónicos y netos, definidos por fallas (p.e. Falla del Pico Sacro), o tienen carácter de un "frente de migmatización", comparable a una isograda, siendo en este caso muy difusos. Igualmente vagos son los contactos con el granito de dos micas, cuando no están retocados por fallas.

Las metatexitas se presentan en forma de esquistos micáceos y paragneises bandeados. Casi siempre se observa una diferenciación metamórfica muy nítida, con desarrollo de un leucosoma granitoide y un melanosoma micáceo rico en biotita, en que a menudo se reconoce a simple vista fibrolita.

Las proporciones de melanosoma-leucosoma son muy variables y se observa una amplia gama de estructuras, principalmente dictioníticas y estromáticas (MEHNERT, 1968). La estructura en "schollen" es rara, al igual que la rotación de enclaves, que solamente se manifiesta cuando son de dimensiones muy reducidas (decimétricas).

Conforme la migmatización progresa, aumenta la proporción de leucosoma y se borra el bandeo mineralógico, dando pie a diatexitas en forma de granitoides con estructura nebulítica, o con "schlieren" y finalmente a granitoides relativamente homogéneos, con escasos "schlieren" de biotita. Los últimos se parecen en su estado más evolucionado a los granitos homogéneos de dos micas de grano medio a fino indicados en el mapa.

Tanto las metatexitas como las diatexitas contienen abundantes cantidades de pegmatita y aplita, a veces en forma de leucosoma, su giriendo un origen "in situ", a veces en forma de vetas y diques - discordantes, que sugieren movilizaciones de mayor alcance.

Los granitoides relativamente homogéneos, que se parecen a los granitos de dos micas cartografiados, pueden mostrar relaciones nitidamente discordantes respecto a las metatexitas, llegando hasta - incluir enclaves de las últimas.

Por otra parte, no se han observado ejemplos claros de grani - tos francamente homogéneos que hagan intrusión en las diatexitas - más graníticas, por lo cual no ha sido posible establecer las relaciones entre ellos. Parece más bien, que exista una convergencia en la evolución de los granitos diatexíticos autóctonos que tienden ha - cía productos homogéneos y la contaminación con melanosoma de los - granitos paraúctonos de dos micas cartografiados, llevando en un momento determinado a hacerlos indistinguibles en el campo por lo - que cabe esperar que existan todos los pasos entre los granitoides autóctonos y los granitos paraúctonos. Los granitos homogéneos es - pacialmente asociados a las migmatitas son el tipo de dos micas pre - fase 3, cuya relación genética con el metamorfismo y la migmatiza - ción regional está bien documentada en la literatura geológica so - bre Galicia.

Las metatexitas son muy variables en cuanto a su textura y com - posición. El leucosoma tiene textura granoblástica alotriomorfa, a menudo algo orientado, mientras el melanosoma muestra una textura - de gneísica a lepidoblástica. La composición del leucosoma es grani - tica o cuarzdiorítica, con cuarzo, microclina, albita-oligoclasa, biotita y moscovita como componentes principales. Además, se han ob - servado granate y fibrolita. Como accesorios opacos, rutilo, apatito, circón y monacita y como minerales secundarios clorita, sagenita y sericita. Pueden parecerse mucho a los granitos de dos micas, pero la foliación, el alto grado de alotriomorfía y la presencia de sillimanita pueden servir como caracteres distintivos.

El melanosoma se compone de los mismos minerales (salvo feldes - pato potásico), pero en otras proporciones, constituyendo biotita y sillimanita los componentes principales en ciertas rocas del tipo - restito.

Las diatexitas tienen la misma mineralogía que el leucosoma de las metatexitas, pero son siempre de composición granítica.

Su textura es granoblástica y alotriomorfa, casi equigánular, normalmente algo foliada.

Las migmatitas contienen numerosos enclaves de rocas menos o no digeridas de tipo restito, que aún permiten su correlación con las que afloran en los alrededores del conjunto.

Se han encontrado enclaves de cuarcitas, rocas calcosilicatadas, anfibolitas, ortogneises y rocas ultramáficas metamorfolizadas.

Las cuarcitas se correlacionan con toda probabilidad con las que intercalan los metasedimentos del muro de la Unidad de Forcarey.

Entre las anfibolitas predominan las de tipo oscuro, de grano fino a medio y con textura nematoblástica, características para las unidades de Forcarey y de Lalín y de estas unidades derivarán también los enclaves de rocas calcosilicatadas.

De la unidad de Lalín puede provenir los enclaves de anfibolita con estructura "flaser" y los de ortogneises biotíticos o de dos micas.

Los enclaves de las rocas ultramáficas metamorfolizadas (serpentinitas, calcoesquistos, rocas tremolíticas), por fin, podrían derivar del Complejo de Ordenes. Un ejemplo de dimensiones considerables se halla al N. de Bandeira (1). Típicos para parte de estos enclaves es la pronunciada blastesis de cristales alargados de anfibol incoloro (¿tremolita?) que cortan al olivino.

De lo señalado arriba se desprende, que es probable, que el conjunto de migmatitas englobe materiales de varios dominios, a saber: 1) del Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, 2) del Dominio de las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago y 3) del Dominio del Complejo de Ordenes; y que el proceso de la migmatización se haya desarrollado sin respetar los límites originales de estos dominios.

En la parte occidental de las migmatitas se alcanza la subfacies de feldespato potásico + sillimanita de la facies anfibolítica. En el resto del área, la fibrolita es frecuente; son escasos el granate (¿relictos?) y la andalucita. La estaurolita parece faltar por completo. La migmatización se deja ligar con el metamorfismo regional M_2 (ver apartado 3.2.1.5.).

3.5.- ROCAS FILONIANAS.

En este apartado se estudian únicamente las rocas filonianas hercínicas y post-hercínicas, excluyéndose por tanto los tipos que pudieran relacionarse con los ortogneises y rocas metabásicas. Las manifestaciones filonianas que aparecen en el ámbito de esta Hoja

(1) X = 557.200 (U.T.M.) Y = 4.731.000 (U.T.M.)

quedan circunscritas a las siguientes variedades:

- Diques de aplopegmatitas.
- Diques de cuarzo.
- Diques de pórfido granítico.
- Diques básicos.

De los tipos filonianos considerados, los tres primeros tienen una relación más o menos directa en cuanto a su génesis y a su etapa de emplazamiento con los distintos tipos de granitoides.

3.5.1.- Diques de aplopegmatitas.

El primer grupo de rocas filonianas, se encuentra en estrecha relación genética y geométrica con las rocas graníticas, pudiendo encontrarse encajadas en la misma roca plutónica o intruir en las rocas de caja. El cortejo aplopegmatítico más numeroso se encuentra en relación con los granitos de dos micas pre-f₃.

El acompañamiento de este tipo filoniano en los restantes granitos es mucho más restringido, aunque en algunos de los tipos más ricos en moscovita de los granitoides precoces predominantemente biotíticos, puede resultar bastante notable.

También se encuentra una relativa abundancia de rocas aplopegmatíticas en las zonas migmatíticas de la zona SO de la Hoja, encontrándose asociadas a las migmatitas y a los afloramientos de granitoides inhomogéneos.

La morfología de estas rocas varía desde lentejones y bolsadas difusas en la roca plutónica a diques de tamaño muy variable, en general de poca entidad, aunque pueden llegar a dimensiones kilométricas cortando a las rocas graníticas o intruyendo sobre el encajante.

Por lo general, a pesar del carácter ligeramente más tardío de estas rocas las relaciones de deformación suelen ser muy similares a las de la roca plutónica.

Composicionalmente presentan en su mineralogía principal: cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa albítica, con proporciones variables de moscovita y biotita subordinada ausente. Entre los minerales accesorios el más frecuente es la turmalina, aunque puede aparecer una gran variedad y en proporciones muy variables (turmalina, granate, berilo, topacio, casiterita, wolframita ...).

La textura varía de sacaroidea de grano fino en los tipos aplíticos a pegmatítica, observándose con mucha frecuencia transiciones y tipos con muy marcada heterogranularidad.

3.5.2.- Diques de cuarzo.

Los diques de cuarzo son también relativamente frecuentes en este ámbito local, encontrándose algunos tipos transicionales entre los diques pegmatíticos y ellos, aunque por lo general sus relaciones indican un emplazamiento más tardío, apareciendo con frecuencia con solo una cataclasis ligera sin deformar. Se encuentran genéticamente relacionados con los granitos, aunque su conexión, en algunos casos, puede resultar problemática. Aparecen con frecuencia cortando a las rocas granudas y a las estructuras de las rocas metamórficas, relacionándose con directrices de fracturación tardihercínicas.

Sus tamaños son muy variables, desde dimensiones métricas y potencias centimétricas y decimétricas, hasta potencias de más de 300 m. (Pico Sacro) y longitudes que alcanzan el orden de los 3 Km.

Su componente esencial es el cuarzo aunque a veces pueden tener alguna mineralización tipo W-Sn-Sb (Hoja de Golada, 122/6-8).

3.5.3.- Diques de pórfido granítico.

Los diques de pórfidos graníticos y microgranitos no son en general muy abundantes ni importantes. Se encuentran en relación genética directa con los granitos biotíticos tardíos, aunque se pueden encontrar en zonas donde estas rocas no afloran (Hojas de Golada, - 122/6-8 y La Estrada, 121/5-8). No aparecen deformados y en general intruyen a favor de fracturas tardihercínicas.

Su composición mineralógica es similar a la de los granitos, - pudiendo aparecer desde tipos muy afaníticos hasta tipos porfídicos con fenocristales corroidos de cuarzo y feldespatos. En algún caso (Hoja de la Estrada, 121/5-8) se ha encontrado un tipo con un solo feldespato alcalino, de carácter hipersolvus, indicativo de una muy somera profundidad de emplazamiento.

Su coloración varía entre tonos claros blanco amarillentos y - verdosos.

3.5.4.- Diques de rocas básicas.

Los diques de rocas básicas, constituyen un tipo filoniano sin conexión genética con las rocas graníticas, pero sí secuencial dentro del ciclo general plutónico de los orógenos.

Son bastante frecuentes y su intrusión se relaciona con un período de fracturación tensional posthercínica, de considerable entidad ya que afecta a todo el conjunto cortical, permitiendo el ascenso de magmas básicos cuya génesis se puede establecer con certeza - en el manto superior.

Su composición petrológica oscila de diorítica a gabroidea con una mineralogía principal compuesta por plagioclasa + clinopiroxeno + anfíbol + biotita - cuarzo. Entre los minerales accesorios puede aparecer esfena, apatito, circón y opacos. Es frecuente la alteración con procesos de cloritización, utalitización y sausuritización. La coloración de estas rocas es oscura con predominio de tonos verdosos.

4.- HISTORIA GEOLOGICA.

Dentro de la Hoja pueden separarse dos grandes conjuntos cuya evolución muestra caracteres claramente diferentes. El conjunto - que ocupa una posición inferior es el constituido por la zona Asturoccidental-leonesa, el Anticlinario del "Ollo de Sapo" y el Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, mientras que el que ocupa una posición superior está formado por el Dominio del Complejo de Ordenes y por las Unidades de Lalín, Forcarey y Santiago.

El conjunto inferior aparece representado sobre todo en la mitad oriental del mapa. Los diferentes dominios que lo constituyen, hoy día superpuestos tectónicamente en la mayor parte de los casos, representan diferentes áreas de una cuenca de sedimentación instalada sobre una corteza continental antigua.

Los materiales precámbricos corresponden a rocas volcánicas y subvolcánicas de carácter calcoalcalino y a sedimentos que con -- frecuencia presentan facies turbidíticas. Ambos tipos de materiales testimonian una inestabilidad importante en la cuenca que culmina con los movimientos asínticos. La importancia de estos movimientos dentro de la Hoja es difícil de evaluar pero, en cualquier caso, llegan a dar una discordancia angular apreciable en la cartografía. En el límite oriental de la zona Asturoccidental-leonesa, en la Antiforma del Narcea, PEREZ ESTAUN (1978) detecta la presencia de pliegues precámbricos de una cierta envergadura e intensidad, pero en ningún caso de ha citado deformación intensa ni metamorfismo apreciables asociados a los movimientos asínticos en las zonas que aparecen representadas en la Hoja.

La sedimentación de los materiales paleozoicos se produce en - un medio de plataforma muy somera, con frecuencia intermareal, aunque puede haber algunos episodios continentales. Fuera del área en cuestión se han señalado también algunos episodios más profundos - con sedimentación de turbiditas en el Ordovícico superior (Formación Agüeira, MARCOS, 1973), en el Silúrico-Devónico e incluso - Carbonífero en el N de Portugal (RIBEIRO, 1974), en el Sinclinal - de Alcañices (QUIROGA, 1980) y en el del Sil (Serie de San Clodio de RIEMER, 1966). No obstante puede afirmarse que durante el Paleozoico inferior la cuenca se caracterizó por un comportamiento más estable que en el intervalo anterior.

La sedimentación paleozoica fue interrumpida por los movimientos sárdicos y tacónicos. Los primeros no se observan en todos los dominios pues parecen faltar en el del Manto de Mondoñedo. Son en cambio importantes en el del Anticlinorio del "Ollo de Sapo". Los movimientos tacónicos por el contrario si están generalizados -

aunque parecen limitarse a grandes abombamientos o movimientos epigénicos seguidos de erosión, ya que nunca producen discordancias angulares fuertes.

La evolución del conjunto superior es más difícil de establecer. No obstante, parece evidente que las rocas que lo constituyen no se han formado en la parte inferior de una corteza continental normal. Como se veía en la síntesis paleogeográfica (apartado, 1.3.), algunas unidades (Villa de Cruces y Sierra del Careón) tienen afinidades con una corteza oceánica, mientras que otras (Lalín, Forcarey y Santiago) pueden corresponder a los bordes adelgazados de una masa continental.

La presencia en estas 3 últimas unidades de un magmatismo de carácter biomodal con participación de rocas peralcalinas, puede indicar que representan una zona que sufrió un proceso de "rifting" quizás ligado a la presencia de un penacho del manto ("mantle plume") como ha sido propuesto por van CALSTEREN (1977) y DEN TEX (1981).

A partir de las edades radiométricas, obtenidas puede postularse una edad Ordovícico inferior para el comienzo del proceso que, dada la presencia de ofiolitas, debió de proseguir con la separación en dos de la primitiva placa continental y la creación de una nueva corteza oceánica. Más detalles de esta evolución podrían conocerse después de haber realizado un trabajo petrológico y sobre todo geoquímico más profundo de las mencionadas unidades.

Los mayores problemas surgen a la hora de intentar interpretar el significado de las unidades de Betanzos-Arzúa y Sobrado-Mellid, sobre todo porque no está claro si poseen relictos de un metamorfismo precámbrico en facies eclogita, ni tampoco con que puede ponerse en relación el de facies de las granulitas de hornblenda, cuya terminación ha sido datada por van CALSTEREN et al., (1979) como finidevónica.

En el apartado 1.3. veíamos que a pesar de la existencia de rocas máficas y ultramáficas en estas unidades, la correlación con una posible corteza oceánica resultaba muy problemática, y nos inclinábamos más bien por la hipótesis de que representaban una zona situada en un borde continental. La enorme potencia y monotonía de los Esquistos de Ordenes, así como las facies turbidíticas que se identifican en ellos cuando están poco metamorfizados pueden apoyar este modelo, y la presencia de un magmatismo bimodal (gabros y ortogneises) bien representado, y de edad ordovícica (KUIJPER, 1979) o silúrica (van CALSTEREN et al., 1979) no lo excluye, ya que las citadas rocas intrusivas pueden ir ligadas tanto a un proceso distensivo, como a una zona de subducción.

Con respecto al metamorfismo de estas dos últimas unidades el hecho de que no se obtenga una correlación lineal clara para los datos radiométricos de las eclogitas de Cabo Ortegal (van CALSTEREN et al., 1979) o Sobrado (KULJPER, 1979), no implica en nuestra opinión la existencia de un metamorfismo precámbrico, y nos inclinamos a pensar en un origen común para el metamorfismo de las facies eclogita y granulita. Las estructuras asociadas a este metamorfismo son escasas, y en general se limitan a la existencia de una foliación que raramente se ha conservado. Las estructuras identificadas por autores anteriores (van ZUUREN, 1969) como precámbricos han sido revisadas encontrándose que deben ser interpretados como hercínicas.

Este metamorfismo de edad devónica o incluso anterior, de alto grado puede ser un evento claramente separado de la orogenia hercínica. No obstante, la evolución metamórfica de estas unidades representada por un paso continuo desde la facies granulita (localmente eclogita) a la facies anfibolita, y a veces incluso a la facies de esquistos verdes, todo ello en un régimen de intensa deformación tangencial, nos lleva a considerar que probablemente nos encontramos ante un proceso unitario aunque prolongado en el tiempo, que incluye un metamorfismo plurifacial y polifásico, pero no un polimetamorfismo en el sentido clásico.

En resumen, es posible que el metamorfismo de alto grado de las unidades de Betanzos-Arzúa y Sobrado-Mellid represente el inicio de la Orogenia hercínica en las áreas más internas, superpuestas después tectónicamente sobre dominios externos.

En estos, la orogenia Hercínica no empezó seguramente hasta el Carbonífero. Al menos en el Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y en la zona Asturoccidental-leonesa, ese límite puede considerarse seguro, dado que la primera fase de deformación afecta a la Serie de San Clodio, de edad Devónica superior a Carbonífero inferior (PEREZ ESTAUN, 1978).

La evolución aquí propuesta para el superior de los dos conjuntos citados, difiere notablemente de la defendida por van CALSTEREN (1977), KULJPER (1979) y DEN TEX (1981) autores que proponen que un penacho del manto habría estado actuando debajo de la corteza continental gallega desde al menos el comienzo del paleozoico y explican en base a su actividad, toda la historia ígnea, metamórfica y tectónica observada.

En nuestra opinión los autores mencionados no han tenido en cuenta la importancia de la deformación tangencial y en general, han considerado que los complejos de rocas máficas y relacionadas,

ocupa actualmente una posición próxima a aquella en la que se habrían formado, aunque más superficial.

Sin embargo si se admite que tales complejos son alóctonos, se disipan muchos de los problemas que presentan y se puede dar una interpretación más realista a la luz de la moderna teoría de la tectónica de placas. Tal interpretación sin embargo está aún por hacerse y nuestras pretensiones no van más allá de sugerir posibles orígenes para las unidades que las componen a la luz de los datos estratigráficos, petrológicos y geoquímicos existentes. Es además, interesante señalar que el modelo no excluye algunos de los puntos fundamentales del de los autores holandeses, especialmente el de la posible existencia de un penacho del manto en el paleozoico inferior, y explica mejor algunos otros, como la presencia de metaofiolitas desmembradas en el borde de los complejos (DEN TEX, 1981).

Para la Orogenia hercínica en sentido estricto puede establecerse una evolución tectónica que es muy similar para los diferentes dominios. Se distinguen al principio dos fases de deformación tangencial muy importantes, la primera origina grandes pliegues tumbados vergentes hacia el E, con flancos inversos de hasta varias decenas de kilómetros y la segunda provoca una deformación no coaxial de intensidad excepcional localizada en bandas de varios kilómetros de espesor y el emplazamiento de mantos de corrimiento con traslaciones de decenas y hasta más de un centenar de kilómetros. Seguidamente las estructuras anteriores son afectadas por una o varias fases que provocan la aparición de nuevas estructuras en general pliegues de plano axial subvertical, pero también zonas de cizalla y fracturas de inclinación acusada.

El metamorfismo de grado variable según las zonas, y correspondiente a un gradiente de presión baja en el límite con el de presión media, o claramente de presión media, correspondiente a la primera fase, pasa a continuación a un gradiente que es claramente de baja presión, y solo en las proximidades de fracturas importantes se encuentra después una paragénesis con distena que indica un metamorfismo de presión media desarrollado con posterioridad a la deformación tangencial. En las zonas basales de los mantos se encuentra una acusada retrogradación de las paragénesis anteriores salvo en las áreas donde se produce anatexia o intrusión de masas graníticas durante la segunda fase. En estas se encuentra que el metamorfismo prograda en el curso de la misma y con frecuencia llega a la zona de la sillimanita. Durante el proceso orogénico se produce además la intrusión de varios cuerpos graníticos y la migmatización de los metasedimentos en áreas profundas. Las relaciones que presentan con las estructuras muestran que la mayor parte de los granitos hercínicos son posteriores a la primera fase y anteriores a las estructuras de replegamiento y solo los más tardíos son posteriores a estas.

El hecho de que pueda establecerse un paralelismo entre la evolución tectónica de los diferentes dominios y unidades, no debe oscurecer las diferencias reales que se han puesto de manifiesto en el capítulo de Tectónica, pero, sobre todo, no debe conducir a pensar que la deformación se produce simultáneamente y con iguales características a lo largo de ellas.

Aparentemente cada fase de deformación y especialmente las dos primeras parecen progresivamente más modernas hacia los dominios más orientales, que en general son los que ocupan una posición relativa cada vez más baja dentro del edificio orogénico.

Finalmente, las últimas estructuras de importancia son una serie de fracturas, denominadas tardihercínicas, que forman una red de densidad variable según las zonas y en algunas de las cuales se han emplazado diques y filones de litología variable. Varias de estas fracturas jugaron en tiempos recientes, probablemente en relación con el Ciclo Alpino, y condicionaron el relieve y la situación de algunas depresiones rellenas por sedimentos terciarios y cuaternarios.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA.

5.1.- MINERIA Y YACIMIENTOS.

Galicia es una de las regiones con más tradición minera de toda la Península. Aunque la diversidad de mineralizaciones es abundantísima, debido a su rica petrología, la rentabilidad de las explotaciones y el nivel de empleo son muy pequeños; las tradicionales labores de "rapiña" y el nivel familiar de las minas y canteras repercuten tanto en una mínima economía como en la nula investigación de los yacimientos por parte de los explotadores.

Considerando la gran cantidad de indicios situados en la Hoja, se ha decidido agruparlo por mineralizaciones comunes.

5.1.1.- Mineralizaciones de Sn-W.

En la esquina NO. de la Hoja de Betanzos (45/05-05), en el término municipal de Arteijo (1) se conocen una serie de pequeñas explotaciones sobre yacimientos de wolframita-casiterita, de escaso interés tomándolos por separado, pero con importancia potencial en su conjunto. Se sitúan, entre otros, en Figueiroa (2), Villarodís (3), Uges (4), Morás (5) y Bregua (6). Todos estos yacimientos fueron trabajados de forma muy rudimentaria entre los años 1940 a 1968, fecha en que cerró la última mina de la zona.

Según RUIZ MORA & AMEIXEIRAS (1981), en el área estudiada por ellos, las únicas formaciones en las que se reconocen mineralizaciones de Sn-W, son los granitos de dos micas y los granitoides precoces. Así, estos autores citan mineralizaciones en los macizos de Monte Neme y Barbeito (Hoja: 7/01-02) y en el macizo de La Coruña (esquina NO de la presente Hoja).

El único estudio conocido sobre alguno de estos yacimientos corresponde a uno realizado por el IGME, que investigó por medio de prospección geoquímica para Sn-W en la zona de Monteagudo (7)-Lendo (8), situada a poca distancia al O. de la zona de Arteijo, en la Hoja colindante de Sisargas-Carballo (44/04-05), clasificando la zona como de interés medio a escaso para estas sustancias.

En 1972, el IGME realizó un proyecto de fase previa de estimación de posibilidades mineras en las áreas de Silleda (9)-Beariz (10) que se extiende por las Hojas de La Estrada (121/05-08), Cerdedo (153/05-09) y Puente-Caldelas (186/05-10). El objetivo fue el de establecer las bases que sirvieran para un posterior estudio de estimación del potencial minero de los supuestos yacimientos existente en la zona.

- (1) X = 540.700; Y = 4.795.400 (U.T.M.)
- (2) X = 208.500; Y = 978.300
- (3) X = 211.900; Y = 978.600
- (4) X = 213.900; Y = 976.700
- (5) X = 212.200; Y = 975.400
- (6) X = 214.000; Y = 973.100
- (7) X = 534.400; Y = 4.792.600 (U.T.M.)
- (8) X = 532.200; Y = 4.791.800 (U.T.M.)
- (9) X = 561.800; Y = 4.727.500 (U.T.M.)
- (10) X = 223.400; Y = 883.400

La mineralización del área de Silleda que se encuentra en la presente Hoja la definían en ese proyecto con la paragénesis siguiente: ilmenita + casiterita + columbita + wolframita + scheelita, y morfología filoniana y tipo greisen.

En 1978, y también llevado a cabo por el IGME, se efectuó un proyecto de Investigación minera "Eo-Navia" (Bloque Norte), en el que se pretendía localizar posibles yacimientos de wolframio. De esta manera se procedió a cartografiar a escala 1:25.000 las zonas de Castroverde (1), Begonte (2), y Salguiero (3).

De cualquier manera, las minas más importantes de Sn-W de la Hoja se sitúan en la Hoja de La Estrada (121/ 05-08). Estas mineralizaciones aparecen asociadas a rocas graníticas y pegmoaplíticas, más concretamente a los "stocks" ácidos de Fontao (4) y de Lamela (5).

Los granitos y mineralizaciones han sido objeto de estudios por parte de HILGEN (1970), LANKELMA (1975) y NESEN (1979, 1981): en tanto que PARGA PONDAL & VAZQUEZ GARRIGA (1930) analizaron minerales de wolframio procedentes de la zona mineralizada.

Las minas se sitúan en la periferia, tanto interna como externa, de los "stocks". La mina más importante era la de Fontao, también llamada mina de La Brea, con una producción diaria en tiempos de unos 1000 Kg. de concentrado (HILGEN, 1970). Las investigaciones de NESEN (1979, 1981) han demostrado la existencia de una estructura concéntrica en el "stock" de Fontao, diferenciando este autor cuatro facies graníticas. La facies más reciente, que ocupa el núcleo excéntrico de la estructura, tiene carácter de endogranito. Está delimitado por una zona muy característica en que se han desarrollado megacristales de feldespato alcalino con hábito plumoso o en abanico ("Stockscheider"). Es en el endogranito donde estarían localizados los elementos mineralizadores, que luego en su mayor parte se concentrarían en los filones de cuarzo.

La mena de interés económico, casiterita y wolframita, se explotó en galerías, siguiendo filones de cuarzo de direcciones N a NE. En la mina de Fontao la densidad de filones de cuarzo mineralizados, probablemente en combinación con la presencia en el endogranito ya referido de mena diseminada, dieron pie, en las postrimerías de la época de extracción, a una explotación a cielo abierto de la roca en sí, utilizándose como subproducto parte de los finos en forma de áridos de trituración.

HILGEN (1970), ha podido distinguir tres fases de mineralización en la mina de Fontao, indicadas por:

- (1) X = 303.400 Y = 942.300
- (2) X = 274.600 Y = 957.200
- (3) X = 271.400 Y = 940.400
- (4) X = 563.500 Y = 4.734.500 (U.T.M.)
- (5) X = 562.500 Y = 4.733.500 (U.T.M.)

- 1) Una paragénesis de silicatos y óxidos.
- 2) Una paragénesis de sulfuros.
- 3) Una paragénesis de carbonatos.

Según él, las mineralizaciones podrían ser de tipo neumatolíti-co-hidrotermal. Por último, procede señalar la existencia de explotaciones de estaño abandonadas de dimensiones muy pequeñas en filones de cuarzo al SO de Ermo (1) y en suelos eluviales al N de Brenzos de Arriba (2) y al N del campo de filones mineralizados de Fontao.

5.1.2.- Mineralizaciones de Fe.

Los yacimientos de Fe de la Hoja, se alinean todos siguiendo una dirección norteada y situados en la Formación Pizarras de Luarca. De todos ellos, el único yacimiento productivo, pero en la actualidad abandonado, es el de Belesar (3), del que se explotó antiguamente magnetita. Se sitúa en la zona de la Falla de Valdoviño, donde pone en contacto los materiales silúricos del Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" con la Serie de Villalba.

En cuanto a la mineralogénesis de los depósitos de hierro, han sido tratados con detalle por LUNAR (1975, 1977). Según esta autora, las principales mineralizaciones de hierro oolítico de esta zona son sedimentarias singenéticas y constituyen metalotectos litoestratigráficos, asociados al miembro medio de la Formación Pizarras de Luarca, miembro constituido por cuarzofilitas con algunos niveles intercalados de cuarcitas de grano fino.

Los yacimientos de hierro del NO de la Península se agrupan en cuatro zonas arqueadas según las directrices de la virgación hercínica, de acuerdo con sus características mineralógicas, geoquímicas, estratigráficas y tectónicas, fragmentos de tres de las cuales se sitúan en la Hoja 1:200.000 de Lugo. Estas son: zona de Vivero-Guntín-Gestoso, zona de Villadrid-San Pedro del Río y zona de Orrea-Fontaneira.

En la Hoja se encuentra el yacimiento de Villadrid (4) que se sitúa en el arco más oriental y se caracteriza por la presencia abundante de goethita (lepidocrocita) y siderita que empasta oolitos de clorita, y algún rutilo. Más al O se sitúan otros dos arcos muy estrechos que definen la zona de Orrea-Fontaneira y en los cuales se sitúan entre otros los yacimientos de Riotorto (5) y Ribera de Piquín (6) en el área de Orrea y los de Fonsagrada (7) y Castroverde (8) en el área de Fontaneira. Todos estos tienen como minerales principales goethita, siderita y clorita y como accesorios pirita, rutilo y apatito.

- | | | |
|-----------------|---------------|----------|
| (1) X = 565.100 | Y = 4.731.300 | (U.T.M.) |
| (2) X = 565.700 | Y = 4.732.400 | (U.T.M.) |
| (3) X = 270.800 | Y = 971.000 | |
| (4) X = 315.000 | Y = 967.500 | |
| (5) X = 310.000 | Y = 968.300 | |
| (6) X = 310.600 | Y = 961.600 | |
| (7) X = 309.500 | Y = 954.800 | |
| (8) X = 309.000 | Y = 954.800 | |

Por último, en el arco más occidental, los yacimientos de la Hoja se sitúan en el centro de la zona Vivero-Guntín-Gestoso, siendo el más representativo el mencionado anteriormente (Villalba). En esta zona el metamorfismo de contacto condiciona que la mineralización sea rica en minerales metálicos como magnetita, calcopirita y pirita. En las áreas no afectadas por el metamorfismo de contacto, la siderita y clorita aumentan mucho su proporción y la magnetita, pirita y calcopirita se hacen mucho más escasas.

Según LUNAR (1977) la fuente del hierro, capaz de originar estas concentraciones estaría por un lado en la erosión continental y por otro y de acuerdo con BORCHERT (1960), posiblemente en los "detritus" marinos. El ambiente de las áreas emergidas, de acuerdo con la textura y composición mineralógica, debió ser húmedo, más o menos frío, predominando la alteración química sobre la mecánica. De acuerdo con los modelos de sedimentación actual parece aceptado que para que se originen concentraciones importantes de hierro, es necesario que antes de ser transportado del área madre a la cuenca de sedimentación, tenga lugar una preconcentración de hierro, con lo cual a la cuenca llegarían materiales detríticos con mucha cantidad de este elemento. De lo contrario, lo que se obtiene son depósitos con gran proporción de material detrítico y hierro diseminado. Este preconcentrado, se pudo originar en un régimen pedogenético de tipo podsólico.

Una vez movilizado el hierro en condiciones de pH y Eh adecuados, sería transportado hasta la cuenca de sedimentación. Habría que distinguir dos tipos de transporte: un transporte efectuado por las aguas superficiales que desmantelaron las áreas emergidas ricas en hierro y un transporte que tendría lugar en la misma cuenca de sedimentación por las corrientes marinas, según el esquema propuesto -- por BORCHERT (1960).

Este conjunto de sedimentos de granulometría principalmente fina y rica en hidróxidos de hierro y coloides, llega a la cuenca de sedimentación marina donde el hierro se reduce y se disocia de los materiales arcillosos en una zona que según propone BORCHERT estaría situada a una profundidad intermedia entre la zona superior oxidante y la inferior reductora.

5.1.3.- Mineralizaciones de Fe y Cu.

Los representantes más importantes de la mineralización ferrocuprífera son las minas de Fornás (1), situada a 7 km. al SE de Santiago y las de Arintaíro y Bama, al NO de Touro (2), todas ubicadas en la Hoja de El Pino (95/05-07). El yacimiento de Fornás, muy parecido a los dos otros, es del tipo que se asocia normalmente con

- | | |
|-----------------|-------------|
| (1) X = 207.800 | Y = 926.900 |
| (2) X = 223.500 | Y = 928.100 |

rocas básicas. Consta de pirrotina, pirita, calcopirita y blenda. - (Similar a la mineralización metalífera de Sudbury e Insiswa).

Sobre la génesis de este yacimiento no existe acuerdo. PASCUAL & ESTEVEZ (1981), en un estudio centrado sobre todo en la relación existente entre la tectónica y la mineralización, llegan a la conclusión de que está ligada a fracturas de desgarre tardías, cuyo relleno parece haber aprovechado huecos virtuales proporcionados por la irregularidad de las superficies de falla o por el desarrollo de diaclasas tensionales ("gash joints") ligadas a desgarres. Los cuerpos mineralizados serían posteriores a todas las etapas de deformación que producen esquistosidad y/o plegamiento.

Por otra parte, existen indicaciones para un origen metamórfico del yacimiento, como ha sido expuesto por YPMA (1966). Según este autor es posible que la mineralización esté genéticamente relacionada con las rocas básicas de la Unidad de Betanzos-Arzúa dentro de las cuales o en cuya proximidad se sitúa el afloramiento y que haya registrado la misma historia metamórfica que éstas.

En la Hoja de Guntín (97/07-07) existen otras manifestaciones de mineralización diseminada de pirita y otros sulfuros complejos - en anfibolitas y gneises piroxénicos asociados a la Serie de Villalba, de poco interés, dadas las condiciones de afloramiento de estas rocas y el limitado volumen de mena metálica diseminada.

5.1.4.- Mineralizaciones de Pb - Zn - Ag - Sb.

Relacionadas con las pizarras grafitosas silúricas del sector Nespereira-Guntín-Cousadela, aparecen ciertas anomalías geoquímicas positivas de Cu - Pb - Zn. Por su parte, la serie ordovícica presenta también numerosos enclaves anómalos positivos en Pb y Zn.

En la Hoja de Baralla (98/08-07) y asociadas a las Calizas de Vegadeo se presentan anomalías positivas de plomo y zinc.

Con respecto al antimonio se destacan los indicios antiguos de la Hoja de Castroverde (73/08-06) que se encuentran al NW de Bolaño (1), en las proximidades del nivel carbonático de Cándana. Parece ser que llegó a funcionar una mina, tapada en la actualidad, - donde se explotaba antimonio.

Otros dos indicios de antimonio se sitúan en la Hoja de Ordenes (70/05-06). El primero es un permiso de investigación (Franquera y Prado) de 104 pertenencias, localizado en las proximidades de Zampaño (2), que correspondía a un filón de cuarzo con estibina. El segundo y más importante, indicio se encuentra en la Mina de Pandeiro (3) situada en-

- (1) X = 303.500; Y = 943.500
- (2) X = 215.000; Y = 956.000
- (3) X = 214.700; Y = 950.700

tre los kilómetros 1 y 2 de la carretera de Ordenes a Portomouro, y es la única mina que ha estado en actividad dentro del ámbito de la Hoja de Ordenes. Corresponde a un filón con dirección aproximada N 60°W, que corta una falla de dirección N 50°E, habiéndose producido en la zona de cruce un enriquecimiento mineral con berthierita y es tibina como mineralización de antimonio, y pirita, arsenopirita, calcopirita, tetraedrita y marcasita como resto de los minerales de la paragénesis del yacimiento. Los resultados de las labores fueron muy pobres y no ha quedado más que una pequeña escombrera de esquistos, granodioritas y fragmentos de filón mineralizado.

5.1.5.- Mineralizaciones de As - Au.

En cuanto a estas mineralizaciones hay que señalar que existe una clara alineación N10°- 20°W de yacimientos situados en la Fa lla de Valdoviño. Uno de éstos se encuentra próximo a la localidad de Aranda (1) situada en la Hoja de Guntín (46/06-05). Existen dos socavones emplazados sobre una red de filones de cuarzo con indicios de arsenopirita y calcopirita, actualmente abandonados, por lo que probablemente carecían de interés económico.

Es común en las mineralizaciones de la presente Hoja, el hecho de que en las "joints" de la granodiorita precoz se encuentra arsenopirita en manchas de unos centímetros de diámetro asociadas a rosetas de turmalina.

Al sur de Castro de Rey, en la Hoja de Meira (48/08-05) existe una mina abandonada de arsenico, que en su día adquirió mucha importancia (2). El estudio de unas muestras tomadas en ella reveló la existencia de los minerales löllingita, jamesonita, galena, tetraedrita, pirita y calcopirita. La mina se enclava sobre las pizarras de Cándana.

5.1.6.- Mineralizaciones de U.

Las mineralizaciones de uranio se distribuyen en el exocontacto del Macizo de Hombreiro (Fig. 18) constituido principalmente por un granito de dos micas.

ARRIBAS, (1974) clasifica estos indicios como filonianos epi termales en rocas ígneas con cuarzo abundante y paragénesis formada por minerales exclusivamente secundarios.

5.1.7.- Lignitos.

Relativos a estos yacimientos, hay que considerar que la región gallega es en estos momentos la mayor productora de lignito a tra -

(1) X = 249.000 Y = 967.200

(2) X = 298.500 Y = 960.000

vés de las explotaciones de Puentes de García Rodríguez (1) y Meirama (2).

La cuenca de Meirama (Fig. 11) se sitúa en la Hoja de Betanzos (45/05-05) y se explotan los niveles de lignitos existentes en los depósitos terciarios.

Las conclusiones deducidas al respecto del yacimiento de Meirama en base a una serie de investigaciones, llevadas a cabo por el IGME en la zona durante los años 1972 y 1974 son las siguientes:

- El tonelaje de lignito existente en el área de 3.100 por 400 m. alcanza los 100 millones de toneladas. Su explotación, a cielo abierto, considerado el escaso recubrimiento (5 m. como promedio) y la escasez de intercalaciones de estéril, que conducen a un radio resultante sumamente reducido, inducen a esperar un costo de explotación bajo.
- El poder calorífico inferior, supuesto un contenido medio de humedad del 45 por ciento, alcanza un promedio de 2280 kcal/kg. En general, la distribución de poderes caloríficos en los distintos tramos verticales y horizontales es bastante homogénea.
- A la consideración de un contenido en azufre bastante reducido, se añade la favorable circunstancia de pasar, en gran parte, a las cenizas en el proceso de combustión.
- El terreno granítico y metamórfico encajante parece permitir taludes entre moderados y fuertes para el laboreo del lignito.

Por todo lo expuesto, el yacimiento cabe considerarlo como bueno en cuanto a reservas y calidad de lignito y muy favorable a efectos del ratio resultante.

Por otra parte, hay que mencionar las posibilidades ligníferas de la Hoja de Ordenes (70/05-06), pues mientras en la cuenca de Visantón (3) no está todavía probada la existencia de lignito, en la cuenca de Juanceda (4) sí se ha comprobado la existencia de niveles ligníferos (MALDONADO, 1975, y datos de sondeos facilitados por LIMESA, 1976). Dichos niveles parecen distribuirse irregularmente a techo y muro de la formación terciaria.

Esta última cuenca tiene una amplitud mayor que la de Meirama. Aunque ambas cuencas son coetáneas y tuvieron una génesis similar, el interés económico de la de Juanceda parece ser inferior, debido

(1) X = 593.000; Y = 4.811.400 (U.T.M.)

(2) X = 545.900; Y = 7.484.100 (U.T.M.)

(3) X = 224.500; Y = 957.600

(4) X = 229.600; Y = 951.300

a la menor cantidad de niveles lignitíferos y su mayor irregularidad.

5.1.8.- Otros yacimientos.

En la Hoja de Arzúa (96/06-07) se conoce la existencia de notables anomalías de níquel dentro de los afloramientos de serpentinitas, aunque, al parecer, este elemento no es explotable al presentarse en minerales silicatados diseminados. Se estima, por otra parte, que podría tener interés llevar a cabo una prospección geoquímica adecuada, para la detección de posibles áreas con anomalías positivas de titanio y cromo, dentro de los macizos ultrabásicos de la Hoja. Si bien el grado de metamorfismo y la deformación asociada en estas rocas ultrabásicas condicionan el tipo genético al que obedecen las posibles concentraciones minerales en estas masas rocosas, no obstante, se estima que, dado el carácter de estos complejos ultrabásicos, debe representar una notable dificultad el control estructural de estos concentrados minerales.

También, aparecen asociados a las rocas peridotíticas, pequeños yacimientos de amianto, que fueron explotados en la antigüedad y actualmente abandonados.

Asimismo, en la Hoja de El Pino (95/05-07) se localizan dos explotaciones de distena, pseudomórfica de andalucita, que aparecen asociadas a diques de cuarzo lechoso, en íntimo intercrecimiento con éste. Se explota en suelos coluvio-aluviales, de donde se extrae mediante la recogida manual de cantos y bloques.

5.2.- CANTERAS.

Caracteriza a la región estudiada, una amplia gama de materiales susceptibles de explotación como rocas industriales, como consecuencia de la compleja geología existente. Entre estos materiales, los mas explotados son los graníticos y ultrabásicos.

La producción de áridos es suficiente para el abastecimiento de los mercados actuales y futuros. La calidad de los materiales es variable, lo cual es una gran ventaja, pues permite dar a cada árido su aplicación más adecuada.

A continuación se van a describir los materiales explotados o

susceptibles de explotación, en el ámbito de la Hoja, de acuerdo con sus sectores de utilización principales.

5.2.1.- Rocas para áridos de construcción y obras públicas.

Dentro del grupo de los áridos naturales hay que destacar la explotación de graveras de los ríos Deza, Ulla y Miño, poseyendo buenas instalaciones y gran producción las graveras de Bascuas (1), situadas en la Hoja de La Estrada (121/05-08), las cuales se explotan por medio de "scrapers".

Al grupo de terrazas y aluviales antiguos pertenecen las explotaciones de gravas en las cercanías de los ríos Cambre, Barces, Merro, Ladra, Neira y Languelle. Son importantes acumulaciones de gravas cuarcíticas con matriz areno-limosa. Se utilizan para subbase de carreteras, y cuando existen instalaciones de trituración y lavado, para áridos de construcción y carreteras.

Las arenas graníticas proceden de la alteración "in situ" de las rocas graníticas y especialmente de los granitos de dos micas. Se emplean exclusivamente para construcción. Las principales instalaciones se ubican al W de Lugo.

Incluidos en el grupo de áridos de trituración, se han contabilizado un total de 65 explotaciones en que se benefician rocas granitoides. Estas instalaciones se concentran principalmente en las proximidades de Lugo, Coruña-Betanzos y Sarria. En los ensayos practicados con estos materiales se obtuvieron unos desgastes muy elevados debido a la composición granuda de la roca y a la presencia de micas, considerándolos buenos para áridos de construcción y carretera, y no aptos para capa de rodadura.

Los ortogneises son objeto de escaso aprovechamiento, ya que su resistencia es baja. No obstante los ortogneises glandulares de la Unidad de Betanzos-Arzúa son utilizados para la obtención de áridos de trituración y piedras de construcción. Hay que destacar la gran aceptación que ha tenido como piedra de sillería el ortogneis blastomilonítico de la Unidad de Santiago, evidenciado por el hecho de que prácticamente todas las construcciones del barrio antiguo de Santiago se han levantado con esta piedra. Como piedra de construcción se utilizaron sobre todo los materiales de los tramos más cuarcíferos de los Esquistos de Ordenes para la presa de gravedad del embalse de Mouros, cerca del Puente de San Justo sobre el río Ulla (2).

Por otra parte, de las 24 explotaciones de pizarra de la Hoja, la mayor parte están abandonadas o paralizadas. Las pizarras se em-

(1) X = 558.200; Y = 4.736.600 (U.T.M.)

(2) X = 239.900; Y = 925.000

plean en la construcción de carreteras. Las reservas existentes son ilimitadas, existiendo numerosas masas canterables susceptibles de utilización.

Hay explotaciones de cuarcitas en los principales niveles cuarcíticos de los metasedimentos que componen la mitad oriental de la Hoja (cuarcitas de Cándana, Cuarcita Armoricana...).

Las principales explotaciones se encuentran en las de Cándana, siendo objeto de intensa explotación al sur de Villalba (1). Suministra un buen árido para carreteras, no así para capa de rodadura y tienen el gran inconveniente del fuerte desgaste de la maquinaria.

Las calizas, con destino a construcción y áridos de carreteras se benefician, tanto las de Cándana como las de Vegadeo. Constituyen un buen árido para carreteras y construcción y mediano para capa de rodadura.

Así mismo existen explotaciones de rocas básicas y ultrabásicas para áridos y terrazos. Se extraen serpentinitas, peridotitas, anfíbolitas y gabros. En el caso de las peridotitas y serpentinitas, parte de la producción se quiere dedicar a fundentes dado el buen mercado de este producto. La máxima concentración de explotaciones se sitúan al SO de la Hoja, destacando por su calidad potencial las anfíbolitas granitíferas de la Unidad de Betanzos-Arzúa, ya que presentan grano fino, elevada compacidad y la gran extensión de los afloramientos; también hay que resaltar una explotación de rocas ultramáficas en el Monte de Cabazás (2), al E. de Sobrado de los Monjes (3), y otra al N. de Bandeira (4). Las anfíbolitas y gabros son objeto de explotación, pero con menor intensidad, ya que suministran materiales de inferior calidad.

Para áridos, existen seis explotaciones de cuarzo, todas abandonadas. Suministraban buen material para carreteras pero con el inconveniente de una escasa adhesividad a las sustancias bituminosas.

Por último y mención aparte merecen los niveles de filitas verdes de la mitad norte de la Hoja de Ordenes (70/05-06), puesto que además de haber sido utilizadas como roca de construcción, también han sido usadas, debido a su resistencia al calor, como piedras para el revestimiento de la bóveda de los hornos (comunes hace años en casi todas las casas).

En el ámbito de la Hoja, se beneficiaron para áridos las escombreras de Fontao (5). Son gravas y gravillas esencialmente cuarcíticas.

- (1) X = 275.000; Y = 973.000
- (2) X = 253.200; Y = 945.000
- (3) X = 246.800; Y = 946.000
- (4) X = 557.200; Y = 4.731.200 (U.T.M.)
- (5) X = 563.200; Y = 4.734.400 (U.T.M.)

5.2.2.- Piedras de mampostería, recubrimiento y techar.

Se explotan con esta finalidad las pizarras de la Serie de Vilalba, Pizarras de Cándana y los granitos de dos micas y granitos precoces.

Las pizarras de la Serie de Vilalba se utilizan esencialmente para recubrimiento de fachadas, y aislamiento como pizarras de techar. Existen algunas explotaciones al S de Lugo.

Las pizarras de Cándana se explotan en Andión (1), al N de Pol (2) en una única explotación, utilizándose para techar.

Las rocas graníticas se explotan en los alrededores de Guitiriz (3) y NO de Lugo. Son canteras de tipo familiar nada mecanizadas, de las que se extraen bordillos y algunos bloques pequeños para edificaciones.

5.2.3.- Rocas para piedra artificial.

Se explotan para la fabricación de terrazos los niveles carbonatados de Cándana. De alguna importancia son las explotaciones, se miparalizadas de Páramo (4) y Puertomarín (5).

5.2.4.- Rocas de ornamentación.

Se explotan con esta finalidad las diabasas de un filón tardío situado al NE de Guitiriz (3) así como los granitos de dos micas de Friol (6) y los lentejones de serpentinita de la Unidad de Villa de Cruces, al N del río Deza.

Las diabasas proporcionan una excelente roca de ornamentación, denominada en el país "grano verde". Las rocas graníticas se explotan al O y NO de Friol proporcionando una roca de buena calidad, que se envía a Lugo, Ferrol y Coruña, principalmente.

5.2.5.- Materiales para la industria cerámica.

Las explotaciones más importantes de la Hoja se agrupan en la Hoja de Ordenes (70/05-06), explotándose los sedimentos terciarios.

- (1) X = 300.900; Y = 955.900
- (2) X = 301.600; Y = 953.500
- (3) X = 257.700; Y = 961.250
- (4) X = 267.100; Y = 920.400
- (5) X = 612.500; Y = 4.740.700 (U.T.M.)
- (6) X = 265.500; Y = 943.950

Cabe destacar aquí la cuenca de Visantona (Fig. 11) en el término municipal de Mesía. El valle ocupa una extensión de 70 ha., llegándose a extraer 150 T/día de arcilla. En el valle de Juanceda (Fig. 11), dentro también de la misma Hoja se extraen superficialmente materiales arcillosos.

Todas las demás explotaciones de la Hoja, situadas siempre en el Terciario, (salvo las de Puertomarín), son de menor entidad. En la Hoja de Sobrado de los Monjes (71/6-6) se centran concretamente cinco explotaciones; en la Hoja de Villalba (47/7-5) existe una explotación en las arcillas verdes para utilizarlas como refractorios, mientras que otras menores se utilizan para cerámica; en la Hoja de Meira (48/8-5) hay cuatro canteras de arcilla destinadas la mayor parte para ladrillería en el mercado local; en el Terciario del Sur de Guitiriz (Fig. 11) se extraen también los niveles arcillosos.

Por último se han explotado intensamente los depósitos pliocuaternarios entre Navallos (1) y la C.L. de Lugo de Puertomarín (2) - en la Hoja de Guntín (97/01-07). La formación reúne en este sector gran volumen de reservas disponibles.

- (1) X = 280.400; Y = 921.500
(2) X = 612.500; Y = 4.740.700 (U.T.M.)

6.- BIBLIOGRAFIA.

- ABRIL, J. & IGLESIAS, M. (1972).- Lalín (154). Mapa geológico de -- España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- ABRIL, J. & PLIEGO, D.V. (1973).- Guntín (97). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- ABRIL, J., APALATEGUI, O. & PLIEGO, D.V. (1976).- El Pino (95). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- ALDAYA, F., ARRIBAS, A., GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS, M., MARTINEZ CATALAN, J.R. & MARTINEZ GARCIA, E. (1973).- Presencia de una nueva fase de deformación probablemente pre-hercínica en el NO y centro de la Península Ibérica (Galicia central, Zamora y Salamanca) - Stud.Geol.Salamanca, 6, pp. 29-48.
- ALTHAUS, E. (1967).- The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. Contr.Min.Petrol., 16, pp. 29-44.
- ANTHONIOZ, P.M. & FERRAGNE, A. (1969).- Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'oeillées dans le NO de la Péninsule Ibérique. C.R.Acad.Sc.Paris, 269, pp. 138-141.
- ANTHONIOZ, P.M. & FERRAGNE, A. (1978).- Le Précambrien polymétamorphique allochthone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne?. Cuad. Sem. Est.Cerám.Sargadelos, 27, pp. 23-42.
- APALATEGUI, O. (1979).- Baralla (98). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- APALATEGUI, O., PLIEGO, D.V. & ABRIL, J. (1978).- Arzúa (96). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- APARICIO, A. & GARCIA CACHO, C. (1970).- Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia, Sistema Central Español. Est.Geol., 26, pp. 297-325.
- APARICIO, A., BARRERA, J.L., CARABALLO, J.M., PEINADO, M. & TINAO, J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem. I.G.M.E., 88, 145 pp.
- 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 excursion guide. Leidse Geol. Med., 51, pp. 63-94.

- ARPS, C.E.S., BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A., CALSTEREN, P.W.C. van, FLOOR, P., HILGEN, J.D., KONING, H., KUIJPER, R.P., MINNIGH, L.D. (compilers) & DEN TEX, E. (supervisor), (1979).- Geological map of western Galicia. Research group Galicia, Department of Petrology, Mineralogy & Crystallography, State University at Leiden, The Netherlands.
- ARRIBAS, A. (1974).- Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. Stud. Geol. Salamanca, 14, pp. 223-260.
- BAILEY, D.K. (1974).- Continental rifting and alkaline magmatism. En: The alkaline rocks (Ed.: H. Sørensen). John Wiley & Sons, pp. 148-159.
- BAILEY, D.K. (1978).- Continental rifting and mantle degassing. En: Petrology and geochemistry of continental rifts. (Eds.: E.-R. Neumann & I.B. Ramberg). D. Reidel Publ.Cy., Dordrecht, pp. 1-13.
- BARD, J.P. (1978).- Contribution au problème de la signification des ceintures métamorphiques dans les orogènes antémésozoïques: éléments d'approche dans la virgation Galicio-Armoricaine. Cuad. del Seminario de estudios Cerámicos de Sargadelos, 27, 73-92. Sada-La Coruña.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1972).- Le Pré-cambrien de la meseta ibérique - Notes Mém.Serv.Géol. Maroc., 236, pp. 315-335.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph., & RIBEIRO, A. (1973).- Geotectonic model for the Iberian variscan orogen. Nature Phys. Sci., 241, pp. 50-52.
- BARRERA, J.L., BELLIDO, F., PABLO MACIA, J.G. de & ARPS, C.E.S. (en prensa) Evolución petrológico-geoquímica de los granitoides hercínicos del NO gallego.
- BARROIS, Ch. (1882).- Recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galice. Mem.Soc.Géol.Nord, 2, (1), 630 p.
- BASTIDA, F. (1980).- Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (Costa Cantábrica, NO de España). Tesis, Univ.Oviedo, 276 pp.
- BASTIDA, F. & PULGAR, J.A. (1978).- La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NO de España). Trab. de Geol. Univ.Oviedo, 10, pp. 75-124.

- BAYER, R. & MATTE, Ph. (1979).- Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a variscan obduction?. A new gravity interpretation. Tectonophysics, 57, T9-T18.
- BEACH, A. (1979).- Metamorphic processes in shear zones. Intern. Confer. on shear zones in rocks, Barcelona - mayo 1979, p. 73.
- BEACH, A. & FYFE, W.S. (1972).- Fluid transport and Shear Zones at Scourie, Sutherland: Evidence of overthrusting?. Contr. Mineral. and Petrol., 36, pp. 175-180.
- BERTHELSEN, A. (1970).- Globulith - a new type of intrusive structure exemplified by metabasic bodies in the Moss area, SE Norway. Norges Geol. Undersök., 266, pp. 70-85.
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954).- Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. Mem. et Doc. C.N.R.S., T IV, pp. 7-61.
- BISCHOFF, L., SCHÄFER, G., SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1973).- Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). Münster. Forsch. Geol. Paläont., 28, pp. 1-27.
- BISCHOFF, L., LENZ, H., MULLER, P. & SCHMIDT, K. (1978).- Geochemische und geochronologische Untersuchungen an Metavulkaniten und Orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien) N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 155(3), pp. 275-299.
- BORCHERT, H. (1960).- Genesis of marine sedimentary iron ores. Inst. Mining. and Metal., pp. 261-279.
- BOSCH, W.J. van den (1969).- Geology of the Luna-Sil region. Cantabrian Mountains (NW Spain). Leidse Geol. Med., 44, pp. 137-225.
- BOUMA, A.H. (1962).- Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, 168 pp.
- BRELL, J. (1972).- Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia. Tesis Univ. Complutense, Madrid, 341 pp.
- BURGERHOUT, J. (1974).- Struktureel-petrologische beschrijving van een gebied ten zuidwesten van Arzúa aan de zuidelijke rand van het Ordenesbekken (NW Spanje). Tesina, Univ. Leiden (sin publicar).

- BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A., HAALEBOS, P.E.M. & OVERMEEREN, F.A. van. (1978).- An outline of the petrology and structural geology of the hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, - Spain). Cuad. Sem. Est. Cerám. Sargadelos, 27, pp. 95-110.
- CALSTEREN, P.W.C. van (1977).- A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic geology of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegal area (NW Spain). Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Series B, 80, pp. 156-168.
- CALSTEREN, P.W.C. van (1978).- Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain). Leidse Geol. Med., 51, pp. 57-61.
- CALSTEREN, P.W.C. van (1978).- Geochemistry of the polymetamorphic - mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NW Spain). Lithos, 11, pp. 61-72.
- 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 métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nordoriental (NO de l'Espagne). Thèse, Univ. Montpellier, 430 pp.
- CAPDEVILA, R & FLOOR, P. (1970).- Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne. Bol.Geol. y Min., 81, (2-3), pp. 215-225.
- CAPDEVILA, R & VIALETTE, Y. (1970).- Estimation radiométrique de -- l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). C.R.Acad. Sc. Paris, 270, pp. 2527-2530.
- CAPDEVILA, R., CORRETGE, G. & FLOOR, P. (1973).- Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique - Bull.Soc.géol.France., 15, pp. 209-228.
- CARMICHAEL, D.M. (1969).- On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contr.Min. Petrol., 20, pp. 244-267.

- COLEMAN, R.G. (1977).- Ophiolites, Springer-Verlag, 229 pp.
- COLEMAN, R. G. & PETERMAN, Z.E. (1975).- Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, pp. 1099-1108.
- CORTAZAR, D. (1874).- Datos geológicos de la provincia de Zamora. Bol.Com.Map.Geol., 1, pp. 291-297.
- CRIMES, T.P., MARCOS, A. & PEREZ ESTAUN, A. (1974).- Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 15, pp. 169-184.
- CRIMES, T.P., LEGG, I., MARCOS, A. & ARBOLEYA, N. (1977).- Late Precambrian-Lower Cambrian trace fossils from Spain. Trace fossils 2, Geological Journ. Spec. Issue, 9, pp. 91-138.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1970).- Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Petroleum Geol., 18, (3), pp. 332-406.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).- Sur la faune d'Archeocyathes de la formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciès carbonatés dans le NO de l'Espagne. Brev. Geol. Ast., 19, (2), pp. 17-27.
- 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. Labor. Xeol. Laxe, 1, pp. 323-339.
- DEN TEX, E. (1981).- A geological section across the Hesperian Massif in western and central Galicia. Geol. en Mijnb., 1, pp. 33-40.
- DEN TEX, E. (en prensa).- Basement evolution in the northern Hesperian Massif. A preliminary survey of results obtained by the Leiden research group. Leidse Geol. Med.
- DEN TEX, E & FLOOR, P. (1967).- A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in Western Galicia (NW Spain). En: Etages Tectoniques. A la Baconnière (Neuchâtel), pp. 169-178.

- DIVAR, J. & IGLESIAS, M. (en prensa).- Noya (119). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- DIVAR, J. & IGLESIAS, M. (en prensa).- Golada (122). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- DIVAR, J., PABLO MACIA, J.G. de & IGLESIAS, M. (en prensa).- Outes (93). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). -- I.G.M.E.
- DROT, J. & MATTE, Ph. (1967).- Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite de Galicia y León (NO España). Not. y Com. I.G.M.E., 93, pp. 87-92.
- DRURY, S.A. (1980).- The geochemistry of high-pressure gneisses from Cabo Ortegal (NW Spain): residues of deep anatexis. Geol. en Mijnb., 59 (1), pp. 61-64.
- ELLIOTT, D. (1972).- Deformation paths in structural geology. Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 2621-2638.
- ELLIOTT, D. (1978).- Lectures on the structural geometry and evolution of thrusts. Univ. Lausanne.
- ENGELS, J.P. (1972).- The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain); a structural and petrofabric study. Leidse Geol. Med., 48, pp. 83-133.
- FARBER, A & JARITZ, W. (1964).- Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). Geol. Jahrb., B 81, pp. 679-738.
- FEBREL, T., FUSTER, J.M. & PEDRO, F. de (1958).- Explicación de la Hoja 484: Buitrago de Lozoya. I.G.M.E., 103 pp.
- FELIUS, R.O. (1967).- Petrografie en mineralogische beschrijving van een gebied op de zuidelijke grens van de Ordenes-Schisten met het basische complex in Galicië (NW Spanje). Tesina, Univ. Leiden (sin publicar).
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1974).- Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera. Stud.Geol.Salamanca, 7, -- pp. 87-106.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976).- Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central-España). Tesis, Univ.Complutense Madrid, 305 pp.

- FERNANDEZ POMPA, F. & PIERA, T. (1973).- Puentedeume (22). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- FERNANDEZ POMPA, F. & MONTESERIN, V. (1976).- Cedeira (7). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- FERRAGNE, A. (1972).- Le Précambrien et le Paléozoïque de la Province de l'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne). Stratigraphie-Tectonique-Métamorphisme - Thèse, Univ.Bordeaux I, 249 pp.
- FLOOR, P. (1966).- Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss bearing part of the Hesperian Massif: the Galíñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. Leidse Geol.Med., 36, pp. 1-204.
- FONTEILLES, M. & GUITARD, G. (1964).- L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. Compt. rendus. Ac. Sc. Paris, 258, pp. 4299-4302.
- FONTEILLES, M. & GUITARD, G. (1968).- L'effet de socle dans le métamorphisme. Bull. Soc. Fr. Minér. Cristal., 91, pp. 185-206.
- FUSTER, J.M. & PEDRO, F. de (1954 a).- Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo. Not. y Com. I.G.M.E., 35, pp. 43-70.
- FUSTER, J.M. & PEDRO, F. de (1954 b).- Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama). Not. y Com. I.G.M.E., 36, pp. 51-74.
- FUSTER, J.M. & PEDRO, F. de (1955).- Geología del valle superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama). Not. y Com. I.G.M.E., 39, pp. 51-82.
- FUSTER, J.M. & FEBREL, T. (1959).- Mapa geológico de España. Explicación de la Hoja 509:Torrelaguna (Madrid). I.G.M.E.
- GALAN ARIAS, J., ALDAYA, F. & RUIZ ARIAS, F. (1981).- Betanzos (45). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- GARCIA CACHO, L. (1973).- Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español. Tesis, Univ.Complutense, Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1965).- Datos sobre las pizarras de Lugo. Rev. Fac. Ciencias Oviedo, 6, (1), pp. 131-143.

- GARCIA GARZON, J., PABLO MACIA, J.G. de & LLAMAS, J. (en prensa).- Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb-Sr de dos cuerpos de ortoneises en Galicia occidental.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981 a).- Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. Cuad.Lab.Xeol.Laxe, 2 (1), pp. 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981 b).- Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis, Univ.Salamanca. 334 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS, M. & MARTINEZ CATALAN, J.R. (1974 a). Lalín (154). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R., ARRIBA, A. & ALDAYA, F. (1974 b).- Chantada (155). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R., PABLO MACIA, J.G. de & PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- Meira (48). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- HEIM, R.C. (1952).- Metamorphism in the Sierra de Guadarrama. Thesis, Univ. Utrecht.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).- Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. Bol. I.G.M.E., 36, pp. 277-303.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).- Hierros de Galicia. Mem. I.G.M.E. 1, 466 pp.
- HERNANDEZ URROZ, J. & DIVAR, J. (1979).- Castroverde (73). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- HERNANDEZ URROZ, J. & DIVAR, J. (1981).- Ordenes (70). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- HILGEN, J.D. (1967).- Verslag van een economisch-geologische kaartering in het gebied rondom Lalín en Silleda in Galicie, NW Spanje. Tesina, Univ.Leiden (sin publicar).
- HILGEN, J.D. (1970).- Algunas observaciones sobre el granito porfiroide de Fontao y su mineralización metalífera. Bol. I.G.M.E., 81, pp. 199-210.
- HILGEN, J.D. (1971).- The Lalín unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain). Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Series B, 74, pp. 398-407.
- HILGEN, J.D. (1981).- La Unidad de Forcarey -¿otro parautoctono de Galicia?. Conferencia con motivo de la VIIª Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular, Madrid, Septbre, 1981.

- HOBBS, MEANS & WILLIAMS, (1976).- An outline of structural geology.
John Wiley and Sons. pp. 571.
- HOSCHEK, G. (1967).- Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr. Miner. and Petrol., 14, pp. -- 123-162.
- HOSCHEK, G. (1969).- The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr. Min. Petrol., 22, pp. 208-232.
- HSÜ, K. (1974).- Melanges and their distinction from olistostromes. En: Modern and ancient geosynclinal sedimentation - Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ., 19, pp. 321-333.
- HUBREGTSE, J.J.M.W. (1973 a).- Petrology of the Mellid area, a Pre-cambrian polymetamorphic rock complex, Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Med., 49, pp. 9-31.
- HUBREGTSE, J.J.M.W. (1973 b).- Distribution of elements in some basic granulite-facies rocks. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Verh. Afd. Nat., 1-ste reeks, 27, pp. 1-68.
- IGLESIAS, M. (en prensa).- Estratigrafie et structure de l'Anticlinorium de l'Ollo de Sapo, NO Péninsule Ibérique. Bol. Serv. Geol. Portugal.
- IGLESIAS, M. & ROBARDET, M. (1980).- El Silúrico de Galicia media (Central), su importancia en la paleogeografía variscica. Cuad.Lab.Xeol. de Laxe., 1, pp. 99-115.
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980).- Shear zones in the Iberian Arc. J. Struct. Geol., 2, pp. 63-68.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A (en prensa).- Position stratigraphique de la formation Ollo de Sapo dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda de Douro (Portugal). Bol. Serv. Geol. Portugal.
- IGLESIAS, M., MATTE, Ph., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, L. (en prensa).- Mise-en-place par obduction des nappes varisques du nord-ouest ibérique.
- I.G.M.E. (1971).- Lugo (8). Mapa Metalogenético, E. 1:200.000.
- I.G.M.E. (1973).- Lugo (8). Mapa de Rocas Industriales, E. 1:200.000.
- I.G.M.E. (1979).- Síntesis de las investigaciones geológico-mineras de estaño y wolframio realizadas por el I.G.M.E.

- I.G.M.E. (1979).- Síntesis de las investigaciones geológico-mineras del hierro realizadas por el I.G.M.E.
- I.G.M.E. (1980).- Síntesis de las investigaciones geológico-mineras realizadas por el I.G.M.E. en Galicia.
- JULIVERT, M. (1967).- La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, pp. 59-76.
- JULIVERT, M. (1971 a).- Décollement tectonics in the hercynian Cordillera of Northwest Spain. Amer. Jour. Sci., 270, (1), pp. 1-29.
- JULIVERT, M. (1971 b).- L'évolution structurale de l'arc asturien. Inst. Franç. Pétr., "Colloques et Séminaires", n° 22 (Hist. estr. du Golfe de Gascogne), 1, p. 28
- JULIVERT, M. & MARTINEZ GARCIA, E. (1967).- Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana. Acta. Geol. Hisp., 2, pp. 107-110.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000. I.G.M.E.
- KEASBERRY, E.J. (1979).- An interpretation model of semi-circular Bouguer anomalies found over the peripheral belt of the Orendes Complex (NW Spain) - Geol. Mijnb., 58, pp.65-70.
- KEASBERRY, E.J., CALSTEREN P.W.C. van & KUIJPER R.P. (1976).- Early Palaeozoic mantle diapirism in Galicia - Tectonophys., 31, pp. 61-75.
- KLEIN, E. (en prensa).- La Estrada (121). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- KLEIN, E. & HILGEN, J.D. (en prensa).- Cerdedo (153). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- KONING, H. (1966).- Les types de 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) - Verhand. ZWP Lab. Isotopen-geol. Amsterdam, 5, pp. 101 pp.

- KULJPER, 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.
- KULJPER, R.P. & ARPS, C.E.S. (en prensa).- The Ordenes, Lalín and Forcarey Complexes of the Hesperian Orogen in Western Galicia, NW Spain.
- LANKELMA, J.V. (1975).- Spoorelementenverdeling van de vergreisende Fontaograniet in de Lalín-eenheid en andere granitische gesteenten uit West Galicie. Tesina, Univ. Amsterdam (sin publicar).
- LOTZE, F. (1929).- Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F., 14: Beitr. Geol. Westl. Mediterrangebiet, 3, 320 pp.
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., 6, pp. 78-92.- Berlin. Traducido por J.M. RIOS: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. Publ. Extr. Geol. Esp., 5, pp. 149-166, Madrid, 1950.
- LOTZE, F. (1956).- Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. Geotek. Symp. zu Ehren von H. Stille. Stuttgart, pp. 128-139.
- LOTZE, F. (1957).- Zum Alter nordwestspanischer Quartzit-Sandstein-Folgen. Neues Jb. Geol. Paläont., 10, pp. 464-471.
- LOTZE, F. (1958).- Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. Geologie, 7, H. 3-6, pp. 727-750. Traducido por J. GOMEZ DE LLARENA: Sobre la Estratigrafía del Cámbrico Español. Not. y Com. I.G.M.E., 61, pp. 131-164.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961).- Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz, math.-naturw. Kl., 6, pp. 285-498. Traducido por J. GOMEZ DE LLARENA: El Cámbrico en España. Mem. Inst. Geol. Min. España, 75, 256 pp.
- LUCAS, J., NONN, M. & PAQUET, H. (1963).- Présence de niveaux a sépiolite et attapulгите dans les sédiments tertiaires de Galice (Espagne). Bull. Serv. Géol. Alsace et Lorr., 41, (3).

- LUNAR, R. (1975).- Estudio de los yacimientos de mineral de hierro del Noroeste de España. Vol. 2 (colaboración). ENADTMSA.
- LUNAR, R. (1977).- Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península. Mem. I.G.M.E., 90, 211 pp.
- LUNAR, R. (1979).- Metagenia y geología de las mineralizaciones de hierro oolítico del NO de la Península. I Reunión de Mineralogía y Metagenia del hierro. I.G.M.E.
- MAASKANT, P. (1970).- Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Med., 45, - pp. 237-325.
- MACPHERSON, J. (1883).- Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos en España. An. Soc.Esp.Hist.Nat., 12, pp. 341-378.
- MACPHERSON, J. (1886).- Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. An.Soc.Esp.Hist.Nat., 15, pp. 165-203.
- MALDONADO, A. (1977).- Estudio geológico-geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil. Tesis, E.T.S.I.M. Madrid.
- MARCOS, A. (1970).- Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NO de España). Brev. Geol. Astur., 14, 2, pp. 13-28.
- MARCOS, A. (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO de España). Trab. de Geol., 6, 113 pp.
- MARQUINEZ, J.L. (1981).- Estudio geológico del área esquistosa de Galicia central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz). Quad.Lab. Xeol. Laxe, 2, (1), pp. 135-154.
- MARQUINEZ, J.L. & KLEIN, E. (en prensa).- Esquema de la evolución espacial y temporal del metamorfismo en el área esquistosa de Galicia central.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1980).- L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le Dôme de Lugo (Galice, -- Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, 290 (D), pp. 179-182.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981).- Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). Tesis, Univ.Salamanca, 317 pp.

- MARTINEZ CATALAN, J.R., GONZALEZ LODETRO, F., IGLESIAS, M. & DIEZ BALDA, M.A. (1977).- La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del "Ollo de Sapo". Stud.Geol. Salamanca, 12, pp. 109-122.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. & PABLO MACIA, J.G. de (1980).- Sarria (124). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- MARTINEZ CATALAN, J.R., FERNANDEZ RODRIGUEZ ARANGO, R. & NAVAL, A. (en prensa).- Puertomarín (123). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).- Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. Stud.Geol.Salamanca, 5, pp. 7-106.
- MARTINEZ GARCIA, E., FERNANDEZ POMPA, F., ARCE, M., FERNANDEZ MARTINEZ, F., FERNANDEZ TOMAS, J. & MONTESERIN, V. (1975).- Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo -- Ortegá (Galicia, Noroeste de España). Tecniterrae, 7, - pp. 8-12.
- MATHER, J.D. (1970).- The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrology, 11, pp. 253-275.
- MATTE, Ph. (1967).- Le Précambrien supérieur schistogréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations -- avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien. C.R.Acad.Sc.Paris, 24, pp. 1769-1772.
- MATTE, Ph. (1968).- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Géol.Alpine, 14, pp. 157-280.
- MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1978).- Tectonique en grands plis couchés et plissements superposés d'âge hercynien dans la série de Ordenes-Betanzos (Galice occidentale). Cuad.Sem.Est.Cerám. Sargadelos, 27, pp. 193-202.
- MEDUS, J. (1965).- Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la végétation néogène de l'ouest de l'Espagne: étude des sédiments récents de Galice. Thèse 3 cycle, Univ. de Montpellier, 92 pp.
- MEER MOHR, C.G. van der (1975).- The Paleozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Med., 49, pp. 487-497.

- MEERBEKE, G.L.E. van, HILGEN, J.D. & FLOOR, P. (1973).- Preliminary results of the investigations of the central Galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain). Leidse Geol. Med., 49, pp. 33-37.
- MEHNERT, K.R. (1968).- Migmatites and origin of granitic rocks. El sevier.
- MEHNERT, K.R. (1972).- Granulites. Results of a discussion II. N. Jb. Min. Mh., 4, pp. 139-152.
- 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.
- MIYASHIRO, A. (1973).- Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin. London, 429 pp.
- MONTESERIN, V. (en prensa).- Puente-Caldelas (186). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- MONTESERIN, V. & FERNANDEZ POMPA, F. (1973).- La Coruña (21). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- NAVIDAD, M. (1978).- Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores nord-occidental y central del Macizo Ibérico. Tesis. Univ, Madrid, 235 pp.
- NESEN, G. (1979).- Une minéralisation étain-tungstène liée a un complexe granitique annulaire à endogranite et Stockscheider en Galice (mine de Fontao, Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, B. 228 (D), pp. 787-790.
- NESEN, G. (1981).- Le modèle exogranite-endogranite a stockscheider et la métallogénèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice-Espagne). Univ.Nancy I, These de 3^{eme} cycle.
- NISSEN, H.V. (1959).- Deformation und Kristallisation im Nordwest-Spanischen Küstengebirge bei Vivero. Diss. Math. Natur. Fak., Univ. Münster, 300 pp.
- NOLLAU, G. (1966).- El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León (España). Not. y Com. I.G.M.E., 88, pp. 31-48.
- NONN, H. (1966).- Les régions cotières de la Galice (Espagne). Publications Fac. des Lettres. Univ. Strasbourg, t. III, pp. 1-591.

- OVERMEEREN, R.A. van (1975).- A gravity investigation of the catazo-
nal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain) - Tectonophysics,
26, pp. 293-307.
- PABLO MACIA, J.G. de (1981).- Contribución a la correlación y síntesis
de los granitos gallegos. Cuad.Lab.Xeol.Laxe, 2, (1),
pp. 51-60.
- PABLO MACIA, J.G. de & MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981).- Sobrado de los
Monjes (71). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA).
I.G.M.E.
- PABLO MACIA, J.G. de & MARTINEZ CATALAN, J.R. (en prensa).- Santiago
de Compostela (94). Mapa geológico de España, E. 1:50.000
(MAGNA). I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I. (1956).- Nota explicativa del Mapa geológico de la
parte NO de la Provincia de La Coruña. Leidse Geol.Med.,
21, pp. 467-484.
- PARGA PONDAL, I. (1960).- Observación, interpretación y problemas -
geológicos de Galicia. Not. y Com. I.G.M.E., 59, pp. 333-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).- Mapa Petrográfico-Estructural de Galicia,
E. 1:400.000. I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I. & VAZQUEZ GARRIGA (1930).- Contribución al estudio
de los minerales de wolframio de Galicia. I. Análisis de -
las wolframitas de La Brea, Corpiño y Carboeiro (Lalín, Pon-
tevedra). An.Soc.Esp.Fis.Quím., 28.
- PARGA PONDAL, I. & GOMEZ DE LLARENA, G. (1963).- Yacimientos fosilí-
feros en las pizarras metamórficas de Guntín (Lugo, Galicia).
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. (G), 61, pp. 83-88.
- PARGA PONDAL, I., LOPEZ DE AZCONA, J.M. & TORRE ENCISO, E. (1964 a).-
Mapa geológico de la provincia de La Coruña. I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1964 b).- Introduction
a la géologie de "l'Olló de Sapo", formation porphyroide -
antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne. Not. y Com. --
I.G.M.E., 76, pp. 119-154.
- PARGA PONDAL, I. & ALEIXANDRE, T. (1966).- La arenisca ortocuarcítica
del Gistral (Lugo), Not. y Com. I.G.M.E., 87, pp. 59-90.
- PARGA PONDAL, I. et al. (1967).- Carte géologique du Nord-ouest de la
Péninsule Ibérique, E. 1:500.000. Serviços geológicos de --
Portugal, Lisboa.

- PARGA, J.R. (1969).- Sistemas de fracturas tardi-hercínicas del Macizo Hespérico. Trabajos Lab.Geol.Lage, 37, pp. 1-15.
- PARGA, J.R. & LUQUE, C. (1971).- Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica. Bol. Geol. y Min., 82, pp. 310-320.
- PASCUAL, E. & ESTEVEZ, A. (1981).- Estudio geológico del yacimiento de Fornás (Santiago). Cuad.Lab.Xeol.Laxe, 2,(2), pp. 191-213.
- PEINADO, M. (1973).- Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado. Sistema Central Español. Tesis, Univ.Madrid, 199 pp.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).- La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Asturoccidental-leonesa. Mem.I.G.M.E., 92, 149 pp.
- PRADO, C. de (1864).- Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística. 219 pp.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., VERSCHURE, R.H., HEBEDA, E.H. & VERDURMEN, E.A.Th. (1970).- Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. Eclogae Geol. Helvet., 63 (1), pp. 255-274.
- PUIG & LARRAZ, G. (1883).- Descripción física y geológica de la provincia de Zamora. Mem. Com. Mapa Geol., Madrid, 448 pp.
- QUINTERO, I. (1962).- Graptolites en la provincia de Lugo. Not. y Com. I.G.M.E., 65, pp. 61-68.
- QUIROGA, J.L. (1980).- La sucesión silúrica en tierras de Aliste y Carbajales (Zamora). Cuad.Lab.Xeol.Laxe, 1, pp. 147-158.
- RAMSAY, J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Book Co, 568 pp.
- RIBEIRO, A. (1974).- Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. Serv.Geol.de Port.Mem., 24 (Nova serie), pp. 1-168.
- RIBEIRO, L.R. & RIBEIRO, A. (1974).- Signification paléogéographique dans un flysch d'âge Dévonien supérieur du Tras-os-Montes oriental (Nord-Est du Portugal). C.R.Acad.Sci.Paris, -- 278, pp. 3161-3163.

- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. & BELL, P.M. (1969).- Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple -- point. Am.J.Sci., 267, pp. 259-272.
- RIEMER, W. (1963).- Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien). N. Jb. Geol. Paläont., 117, pp. 273-285.
- RIEMER, W. (1965).- Untersuchungen am Ostrand der galicischen Kristallinzone (Spanien). N. Jb. Geol. Paläont., 121, pp. 274-284.
- RIEMER, W. (1966).- Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. Not. y Com. I.G.M.E., 81, pp. 7-20.
- 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. & SHACKLETON, R.M. (1971).- Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian -- thrust plate. Nature Phys. Sci., 234, pp. 65-68.
- RUBIO, J. & PLIEGO, D. (1981).- Puebla de Trives (189). Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- RUIZ, F. (1971).- Geología del sector Norte del anticlinorio del -- Narcea. Brev. Geol. Astur., 15 (3), pp. 39-46.
- RUIZ MORA, J.E. & AMEIXEIRAS, J. (1981).- Antiguas explotaciones de estaño-wolframio en Arteixo y Laracha. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 2, (2), pp. 275-289.
- SAN MIGUEL, M. & LOBATO, M.P. (1955).- Datos sobre la petrografía de los alrededores del Lago de Sanabria, en la provincia de Zamora. Estud.Geol., 27-28, pp. 371-382.
- SAN MIGUEL, M., FUSTER, J.L. & PEDRO, F. de (1956).- Explicación de la Hoja n° 533: San Lorenzo de El Escorial.(Madrid). -- I.G.M.E., 101 pp.
- SAN MIGUEL, M., GARCIA FIGUEROLA, L.C. & PEDRO, F. de (1960).- Explicación de la Hoja n° 532: Las Navas del Marqués. I.G.M.E. 87 pp.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).- El borde herciniano en el NE de Galicia. Brev. Geol. Astur, 6, pp. 66-71.

- SCHÄFER, G. (1969).- Geologie und Petrographie im östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). Münster. Forsch. Geol. Paläont., 10, pp. 207.
- SCHULZ, G. (1835).- Descripción geognóstica del Reyno de Galicia. Gráficas Reunidas, S.A., Madrid, 176 pp.
- SEILACHER, A. (1970).- Cruziana stratigraphy of "non fossiliferous" Palaeozoic sandstones. In: T.P. CRIMES & J.C. HARPER (Eds.)- Trace fossils. Geol. Jour. Spec. Issue, 3, 447-476.
- SHAND, S.J. (1927).- Eruptive Rocks. John Wiley and Sons.
- TENA DAVILA, M. de (1975).- Villalba (47). Mapa geológico de España, E. 1:50,000 (MAGNA). I.G.M.E.
- TENA DAVILA, M. de (1975).- Lugo (72). Mapa geológico de España, E. 1:50,000 (MAGNA). I.G.M.E.
- VERNON, R.H. (1976).- Metamorphic processes. Reactions and microstructure development. G. Allen & Unwin Ltd. London, 247 pp.
- VOGEL, D.E. (1967).- Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. Leidse Geol. Med., 40, pp. 121-213.
- WAARD, D. de (1950).- Palingenetic structures in augen gneis of the Sierra de Guadarrama, Spain. Bull. Com. Géol. Finlande, 23, pp. 51-66.
- WAARD, D. de (1965).- A proposed subdivision of the granulite facies. Amer. J. Sci., 263, pp. 455-461.
- WALL, V.J. & ESSENE, E.J. (1972).- Subsolidus equilibria in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Am. Abstracts, 4, p. 700.
- WALTER, R. (1963).- Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest Spanien) N. Jb. Geol. Paläont., 117, pp. 360-371.
- WALTER, R. (1965).- Die unterschiedliche Entwicklung des Altpaläozoikums östlich und westlich des Kristallins van Vivero-Lugo (Nordwest Spanien). N. Jb. Geol. Paläont., 12, pp. 740-753.
- WALTER, R. (1966).- Resultados de investigaciones geológicas en el Noreste de la Provincia de Lugo (NO España). Not. y Com. I.G.M.E., 89, pp. 7-16.

- WALTER, R. (1968).- Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). Geotekt. Forsch., 27, pp. 3-70.
- WARNAARS, F.W. (1966).- Las rocas básicas de Monte Castelo (La Coruña). Leidse Geol. Med., 36, pp. 255-259.
- WEGEN, G. van der (1978).- Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, western Galicia, Spain. Scripta Geol., 45, pp. 1-95.
- WINKLER, H.G. (1976).- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag.
- YPMÁ, J.P.M. (1966).- Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España). Leidse Geol. Med., 36, pp. 279-291.
- ZAMARREÑO, I., HERMOSA, J.L., BELLAMY, J. & RABU, D. (1975).- Lito-facies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España). Brev. Geol. Ast., 19, (3), pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I. & PEREJON, A. (1976).- El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): Tipos de facies y faunas de Arqueociatos. Brev. Geol. Ast., 20 (2), pp. 17-32.
- ZUUREN, A. van (1969).- Structural petrology of an area near -- Santiago de Compostela (NW Spain) - Leidse Geol. Med., 45, pp. 1-71.