INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

LA CORUÑA

Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. por los Técnicos Superiores que se relacionan.

El mapa geológico que acompaña a la presente Memoria, ha sido compuesto tomando como base las Hojas del Mapa Geológico de España e.1:50.000, para el sector situado al W de la denominada "falla de Vivero", y la cartografía de MARTINEZ-CATALAN (1981) para el resto, completandose con aportaciones propias de los autores.

Geología de campo y gabinete: F. Bastida, A. Marcos y J. Marquínez (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo), J.R. Martínez-Catalán (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Salamanca), A. Pérez-Estaún y J.A. Pulgar (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo).

Memoria: F. Bastida, A. Marcos, J. Marquínez, A. Pérez-Estaún y J.A. Pulgar (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo).

Dirección del Proyecto y Supervisión del I.G.M.E.: A. Huerga Rodriguez.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16
Depósito Legal: M-21.597-1984

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

I N D I C E

Págs.

SITUACION GEOLOGICA 9

ANTECEDENTES 13

ESTRATIGRAFIA 15

La sucesión estratigráfica en el Dominio del Manto de Mondoñedo 15

La Serie de Villalba (PCe) 16

El Grupo Cándana 18

El Grupo Cándana en el autóctono del Manto de Mondoñedo 18

Las Capas de Cándana inferior (CA_1) 18

Las Cuarcitas de Gistral (CA_1q_3) 19

Las Capas de Tránsito (CA_1p_2) 19

El Grupo Cándana en el alóctono del Manto de Mondoñedo 20

Las Cuarcitas de Cándana inferior (CA_1q_1) 20

Las Pizarras de Cándana (CA_1p_1) 20

Las Cuarcitas de Cándana superior (CA_1q_2) 20

Las Capas de Tránsito (CA_1p_2) 21

Características sedimentológicas y edad del Grupo Cándana 21

La Caliza de Vegadeo ($CA_{1-2}c$) 22
La Serie de los Cabos 23
Las Capas de Riotorto (CA_2p) 23
Las Capas de Villamea (CA_{2-3}-O_1) 24
Las Capas del Río Eo (O_1q_1, O_1q_2) 24
Facies y edad de la Serie de los Cabos 25
Las Pizarras de Luarca (O_2P_1) 25
Las Capas de La Garganta (S) 26
La sucesión estratigráfica en el Dominio del Ollo de Sapo . 27
La Formación Ollo de Sapo 27
El Ollo de Sapo de grano grueso ($PC\zeta_1$) 28
El Ollo de Sapo de grano fino ($PC\zeta_2$) 29
Edad y origen de la Formación Ollo de Sapo 25
Los materiales del Ordovícico inferior (O_1p_2, O_1q_3) 31
Las Pizarras de Luarca (O_2P_1) 33
Los materiales silúricos (S, Mζ, MV, Sa) 34
La sucesión estratigráfica en el Complejo de Ordenes (PC-Oe, ξA_1, Υ) 37
Los materiales del Complejo de Cabo Ortegal 40
La Unidad de Moeche 40
El Grupo Moeche (Mgm, MP, Σ, c, ξ_4) 40
Las Anfibolitas de Purrido (ξA_2) 44
Las rocas de las unidades de Cedeira y La Capelada ... 44
Las rocas ultrabásicas (Σ_{ob}) 44
Las rocas básicas (Υ_2) 45
Los neises (ζ_1, ζ_2, ζ_3) 46
Las eclogitas (E) 47
Características geoquímicas de las rocas básicas de Cabo Ortegal 48
Los materiales terciarios (T) 52
Los depósitos cuaternarios 52
Depósitos aluviales y terrazas (QAl) 53
Turberas (QI) 53
Depósitos de ladera (QC) 53
Depósitos costeros 54
Depósitos de la rasa costera (QR) 54
Depósitos de playa y de dunas (QM) 55
Marismas (QM) 55

TECTONICA 57
Zona Asturoccidental-leonesa 58
Primera fase de deformación 60
Estructuras mayores 60
Pliegues menores 62
La esquistosidad S_1 65
Segunda fase de deformación 65
Tercera fase de deformación 67
Estructuras tardías 68
Esquistosidades subhorizontales y pliegues de plano axial subhorizontal 68
Pliegues transversales 68
Fallas 69
La Falla de Vivero 69
Unidad del Ollo de Sapo 70
La primera fase de deformación D_1 71
La esquistosidad S_1 71
La segunda fase de deformación D_2 72
La tercera fase de deformación D_3 73
Pliegues 73
La esquistosidad S_3 74
Fallas tardías 74
Los complejos de Cabo Ortegal y Ordenes 75
El Complejo de Cabo Ortegal 77
La Unidad de Moeche 77
Las unidades de Cedeira y La Capelada 79
El Complejo de Ordenes 84
La primera fase de deformación D_1 86
La segunda fase de deformación D_2 87
La tercera fase de deformación D_3 87
Figuras de interferencia debidas a la superposición de pliegues 88
Fallas 88
Zona de Fallas de Puentedeume-Valdoviño 88
La evolución estructural: discusión y síntesis 89

METAMORFISMO 93
El metamorfismo en la Unidad del Manto de Mondoñedo ... 94
El metamorfismo en la Unidad del Ollo de Sapo 98

El metamorfismo en el Complejo de Ordenes 99
El metamorfismo asociado a la Falla de Vivero 100
El metamorfismo del Complejo de Cabo Ortegal 100
El metamorfismo en la Unidad de Moeche 101
El metamorfismo en las Unidades de Cedeira y La Capelada 101
El metamorfismo de las rocas básicas 101
El metamorfismo en las rocas neísicas 104
El metamorfismo de las rocas ultrabásicas 106
Evolución y condiciones del metamorfismo de Cabo Ortegal 107
Metamorfismo de contacto 109

ROCAS PLUTONICAS 111
Rocas graníticas 111
Granitoides de dos micas con tendencia alcalina (γ^2_{mb}) 112
Granitoides de dos micas 112
Granito de dos micas con megacristales: el granito de Forgoselo 117
Granitoides con tendencia calcoalcalina y biotita dominante ($\gamma\eta^2_1$-γ^2_b) 118
Metabasitas 123
Metagabros ($M\theta$) 123
Metaperidotitas ($M_{\sigma\upsilon}$) 123
Ortoanfibolitas (Γ_1) 124
Metabasitas indiferenciadas ($M\Gamma$) 124
Rocas filonianas (FO, q, ε) 124

EDAD Y CORRELACION DE LOS PRINCIPALES EVENTOS GEOLOGICOS 125

HISTORIA GEOLOGICA 129

GEOLOGIA ECONOMICA 133
Canteras y Minería 133
Hidrogeología 137

BIBLIOGRAFIA 139

SITUACION GEOLOGICA

Los materiales que constituyen la hoja de La Coruña forman parte del Macizo Hercínico de la Península Ibérica. En este Macizo Hercínico LOTZE (1945) fue el primero que estableció una serie de divisiones paleogeográficas. Con posterioridad y por lo que al NW de la Península Ibérica se refiere, JULIVERT y otros (1972) precisaron estas divisiones, basándose no solo en la paleogeografía, sino también en la estructura y en el metemorfismo, estableciendo tres grandes unidades: La Zona Cantábrica, La Zona Asturoccidental-leonesa y la Zona Centroibérica (Fig. 1). De acuerdo con éstas divisiones, la presente hoja comprendería parte de las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica. La primera de estas zonas se caracteriza por la presencia de materiales esquistosos precámbricos y sobre ellos y discordantemente una sucesión representando al Paleozoico inferior practicamente completo. La Zona Centroibérica se caracteriza por el carácter transgresivo y discordante de los materiales del Ordovícico inferior y la presencia de unos complejos de rocas máficas y ultramáficas. El límite entre las dos zonas había sido situado en el antiforme del "Ollo de Sapo", aunque un límite más preciso debería situarse más al E ya que entre ambos flancos de este antiforme no

existen grandes diferencias estratigráficas. Así, MARTINEZ CATALAN (1981), lo sitúa en la falla de Vivero. Al E de la falla de Vivero existe una sucesión cámbrica y ordovícica continua y muy espesa mientras que al W por debajo del Ordovícico inferior aparece la Formación "Ollo de Sapo".

En la hoja de La Coruña, por tanto, correspondería a la Zona Asturoccidental-leonesa la zona situada en la parte oriental de la falla de Vivero y a la Zona Centroibérica al resto. El área comprendida en la primera de las zonas corresponde al Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba, uno de los tres dominios paleogeográficos en que ha sido dividida dicha zona (MARCOS, 1973, PEREZ-ESTAUN 1978, MARTINEZ CATALAN 1981).

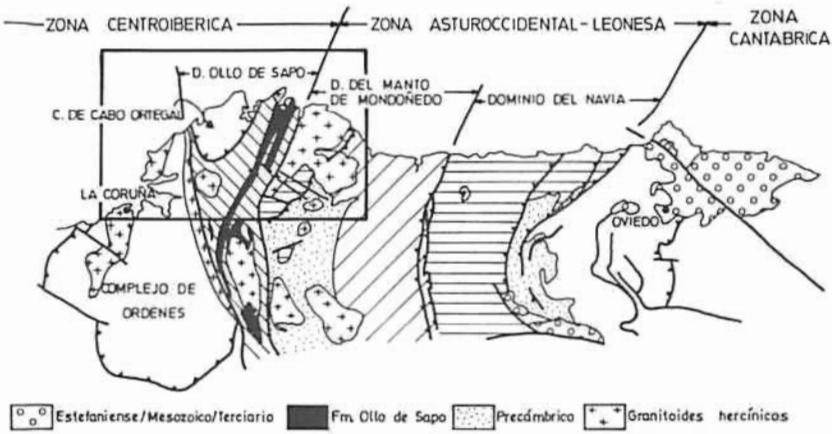

Fig. 1.— Esquema geológico del NW de la Península con las principales unidades que en él se han establecido. El recuadro indica el área comprendida en la hoja de La Coruña.

Dentro de la Zona Centroibérica y en la hoja de La Coruña, se reconocen tres unidades que presentan litologías absolutamente diferentes entre sí y cuyos límites vienen marcados por cabalgamientos. Estas tres unidades son: el Dominio del Ollo de Sapo, el Complejo de Cabo Ortegal y el Complejo de Ordenes (Fig. 2). En el Dominio del Ollo de Sapo, los materiales del Ordovícico inferior presentan un carácter transgresivo y por debajo de los mismos existe la formación glandular infraordovícica de la que toma el nombre este dominio. El Complejo de Cabo Ortegal está formado por una serie de unidades alóctonas superpuestas en las que están presentes neises, rocas básicas y rocas ultrabásicas que presentan generalmente un metamorfismo catazonal. El Complejo de Ordenes lo constituyen materiales metasedimentarios

principalmente detríticos, cuya relación con el resto de los materiales que forman la cadena hercínica no es clara.

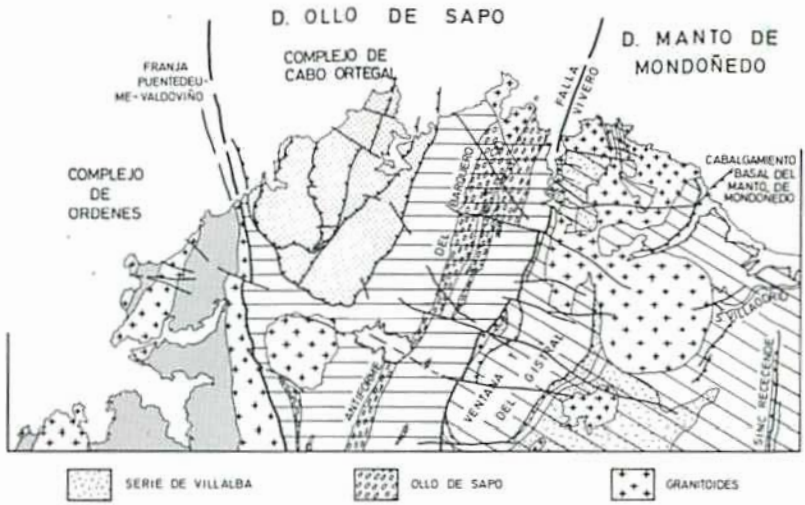

Fig. 2.— Esquema geológico de la hoja de La Coruña en el que se diferencian los principales dominios y complejos así como las estructuras más importantes.

ANTECEDENTES

Tal como expresa Isidro Parga Pondal en una publicación bajo el título "El conocimiento Geológico de Galicia" (Editorial Citania), "... Galicia, que era a mediados del siglo XIX una de las tierras de Europa mejor conocidas geológicamente, pasó a ser en el siglo XX la tierra peor estudiada en su conjunto". Esta afirmación es válida igualmente para lo que a la hoja de La Coruña se refiere. El desarrollo de la geología de esta hoja, al igual que el de otras zonas de Galicia, se basó durante el siglo XIX en las obras de SCHULZ (1835), MACPHERSON (1881, 1886) y BARROIS (1882). En el siglo XX y más concretamente en su primera mitad, las aportaciones al conocimiento geológico de esta región son escasas. Destacan en este tiempo las publicaciones de HERNANDEZ SAMPELAYO (1922, 1931, 1935). Posteriormente, CARLE publica en 1945 un trabajo junto con un mapa a escala 1:800.000, que representa un avance importantísimo para el conocimiento de la distribución y naturaleza de las rocas del occidente de Galicia y en el caso concreto de la hoja de La Coruña, de su mitad más occidental.

A partir de la obra de CARLE y hasta nuestros días, ha existido un gran volumen de publicaciones referidas al área de la hoja de La Coruña y

algunas a toda Galicia, que han proporcionado un conocimiento desigual y a veces inconexo entre las distintas partes de la hoja. Inicialmente, fueron tres escuelas diferentes las que estuvieron trabajando en el ámbito de la hoja, la escuela alemana, la holandesa y los geólogos franceses MATTE y CAPDEVILA, destacando también durante este tiempo los trabajos de PARGA PONDAL (1956, 1963, 1966). La escuela alemana publicó algunos trabajos de carácter general, como los de LOTZE (1945) y LOTZE y SDZUY (1961), y otros que fueron de gran importancia en el conocimiento regional del Dominio del Manto de Mondoñedo, como principalmente los realizados por WALTER (1963, 1965, 1966, 1968) y en menor proporción NISSEN (1959). La escuela holandesa trabajó casi exclusivamente en el Complejo de Cabo Ortegal y de entre sus obras destaca sobre todo la realizada por VOGEL (1967); otras publicaciones sobre el complejo han sido llevadas a cabo por ENGELS (1972), VAN OVERMEEREN (1975), VAN CALSTEREN (1977, 1978 a, b) VAN CALSTEREN y TEX (1978), VAN CALSTEREN y otros (1979), KUIJPER (1979). Aparte de las otras citadas referidas concretamente a Cabo Ortegal, TEX (1961, 1966, 1977, 1981) ha publicado diversas síntesis sobre el conocimiento geológico de Galicia.

CAPDEVILA (1969) estudió el metamorfismo y los granitos del Dominio del Manto de Mondoñedo, estableciendo las bases para el conocimiento de las condiciones de metamorfismo y clasificación de granitos hercínicos que todavía sigue en vigencia. El trabajo de MATTE (1968a) supuso la primera síntesis de la estructura del NW de la Península desde el punto de vista del análisis de las estructuras menores y mayores, proporcionando un esquema, hoy modificado, en el que se basaron las investigaciones posteriores. Finalmente, la estructura del Manto de Mondoñedo es ahora bien conocida a partir de las publicaciones de BASTIDA y PULGAR (1978) y MARTINEZ-CATALAN (1981).

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

ESTRATIGRAFIA

La descripción estratigráfica de los terrenos precámbricos y paleozoicos de la hoja va a realizarse por dominios. Se comenzará por describir la sucesión del Dominio del Manto de Mondoñedo, que es la más completa, y posteriormente la del Dominio del Ollo de Sapo. La sucesión y las características de los materiales del Complejo de Cabo Ortegal y de Ordenes se realizará en capítulos aparte ya que se interpretan como unidades alóctonas que presentan una problemática propia. Además de los materiales precámbricos y paleozoicos, existen también depósitos terciarios y cuaternarios de escasa representación dentro de la hoja, que se describirán en los capítulos finales.

LA SUCESION ESTRATIGRAFICA EN EL DOMINIO DEL MANTO DE MONDOÑEDO

El Dominio del Manto de Mondoñedo se caracteriza por la presencia de una sucesión estratigráfica en la que esta representado el Paleozoico inferior practicamente completo reposando discordantemente sobre materiales precámbricos. Dentro de este dominio y en el área

comprendida dentro de la presente hoja, puede distinguirse de muro a techo la siguiente sucesión:

—La Serie de Villalba
—El Grupo Cándana:
  —La Cuarcita de Cándana inferior
  —Las Pizarras de Cándana
  —La Cuarcita de Cándana superior
  —Las Capas de tránsito
—La Caliza de Vegadeo
—La Serie de los Cabos:
  —Las Capas de Riotorto
  —Las Capas de Villamea
  —Las Capas inferiores del Río Eo
  —Las Capas superiores del Río Eo
—Las Pizarras de Luarca
—Las Capas de la Garganta

Se utilizan términos cronoestratigráficos y litoestratigráficos, a veces impropiamente, debido a la amplia repercusión histórica y uso que han tenido y con objeto de no ampliar la terminología de formaciones que aumentaría aún más la confusión existente. Así, la denominación Grupo Cándana se utiliza aún cuando existe la Formación Cándana definida en otro lugar de NW de la Península Ibérica. Igualmente, se mantiene el término Serie de los Cabos aunque no es propiamente una serie en sentido cronoestratigráfico.

La Serie de Villalba (PCe)

Los materiales precámbricos en el Dominio del Manto de Mondoñedo y en el área comprendida dentro de la hoja de La Coruña afloran en el núcleo del pliegue acostado del Manto de Mondoñedo. Los materiales de esta edad son fundamentalmente esquistosos y presentan un metamorfismo mesozonal y una intensa deformación que hace difícil su estudio estratigráfico y sedimentológico. Estos materiales son conocidos desde antiguo y el nombre más usual por el que se los denomina es el de Serie de Villalba. Las primeras referencias a estas rocas fueron hechas por BARROIS en 1882,que ya las consideró situadas bajo el Cámbrico. Más recientemente existen los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA (1965), esencialmente petrográfico, WALTER (1965, 1966, 1968) y CAPDEVILA (1969), que fué quien propuso el nombre de Serie de Villalba para estas rocas. Por último, MARTINEZ CATALAN (1981) aporta una cartografía precisa de esta serie y establece la existencia de dos tramos (superior e inferior) dentro de la misma. En la presente hoja practicamente sólo se halla representado el tramo inferior.

El tramo inferior de la Serie de Villalba presenta una litología variada, estando constituido por una alternancia de metasamitas y metapelitas entre las que aparecen algunos niveles delgados de neises anfibólicos y, esporádicamente, de anfibolitas de grano fino. Las areniscas presentan frecuentemente laminaciones y granoclasificación y por su composición pueden ser consideradas como grauvacas o subgrauvacas feldespáticas.

Los neises anfibólicos aparecen en capas de unos pocos centímetros de espesor y escasa continuidad lateral. Su composición más frecuente es: cuarzo, plagioclasa, granate, epidota, biotita, esfena y grafito. Comunmente, los anfíboles se disponen en bandas paralelas a la estratificación y formando gavillas, hecho por el que CAPDEVILA (1969) denominó a estas anfibolitas "anfibolitas en gerbes". Este autor, aún admitiendo que el origen de estas rocas no es evidente, propone para las mismas un origen a partir de areniscas con matriz carbonatada; la posibilidad de un origen a partir de pizarras con cantos de rocas básicas ha sido desestimado por el débil contenido en Fe y Mg que presentan. Aunque muy excepcionalmente se encuentran también niveles lenticulares delgados de anfibolitas de grano fino que según CAPDEVILA (op. cit.) representarían tobas o rocas vulcanodetríticas formadas a partir de rocas volcánicas básicas.

En este tramo inferior de la Serie de Villalba, en la playa de Areoura, existen esquistos biotíticos oscuros y una intercalación de unos 20 m. de un porfiroide compuesto por cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita (BASTIDA y PULGAR 1978). El origen de este porfiroide es difícil de establecer debido a la gran deformación y metamorfismo sufrido. Ha sido interpretado como un neis derivado de una colada o toba de composición dacítica (MARTINEZ CATALAN, 1981).

El tramo superior de la Serie de Villalba no se halla apenas representado en la presente hoja, existiendo unicamente un pequeño afloramiento cerca de la falla de Vivero que por sus reducidas dimensiones no ha sido representado en el mapa. En la región situada más al Sur esta formado por una alternancia rítmica en capas muy delgadas de filitas, metasamitas y esquistos muy brillantes con cloritoide. Estos sedimentos podrían derivar de depósitos turbidíticos distales (MARTINEZ CATALAN, op. cit.).

La edad de la Serie de Villalba es considerada precámbrica por cuanto es bien conocido que los materiales del Cámbrico inferior se disponen directamente sobre ella. Entre los materiales cámbricos y precámbricos no existe una discordancia directamente observable, tal como sucede por ejemplo, en el antiforme del Narcea. Sin embargo, MATTE (1968a) puso de manifiesto en la región de Sarriá basándose en las lineaciones de intersección que la primera esquistosidad produce en la estratificación de los dos conjuntos, la posible existencia de una discordancia de bajo ángulo aunque sin encontrar argumentos definitivos. Posteriormente, MARTINEZ CATALAN (1981) reconoció la existencia de una discordancia de ángulo muy bajo (no mayor de 20°) al cartografiar separadamente el tramo inferior y el superior de la Serie de Villalba.

Por lo que se refiere a la relación que esta serie tiene con otros materiales precámbricos, algunos autores han apuntado la existencia de una gran similitud entre las Pizarras del Narcea y la Serie de Villalba (MATTE 1967, 1968a y b). MARTINEZ CATALAN (1981) establece una

correlación entre la Serie de Villalba y la parte turbidítica y con niveles de porfiroides de las Pizarras del Narcea (PEREZ ESTAUN Y MARTINEZ FERNANDEZ 1978). La parte más baja de los materiales precámbricos del Narcea con abundantes porfiroides correspondería, según este autor, a la parte baja del tramo inferior con niveles de porfiroides de la Serie de Villalba que aflora en la Playa de Areoura.

El Grupo Cándana

LOTZE (1957) fué el primero que utilizó el nombre "Capas de Cándana" o Cuarcitas de Cándana para denominar los materiales que, en la región de Tineo, se sitúan entre las pizarras precámbricas y el nivel carbonatado del Cámbrico inferior-medio. Este nombre se extendió con posterioridad a las rocas que, en la Zona Asturoccidental-leonesa, ocupan una posición semejante y unas facies similares. En el Dominio del Manto de Mondoñedo, es posible diferenciar varias formaciones dentro de estos materiales, lo que permite considerar a las Capas de Cándana como un grupo en sentido litoestratigráfico (MARTINEZ CATALAN 1981).

El Grupo Cándana ocupa una gran extensión en el Dominio del Manto de Mondoñedo y dentro de él se pueden distinguir cuatro formaciones que fueron establecidas por WALTER (1966, 1968). Los nombres de estas formaciones son de abajo a arriba: Cuarcitas de Cándana inferior, Pizarras de Cándana, Cuarcita superior de Cándana y Capas de Tránsito. Los afloramientos del Grupo Cándana en la presente hoja se sitúan dibujando cartográficamente los pliegues que forman el Manto de Mondoñedo y aparecen también en el núcleo de la ventana tectónica del Gistral formando parte del autóctono de dicho manto (Fig. 3). Existen algunas diferencias en estas formaciones entre el alóctono y el autóctono del Manto de Mondoñedo e incluso entre la parte baja (o pliegues basales) y la parte alta del pliegue acostado de Mondoñedo. En la fig. 3, se representa un corte esquemático del manto en el que se han situado las columnas estratigráficas correspondientes a diferentes áreas: en ellas pueden observarse las variaciones existentes de W a E (columnas A, B y C) considerando la posición de estos puntos antes del emplazamiento del manto. Estas columnas han sido obtenidas a partir de los datos de WALTER (1968), BASTIDA y PULGAR (1978) y MARTINEZ CATALAN (1981).

El Grupo Cándana en el autóctono del Manto de Mondoñedo

Uno de los afloramientos del Grupo Cándana en la hoja de La Coruña aparece ocupando una extensa área en la ventana tectónica del Gistral, por debajo del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (Fig. 3C). Estos materiales serían los más orientales previamente al emplazamiento del manto. La sucesión que puede establecerse, de muro a techo es la siguiente:

Las Capas de Cándana Inferior (CA_1).—Están formadas por esquistos moscovíticos y biotíticos con intercalaciones cuarcíticas que son

más frecuentes en la parte inferior de la serie. Su espesor total es de unos 750 m. La parte inferior de esta sucesión debe corresponder a las Cuarcitas de Cándana inferior y la parte alta a las Pizarras de Cándana, formaciones que pueden facilmente ser reconocidas en los materiales que forman parte del alóctono del Manto de Mondoñedo, y que son aquí practicamente imposibles de separar.

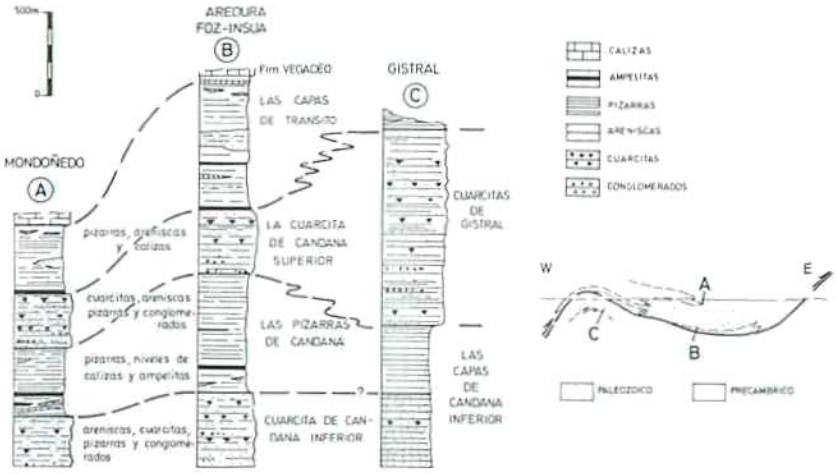

Fig. 3.— Columnas estratigráficas del Grupo Cándana en el autóctono y alóctono del Manto de Mondoñedo.

La Cuarcita de Gistral (CA_1q_3).—Potente serie de cuarcitas entre 1.000 y 2.000 m. de espesor. Son cuarcitas de grano grueso con algunos niveles de conglomerados de cantos fundamentalmente de cuarzo. Estas rocas son conocidas desde antiguo ya que dan lugar a un fuerte relieve que las separa netamente de los otros materiales de la zona.

Aunque su nombre se debe a PARGA PONDAL y ALEXANDRE (1966), citas sobre la existencia de estas cuarcitas se conocen ya desde fines del siglo pasado; la posición estratigráfica de las mismas ha sido objeto de controversia y se les han atribuido diferentes edades desde el Precámbrico (MACPHERSON 1883, 1886; SANCHEZ DE LA TORRE 1962; PARGA PONDAL y ALEXANDRE 1966; ARCE DUARTE y otros 1977b), Cámbrico inferior (LOTZE y SDZUY 1961), y Ordovícico inferior (WALTER 1965; MATTE 1968a). A partir de la cartografía aportada por MARTINEZ CATALAN (1981) y de la interpretación estructural de este autor, parece evidente su atribución al Grupo Cándana y más concretamente a las Cuarcitas del Cándana superior.

Las Capas de Tránsito (CA_1p_2).—De esta formación solamente afloran los niveles basales, formados por esquistos biotíticos con intercalaciones

de cuarcitas, algunas capas delgadas de mármoles y escasos niveles de origen vulcano-detrítico o subvolcánico; en consecuencia, su espesor no puede ser estimado. Dentro de la ventana del Gistral solo se han localizado tres afloramientos en los que los materiales presentan un fuerte metamorfismo y migmatización.

El Grupo Cándana en el alóctono del Manto de Mondoñedo

En el alóctono del Manto de Mondoñedo, pueden diferenciarse y cartografiarse las cuatro formaciones que han sido clásicamente definidas dentro del Grupo Cándana. Existen algunas diferencias entres estas formaciones según se observen en los pliegues que forman parte de la base del manto o en los pliegues de la parte superior de esta estructura. Así, en la fig. 3 se han separado las columnas estratigráficas obtenidas entre Foz y Reinante (parte basal del manto) (Fig. 3B) y en las proximidades de Mondoñedo (parte superior del manto) (Fig. 3A); en ellas puede observarse como las diferencias más importantes se refieren sobre todo a los espesores.

Las Cuarcitas de Cándana inferior (CA_1q_1) .—La formación está constituida por cuarcitas (más frecuentes hacia el techo), areniscas, con algunos niveles de pizarras y otros conglomeráticos situados en su parte basal. Su espesor total esta entre los 250 m. y los 350 m. (ver fig. 3A y B). Los microconglomerados poseen cantos de cuarzo de hasta 6 mm. de diámetro y la matriz de los mismos es cuarzofeldespática. CAPDEVILA (1969) cita la presencia en estos conglomerados de cantos negros de turmalina (de 2 a 4 cm. de diámetro) en una localidad cerca de Villapedre. Las cuarcitas y areniscas se presentan en bancos poco regulares, con frecuentes acuñamientos y espesores de orden centimétrico a métrico. Entre las estructuras sedimentarias presentes, son muy frecuentes las estratificaciones cruzadas de alto ángulo, las laminaciones onduladas y flaser, y menos frecuente, la granoclasificación. Las areniscas contienen cuarzo (a veces azules, según CAPDEVILA, 1969), feldespato potásico, plagioclasas y micas. Las pizarras son muy escasas y se presentan como pequeñas capas intercaladas entre areniscas y cuarcitas.

Las Pizarras de Cándana (CA_1p_1).—Están constituidas por esquistos y filitas que en algunas zonas alternan con capas finas de areniscas. Hacia la parte baja es frecuente la presencia de niveles calcáreos lenticulares, principalmente calizas y calizas dolomíticas muy marmorizadas. Otros niveles calcáreos aparecen muy esporádicamente intercalados hacia la mitad de la sucesión. Debido al metamorfismo, algunas capas calcosilicatadas se tranforman en neises plagioclásicos-anfibólicos. Es muy característico de esta formación la presencia de niveles de pizarras negras ampelíticas. El espesor total de la formación oscila entre los 400 m. en el interior y los 700-1.000 m. en la costa.

Las Cuarcitas de Cándana superior (CA_1q_2).—Las litologías presentes en esta formación son: cuarcitas, areniscas de grano grueso y pizarras. Localmente existen conglomerados con cantos de cuarzo de hasta 9 mm.

de diámetro, en menor proporción de feldespato y en alguna ocasión de esquistos. Las areniscas son de naturaleza arcósica y presentan estratificación cruzada tabular y granoclasificación. El espesor varía entre los 150 m., en las proximidades de Mondoñedo, y los 300 m. en las localidades situadas en la costa.

Las Capas de Tránsito (CA_1p_2).—Están formadas por una alternancia de pizarras verdes y areniscas rosadas. Hacia el techo de la sucesión es frecuente la presencia de margas, calizas grises y dolomías pasando gradualmente a la Formación Vegadeo. Cerca de la base se localiza un nivel de ampelitas de unos 20 a 40 m. de espesor en las que WALTER (1966) cita hyolítidos. En la playa de Benquerencia existen algunas variaciones sobre la litología general descrita. Así, se reconoce un paquete cuarcítico de unos 150 a 200 m. de espesor en la parte media de la formación, varios niveles anfibólicos y algunos niveles de pizarras ampelíticas repartidas por la serie. El espesor total es de unos 250 m. en la zona de Mondoñedo. En la costa el espesor puede estar entre los 600 y los 900 m., siendo difícil de precisar debido a la deformación.

Características sedimentológicas y edad del Grupo Cándana

Poco puede decirse en lo que se refiere a las facies que presentan las distintas formaciones del Grupo Cándana, ya que no existe ningún estudio sedimentológico de detalle realizado en la hoja de La Coruña. En la Zona Asturoccidental-leonesa y fuera de esta hoja, unicamente existe un análisis sedimentológico realizado por JARITZ y WALTER (1970) de una sección de este grupo en las proximidades de Puentenuevo y una breve descripción sedimentológica realizada por CRIMES et al (1977) en los alrededores de Cudillero. Estos estudios, así como las secuencias litológicas y las estructuras sedimentarias observadas parecen indicar condiciones de depósito realizadas en medios marinos someros y continentales.

Los primeros datos paleontológicos de la sucesión paleozoica en el Dominio del Manto de Mondoñedo, se localizan en las Capas de Tránsito (LOTZE y SDZUY 1961). WALTER (1968) cita en la parte superior de esta formación, en la localidad de La Hermida (cerca de Mondoñedo) la presencia de Trilobites y Arqueociatos. Entre los primeros, este autor cita: *Wutingaspis* n. sp., *Metadoxides* cf. *richterorum* SDZUY? *Dolerolenus* sp., cf.? *Paradoxides bifidus* BORNEMANS; entre los arqueociatos, WALTER cita la presencia de: *Ajacicyathus acutus* (BORN) y *Ajacicyathus* cf. *eremitae* (SIMON). Con posterioridad, BASTIDA Y PULGAR (1978) localizaron algunas pistas fósiles entre las que se encuentran: *Phycodes pedum, Phycodes palmatum, Planolites* sp., *Helminthopsis*? sp.. Una asociación de pistas fósiles similar a la aquí descrita ha sido citada por CRIMES y otros (1977) en los niveles de tránsito entre la Formación Cándana y la Caliza de Vegadeo cerca de Cudillero.

Los datos paleontológicos citados, tanto los Trilobites como los Arqueociatos, indican una edad Cámbrico inferior. La asociación de

icnofósiles es también común en el Cámbrico inferior de diversas partes del mundo (CRIMES y otros 1977). Para obtener mayores precisiones en cuanto a la edad del Grupo Cándana es necesario tener en cuenta otros hallazgos paleontológicos dentro de las Zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica. La mayor parte de los fósiles encontrados hasta ahora proceden de la parte alta de la sucesión. Así, en la Zona Cantábrica y en la región de Barrios de Luna, LOTZE Y SDZUY (1961) localizaron una fauna de *Dolerolenus* en la parte alta de la Formación Herreria, lo que permitió atribuir estas capas al Cámbrico inferior. Estos mismos autores y en el mismo trabajo citan en la Zona Asturoccidental-leonesa, en la Concha de Artedo, *Metadoxides* que permitirían igualmente considerar a la parte alta de las Cuarcitas de Cándana como Cámbrico inferior. Más adelante SDZUY (1971) y en comunicación personal a CRIMES y otros (1977), encontró en las Capas de Cayetano (parte alta de la Cuarcita de Cándana), en la Concha de Artedo, trilobites pertenecientes a la parte baja del Cámbrico inferior, que en términos de la escala siberiana corresponderían al Atdabanense y probablemente los fósiles más antiguos caracterizarían la parte baja del Atdebanense. Debido a que por debajo de estas faunas todavía queda una espesa serie, la parte baja del Grupo Cándana podría ser Tomotiense o incluso corresponder al Precámbrico (CRIMES y otros, op. cit.).

La Caliza de Vegadeo ($CA_{1-2}c$)

Sobre el Grupo Cándana se dispone una sucesión de calizas y dolomías conocidas con el nombre de Calizas de Vegadeo. El primero en usar este término fue BARROIS (1882), quien denominó "Calizas y pizarras de *Paradoxides* de la Vega" al horizonte carbonatado sobre el que localizó la fauna primera, en las inmediaciones de Vegadeo. WALTER (1963, 1966), basándose en el autor anterior, propone el nombre de Caliza de Vegadeo que es el que aquí se sigue.

Desde el punto de vista petrográfico, esta formación está constituida por calizas y dolomías intensamente recristalizadas debida a la acción del metamorfismo regional. La potencia de la misma se sitúa en torno a los 100 m. de espesor.

Los estudios sedimentológicos y estratigráficos sobre esta formación se deben a ZAMARREÑO y otros (1975) y ZAMARREÑO y PEREJON (1976). Estos autores han realizado un estudio en un área alejada de la presente hoja, pero sus conclusiones pueden hacerse extensivas a la misma ya que las características generales de la formación no varían sustancialmente. Puede afirmarse que la Caliza de Vegadeo representa una sedimentación marina del tipo de llanura mareal o nerítica no muy profunda.

La edad de la Formación Vegadeo queda precisada por la existencia de yacimientos fosilíferos situados en los niveles supra e infrayacentes. Al describir las Capas de Tránsito del Grupo Cándana ya ha sido citada la fauna de edad Cámbrico inferior procedente de La Hermida. Por encima de la Caliza de Vegadeo no se han encontrado yacimientos importantes

de Trilobites en la hoja de La Coruña; unicamente se han reconocido restos inclasificables. Al Este de esta hoja y muy cerca de su límite, en los alrededores de Vegadeo (BARROIS 1882; LOTZE 1961), Presa (MELENDEZ y ASENSIO AMOR 1964) y Bres (WALTER 1963, 1968; SDZUY 1968), existen importantes yacimientos de Trilobites. En Bres existe uno de los mejores yacimientos de la Zona Asturoccidental-leonesa. En él, a unos pocos metros del techo de la Caliza de Vegadeo, LOTZE y SDZUY (1961) y WALTER (1968) reconocieron numerosas especies de Trilobites que permiten atribuir estos materiales a la parte baja del Cámbrico medio. De este modo, la Caliza de Vegadeo correspondería al Cámbrico inferior y la parte más alta quizás al Cámbrico medio.

Serie de los Cabos

En el Dominio del Manto de Mondoñedo, por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúa una sucesión detrítica de gran espesor cuya edad queda comprendida entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior. Los afloramientos de estos materiales en la hoja de La Coruña se restringen a su franja más oriental.

Las primeras referencias a esta formación se remontan a la segunda mitad del siglo XIX. BARROIS (1882) la denominó Areniscas de Cabo Busto y le atribuyó una edad cámbrica. La denominación actual de Serie de los Cabos es debida a LOTZE (1958, LOTZE y SDZUY, 1961) que es quien por primera vez establece una síntesis de sus características litológicas y estratigráficas. Con posterioridad, FARBER y JARITZ (1964) y JARITZ y WALTER (1970) realizaron una aproximación al estudio sedimentológico de la formación proponiendo una división litoestratigráfica para la misma dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa. En el dominio del Manto de Mondoñedo, WALTER (1963, 1966, 1968) realizó una cartografía muy precisa, estableciendo tres divisiones en la Serie de los Cabos y definiendo sus principales características. Estas divisiones fueron denominadas por este autor de abajo a arriba: Capas de Riotorto, Capas de Villamea y Capas del Río Eo. Estas divisiones han sido mantenidas por autores posteriores (MARTINEZ CATALAN 1981) y serán también usadas aquí.

Trabajos recientes sobre las características litológicas y sedimentológicas de la Serie de los Cabos en áreas vecinas a las de la hoja de La Coruña han sido realizados por MARCOS (1973), BALDWIN (1975) y MARCOS Y PEREZ-ESTAUN (1976, 1981).

Las Capas de Riotorto (CA_2p).—En las Capas de Riotorto se pueden diferenciar dos miembros, uno inferior de pizarras, margas, niveles carbonatados y delgadas capas de areniscas, y otro superior con areniscas y pizarras verdes. En el miembro inferior, dentro de la presente hoja, se han localizado restos de Equinodermos (WALTER 1966, 1968). Dentro de estos niveles, en otras localidades de la Zona Asturoccidental-leonesa, se han citado diversos yacimientos de Trilobites que han

permitido datarlos como Cámbrico medio (BARROIS 1882; LOTZE Y SDZUY 1961; WALTER 1963, 1966, 1968; MELENDEZ Y ASENSIO AMOR 1964; SDZUY 1968; MARCOS 1973; MARCOS y PEREZ-ESTAUN 1976). El espesor de este miembro es de unos pocos metros.

El miembro superior de las Capas de Riotorto esta constituido por pizarras y areniscas, presentando un espesor de unos 200 m. A veces, cerca de la base, se sitúa un nivel delgado de cuarcitas. Todas las estructuras sedimentarias presentes en las areniscas indican condiciones sedimentarias marinas someras.

Las Capas de Villamea (CA_{2-3}-O_1).—Consiste en una alternancia de areniscas y pizarras en niveles centimétricos, lo que les da un aspecto más pizarroso que a las Capas de Riotorto. Hacia el techo de la sucesión, estos materiales se hacen más arenosos y presentan algunos bancos potentes de cuarcitas. El contacto con las Capas de Riotorto es gradual pero rápido. La potencia varía entre los 400 y los 1.000 m. según se considere el flanco occidental o el flanco oriental del Sinclinal de Rececende.

Las diferencias entre las Capas de Villamea y el miembro superior de las de Riotorto se basa fundamentalmente en el color de las pizarras, grises en el primer caso y verdes en el segundo. Esta diferencia de color pone de manifiesto una diferencia en su composición, que se evidencia igualmente durante el metamorfismo posterior ya que el cloritoide es frecuente en las pizarras de las Capas de Villamea y no existe en el miembro superior de Riotorto.

No existen hallazgos paleontológicos dentro de las Capas de Villamea en la presente hoja ni en el resto del Dominio del Manto de Mondoñedo.

Las Capas del Río Eo (O_1q_1, O_1q_2).—En las Capas del Río Eo pueden distinguirse dos miembros: uno inferior de areniscas, cuarcitas y pizarras y otro superior de cuarcitas en bancos gruesos.

WALTER (1966, 1968) denominó a estos miembros Capas inferiores del Río Eo y Capas superiores del Río Eo respectivamente.

Las Capas inferiores del Río Eo tienen un espesor de unos 150 a 200 m. El porcentaje de las areniscas sobre el resto de las litologías es muy elevado (mayor de 70%). La geometría de las capas es generalmente tabular y presentan laminación paralela y estratificación cruzada. Es frecuente en estos niveles la presencia de icnofósiles, especialmente *Cruzlana* (MARCOS 1973, 1976).

Las Capas superiores del Río Eo forman el techo de la Serie de los Cabos constituyendo un excelente nivel de referencia. El espesor de las cuarcitas de este miembro se sitúa en torno a los 80 m. La geometría de las capas cuarcíticas es tabular, destacando en ellas la presencia de estratificación cruzada de gran escala y laminación paralela.

Facies y edad de la Serie de los Cabos.—La interpretación de la Serie de los Cabos desde el punto de vista sedimentológico no resulta sencilla y no existe ningún estudio de detalle en este sentido dentro de la presente hoja. En términos generales, la sedimentación tuvo lugar en un medio marino de poco fondo, presentando una gran variación de facies dentro de este mismo medio. Así, se encuentran representadas facies intermareales, de barra de arena y submareales entre otras. En las proximidades de la hoja de La Coruña, en la región de Vegadeo, MARCOS y PEREZ-ESTAUN (1976, 1981) han puesto de manifiesto la existencia dentro de la Serie de los Cabos de una fase transgresiva mayor en la evolución de la cuenca Cambro-Ordovícica, con excepción de los metros finales de la sucesión que representan una regresión. Otros estudios sedimentológicos sobre esta formación en la Zona Asturoccidental-leonesa, han sido realizados por MARCOS (1973) y BALDWIN (1975, 1977). Ambos autores encuentran facies sedimentarias y evolución semejantes a las aquí descritas.

Por lo que se refiere a la edad, ya se ha indicado anteriormente que los niveles basales de la Serie de los Cabos estan constituidos en gran parte por pizarras verdes con fósiles (principalmente Trilobites), que permiten fijar el límite inferior de la edad de la formación. Según los datos aportados por SDZUY (1968) procedentes de Bres, los niveles fosilíferos más bajos contienen fauna que corresponde a un nivel muy bajo dentro del Cámbrico medio. En niveles superiores se encuentran diferenciados varios subpisos del Cámbrico medio llegando hasta el subpiso de *Solenopleuropsis*. El resto de la Serie de los Cabos, hasta las Capas inferiores del Río Eo, no contienen fósiles que permitan precisar la edad. En las Capas inferiores del Río Eo, existen pistas fósiles de Trilobites (principalmente *Cruziana*) que pueden aportar algún dato. Así, la presencia de ejemplares de *Cruziana* del grupo *"rugosa"* (SEILACHER 1970) permite atribuir estos niveles al Ordovícico inferior. Por otra parte, los fósiles encontrados en muchas localidades, en la Zona Asturoccidental-leonesa, por encima de la Serie de los Cabos corresponden ya al Ordovícico medio. En conclusión, la Serie de los Cabos se extiende temporalmente desde el Cámbrico medio al Ordovícico inferior (ambos inclusive). No existen datos paleontológicos que permitan deducir la existencia de Cámbrico superior y Tramadoc dentro de la formación, aunque deben estar representados, dado el carácter continuo de la sucesión. Existe, no obstante, la posibilidad de que los materiales del Ordovícico inferior sean transgresivos sobre los del Cámbrico (PEREZ-ESTAUN 1978). Quedan de este modo sin precisar los límites Cámbrico medio—Cámbrico superior, Cámbrico superior—Tremadoc y el Tremadoc—Arenig.

Pizarras de Luarca (O_2P_1)

En los núcleos de los sinclinales de Villaodrid y Rececende y sobre la Serie de los Cabos, se sitúa una sucesión de pizarras negras conocidas desde antiguo como Pizarras de Luarca (BARROIS 1882). Se trata de una

sucesión de unos 200 m. de espesor de pizarras negras ricas en pirita, conteniendo algunos niveles de arenisca en su parte basal (MARCOS y otros 1977) y diversos horizontes de hierro oolítico hacia la parte inferior. En la parte superior de la formación aparecen unos pocos metros de areniscas y cuarcitas intercaladas en las pizarras.

Por lo que respecta a la edad, las Pizarras de Luarca han sido atribuidas al Ordovícico medio desde el hallazgo realizado por PRADO (1857) de la "fauna segunda" en los alrededores de Luarca. Esta edad se ha visto confirmada posteriormente por otros autores en un gran número de localidades dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (BARROIS 1882; HERNANDEZ-SAMPELAYO 1915, 1924; WALTER 1965, 1966, 1968; MARCOS 1970, 1973; LUNAR HERNANDEZ 1977; PEREZ-ESTAUN 1978). En el sinclinal de Villaodrid y muy próximo a la hoja de La Coruña existen referencias de la existencia de varios yacimientos (HERNANDEZ SAMPELAYO 1915; WALTER 1968), entre los que destaca principalmente la presencia de *Didymograptus murchisoni* BECK y *Neseuretus tristani* (BRONG). Estos y otros fósiles indican una edad Llanvirn para la parte baja de las Pizarras de Luarca.

Las Capas de la Garganta (S)

Las Capas de la Garganta están formadas por pizarras negras ampelíticas que aparecen en estrechas bandas, limitadas en parte por cabalgamientos, situadas en los núcleos de los sinclinales de Villaodrid y Rececende. La denominación "Capas de la Garganta" se debe a MARCOS (1973), siendo en muchas ocasiones citados estos materiales como "pizarras y ampelitas silúricas". El mayor espesor observable no supera los 50 m. Es muy frecuente en estas pizarras la existencia de abundante faunas de Graptolites cerca de la base. En el sinclinal de Villaodrid, HERNANDEZ SAMPELAYO (1915), con base en estos fósiles atribuyó al Wenlock y Ludlow esta formación. Posteriormente QUINTERO (1962) y WALTER (1966, 1968) completaron la datación, precisando una edad Llandovery medio-superior para la base de las Capas de la Garganta. Así WALTER (1966, 1968) cita la presencia en la región de Mondoñedo entre otros, de estos fósiles: *Monograptus turriculatus turriculatus* BARR., *M. turriculatus minor* BOUC., *M. circularis* ELLES & WOOD, *M. planus* BARR., *M.* cf. *proteus* BARR., *M.* cf. *nudus* LAPW, *Climacograptus innotatus, Petalotithus* cf. *giganteus* BOUC & PRIB, *M. hercinicus.* En la memoria de la hoja de Mondoñedo (ARCE DUARTE y otros 1977a) han sido citados también *Monograptus halli* BARR., *M. mocoyi* LAPN., *Retiolites geintzianus* BARR., *M. priodon* BRONN y *M. dubius* SUESS.

Por encima de los niveles basales con fósiles, las pizarras suelen presentar abundante cloritoide originado durante el metamorfismo regional. La presencia de este mineral indica la existencia de un quimismo diferente en estas capas con relación a las ampelitas de la base de la formación. En particular, dete tratarse de rocas con alto contenido en Al y alta relación Fe/Mg.

La presencia de las Capas de la Garganta, de edad silúrica, sobre las Pizarras de Luarca del Ordovícico medio, indica la existencia de una laguna estratigráfica que abarcaría al Ordovícico superior (MARCOS 1973; PEREZ-ESTAUN 1978; MARTINEZ CATALAN 1981).

LA SUCESION ESTRATIGRAFICA EN EL DOMINIO DEL OLLO DE SAPO

El Dominio del Ollo de Sapo abarca el área comprendida entre la falla de Vivero y la franja Puentedeume-Valdoviño (Fig. 2). Es necesario resaltar que aunque en términos generales los materiales de este dominio presentan características comunes, existen algunas diferencias, sobre todo en los materiales silúricos, entre las sucesiones de uno y otro lado del antiforme del Barquero. Entre los trabajos básicos sobre la estratigrafía de este dominio en su parte más septentrional, se pueden resaltar los de PARGA PONDAL y GOMEZ DE LLARENA (1963), PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA (1964), MATTE (1968) y las memorias de las hojas geológicas a escala 1:50.000 comprendidas en el mismo.

En el Dominio del Ollo de Sapo se puede distinguir la siguiente sucesión de abajo a arriba:

—Formación Ollo de Sapo
—Materiales del Ordovícico inferior: Pizarras de los Montes y Cuarcita Armoricana
—Pizarras de Luarca
—La sucesión silúrica

La Formación Ollo de Sapo

La denominación de esta formación corresponde a HERNANDEZ SAMPELAYO (1922) que tomó el nombre popular que se usaba en la región para definir a una roca caracterizada por la presencia de cuarzos azules y feldespatos, a veces de gran tamaño, incluidos en una matriz pelítica. Las primeras descripciones de estas rocas de aspecto porfiroide fueron realizadas por MACPHERSON (1883) y HERNANDEZ SAMPELAYO (1922). Con posterioridad existe un gran número de publicaciones que hacen referencia a esta formación entre las que cabe destacar las de LOTZE (1945), PARGA PONDAL (1960), RIEMER (1963), PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA (1964), MATTE (1968a), CAPDEVILA (1969), MARTINEZ GARCIA (1973), FERNANDEZ CASALS (1976), NAVIDAD (1978) y GONZALEZ LODEIRO (1980) entre otras. De entre todos estos trabajos, el de PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA representa un estudio completo sobre la petrografía y origen de la Formación Ollo de Sapo que ha sido siempre el punto de partida de todos los estudios posteriores.

La Formación Ollo de Sapo aparece en la cartografía como una banda de espesor variable, nunca superior a los 25 Km., que aflora en el antiforme que lleva su mismo nombre y que puede seguirse desde la costa

Cantábrica (El Barquero) hasta quedar oculta por el Terciario de la meseta, al E de la Sanabria (Zamora). Reaparece posteriormente, en el centro de la Península, formando un gran afloramiento en Hiendelaencina (Guadalajara).

Desde el punto de vista estratigráfico, esta formación se sitúa por debajo de rocas pertenecientes claramente al Ordovícico inferior, las Pizarras de los Montes, y no existen otras formaciones por debajo de ella en la presente hoja. Las Pizarras de los Montes presentan generalmente en su base conglomerados y muy cerca de la base de esta formación han sido encontrados ejemplares de *Cruziana* del grupo *rugosa* que permite establecer su edad (MATTE 1968a; PEREZ-ESTAUN 1978).

En la Formación Ollo de Sapo, dentro de la hoja de La Coruña, se pueden distinguir dos miembros: el miembro inferior, denominado "Ollo de Sapo de grano grueso", y el miembro superior denominado "Ollo de Sapo de grano fino". La denominación grano grueso o grano fino se basa en la presencia o no de megacristales de feldespato. Con el metamorfismo, todos estos materiales se transformaron en neises glandulares. Se han reconocido también facies mixtas, con neises de grano grueso y fino, además de materiales metapelíticos y cuarcitas. Estas facies mixtas se han incorporado a los neises de grano fino en la cartografía de la hoja de La Coruña dada su difícil separación.

El Ollo de Sapo de grano grueso ($PC\zeta_1$).—Este miembro esta constituido por neises glandulares de aspecto muy uniforme, en los que dificilmente se aprecia la estratificación original; solamente en afloramientos aislados se alcanza a diferenciar lentejones constituidos por neises de grano más fino. Debida a la deformación, en todas estas rocas se desarrolla una anisotropía planar muy penetrativa. La matriz, cuyo porcentaje se sitúa en torno al 50%, es de grano fino a medio y esta compuesta por sericita, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, clorita y biotita; los megacristales son de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Los cristales de cuarzo, cuyo diámetro llega hasta 1 cm., suelen presentar un color azulado debido a la presencia de numerosas agujas de rutilo. En ocasiones presentan golfos de corrosión.

Los megacristales de plagioclasa suelen presentar tamaños en torno a los 5 cm. aunque pueden llegar a los 10 y 12 cm. Estos cristales aparecen aislados o en sineusis. Cuando se presentan aislados suelen ser idiomorfos o subidiomorfos. Están generalmente maclados según la ley de la albita y presentan inclusiones de micas, cuarzo, epidota y calcita.

Los cristales de feldespato potásico llegan a ser de grandes dimensiones, estando comprendido su tamaño entre los 3 y 7 cm. Todos son zonados, estando en muchos casos marcada esta zonación por cristales de mica negra. Estos cristales se presentan de distintas formas: simples, afectados por una o varias maclas y organizados en agrupamientos complejos. Los cristales simples son poco frecuentes y al igual que todos los demás, se encuentran parcialmente reemplazados por albita.

Los más comunes son los cristales de feldespato potásico en macla de Carlsbad y, en ocasiones, en torno a estos cristales maclados se juntan otros formando agrupaciones complejas.

El Ollo de Sapo de grano fino ($PC\zeta_2$).—El Ollo de Sapo de grano fino, situado sobre el anterior, presenta las mismas características generales, con la principal excepción de los megacristales de feldespato potásico. Texturalmente aparecen como microconglomerados. La matriz de estas rocas esta formada por agregados de grano fino de cuarzo, mica, plagioclasa y, a veces, carbonatos. Existen algunas capas en las que se pueden observar estructuras sedimentarias tales como granoclasificación. Esta granoclasificación produce un tránsito gradual en la misma capa desde microconglomerados a pelitas.

Dentro de los niveles de Ollo de Sapo de grano fino, aparecen a veces niveles de esquistos, cuarcitas y esquistos cuarzo-feldespáticos. Los niveles de esquistos estan compuestos por moscovita, biotita, cuarzo y plagioclasa. Las cuarcitas son muy micáceas y se presentan siempre en niveles muy delgados.

Edad y origen de la Formación Ollo de Sapo.—Como ya ha sido expresado con anterioridad, la Formación Ollo de Sapo aparece estratigraficamente por debajo de rocas de edad Ordovícico inferior y, en consecuencia, la edad de esta formación es preordovícica. Una mayor precisión es difícil de establecer y en los últimos tiempos se le han atribuido edades diversas que han originado grandes controversias. Así, entre otros, MACPHERSON (1883) le atribuye una edad cámbrica y HERNANDEZ SAMPELAYO (1922) y LOTZE (1945) precámbrica; PARGA PONDAL y otros (1964) consideran que debe ser infracámbrica dada su posición por debajo de sedimentos que consideran de edad Cámbrico superior y por comparación con otras regiones de la Península Ibérica y Francia. ANTHONIOZ y FERRAGNE (1967, 1969) y FERRAGNE (1972) le atribuyen una edad Cambro-Ordovícica. MATTE (1967, 1968a y b) y CAPDEVILA (1969) establecen una relación entre los materiales precámbricos del NW de la Península y sitúan a estos porfiroides por debajo de las Pizarras del Narcea, considerándolos precámbricos. MARTINEZ GARCIA (1973) y MARTINEZ GARCIA y otros (1975), señalan la presencia de materiales de probable edad Cámbrico inferior por debajo de la Formación Ollo de Sapo en la Zona de Sanabria y le dan por tanto una edad Cámbrica y Ordovícica.

Como puede observarse, la discusión se establece entre considerar al Ollo de Sapo como Cámbrico o como Precámbrico, sin que hasta el momento se conozcan argumentos definitivos. Existe, no obstante, un gran problema por lo que se refiere a la correlación de esta formación con los materiales cámbricos y ordovícicos del Dominio del Manto de Mondoñedo, en los que no se reconocen facies semejantes. Las únicas rocas bien datadas que pueden presentar una lejana similitud con la Formación Ollo de Sapo en el NW de la Península, son los porfiroides presentes en las Pizarras del Narcea, aunque sus dimensiones son mucho

más reducidas (SUAREZ y SUAREZ 1976; PEREZ-ESTAUN y MARTINEZ FERNANDEZ 1978).

En cuanto al origen de la Formación Ollo de Sapo, los distintos autores muestran criterios y posiciones muy similares en lo referente al Ollo de Sapo de grano fino, pero no en lo que se refiere al de grano grueso. En general, todos ellos admiten un origen poligénico para el total de la formación.

Por lo que respecta al Ollo de Sapo de grano fino, el hecho de que aparezca frecuentemente bien estratificado, con granoclasificación en algunos estratos, y una litología variada incluyendo niveles pelíticos, samíticos y cuarcíticos, parece apoyar un origen esencialmente sedimentario, aunque algunos niveles procedan claramente de rocas volcánicas ácidas o tobas (PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA 1964, CAPDEVILA 1969). La composición química de estos neises de grano fino indica generalmente composición grauváquica (CAPDEVILA 1969; NAVIDAD 1978).

Respecto al Ollo de Sapo de grano grueso, las interpretaciones son más variadas. Así, algunos consideran a esta parte de la formación como de origen exclusivamente detrítico (APARICIO y otros 1975, entre otros), como volcánica o subvolcánica (RIEMER 1963), o que se trata en parte de antiguos granitos neisificados (PARGA PONDAL y otros 1964; MATTE 1968a; CAPDEVILA 1969; SCHAFER 1969; FERNANDEZ CASAL 1974, 1976; NAVIDAD 1978 y GONZALEZ LODEIRO 1980, entre otros).

PARGA PONDAL y otros (1964) son los que establecen por vez primera un origen poligénico para la Formación Ollo de Sapo y la consideran constituida por rocas detríticas cuyos elementos clásticos provienen probablemente de granitos y neises y por rocas volcánicas más o menos tobáceas. No obstante, es CAPDEVILA (1969) quien establece una discusión documentada sobre el Ollo de Sapo de grano grueso. Este autor considera que podrían plantearse inicialmente dos hipótesis sobre el origen de este miembro; una de ellas es que se trate de una antigua roca in situ (granito porfiroide, neis, lavas o tobas) transformado por de rocas grauváquicas o conglomeráticas. CAPDEVILA rechaza la primera hipótesis con base a una serie de argumentos: a) la matriz que presentan estos neises es muy fina como para que derive de un granito; b) los neises presentan cuarzos riolíticos; c) los megacristales de feldespato alcalino son idiomórficos o subidiomórficos y tienen zonación, lo cual hace difícil que se trate de antiguos neises. En contra de un origen a partir de lavas, este autor, argumenta que los megacristales de feldespato potásico son antiguos fenocristales magmáticos, tienen una morfología diferente de los de los de rocas volcánicas y su tamaño no corresponde con el que tendrían rocas volcánicas con la composición de estos neises. El mismo autor considera que un origen sedimentario, resultante de la alteración de granitos porfiroides y de lavas ácidas explicaría la matriz fina, la forma y tamaño de los feldespatos y la presencia de cuarzos riolíticos. Así, el Ollo de Sapo de grano grueso podría considerarse como

un conglomerado resultante de la erosión de un zócalo granítico (MATTE 1967, 1968a).

NAVIDAD (1978) ha realizado un estudio geoquímico del Ollo de Sapo en la región de Hiendelaencina y en Sanabria y respecto al miembro de grano grueso concluye que tendría en parte un origen volcánico o subvolcánico y en parte un origen detrítico. El origen volcánico explicaría, según la autora, la presencia de cuarzo riolítico, plagioclasas idiomórficas con maclas de origen ígneo, ortosas desestabilizadas, así como la presencia de algunas intercalaciones de carácter félsico o algunas inclusiones que podrían ser xenolitos. Por su quimismo, podrían ser asimilables a secuencias ígneas de tipo calcoalcalino o, dada la gran proporción de alúmina encontrada en algunas muestras, a rocas de tipo arcósico.

Puede afirmarse, en conclusión, que existen evidencias para interpretar esta formación como derivada de rocas detríticas y volcánicas. Esta interpretación no impide de todos modos que, en algunas zonas, el Ollo de Sapo de grano grueso pueda derivar de antiguos granitos, tal como ha sido apuntado por algunos autores, dada la dificultad que supondría la diferenciación de estas posibles facies (FERNANDEZ CASALS 1974, 1976).

Los materiales del Ordovícico Inferior (O_1p_2 . O_1q_3)

Dentro de los materiales correspondientes al Ordovícico inferior en el Dominio del Ollo de Sapo se reconocen dos formaciones: Las Pizarras de los Montes (O_1 p_2) y la denominada "Cuarcita Armoricana" (O_1 q_3).

Con el nombre de Pizarras de los Montes, RIEMER (1966) designa a una serie de pizarras, areniscas y cuarcitas situadas entre la Formación Ollo de Sapo y la "Cuarcita Armoricana" en la región de Monforte de Lemos. La sucesión que presenta esta formación en el Dominio del Ollo de Sapo es muy constante, pudiendo seguirse a ambos lados del antiforme del Barquero. El corte existente entre la playa de Area Grande y la Ría de Vivero (flanco oriental del antiforme), constituye un buen ejemplo de la sucesión del Ordovícico inferior en este dominio. En esta sección, representada en la fig. 4, pueden distinguirse las siguientes partes:

En la base aparecen unos pocos metros de pizarras con niveles delgados de areniscas, cuarcitas y más raramente de microconglomerados, que hacia arriba pasan a niveles potentes de areniscas (nivel 2, fig. 4). Lateralmente estos niveles se transforman en un horizonte de cuarcitas que de una forma bastante constante, se puede seguir a lo largo del contacto con la Formación Ollo de Sapo. En la playa de Area Grande, el contacto con la Formación Ollo de Sapo es muy neto, existiendo únicamente en el límite un microconglomerado de unos pocos centímetros. El espesor total de este nivel es de unos 70 m. Regionalmente, este nivel se apoya en ocasiones sobre el Ollo de

Sapo de grano fino (hecho más frecuente) y en otras sobre el de grano grueso (hoja 1:200.000 de Lugo). La existencia de una discordancia entre el Ollo de Sapo y este nivel ha sido apuntada por GONZALEZ LODEIRO (1980).

Nivel de pizarras negras de unos 150-200 m. de espesor (nivel 3, fig. 4.). De abajo a arriba este nivel presenta pizarras negras, una capa de cuarcitas de unos 10 m. y areniscas y pizarras intercaladas. Las cuarcitas de la parte media se hacen más gruesas hacia el S y pueden llegar a ser cartografiables (hoja de Puentedeume).

Por encima de los niveles descritos, pertenecientes a las Pizarras de los Montes, existe una sucesión de cuarcitas ("Cuarcita Armoricana"), en las que también se pueden distinguir varias partes:

—Cuarcitas en bancos gruesos (nivel 4, fig. 4), con unos 50 m. de espesor. Son cuarcitas de color blanco, con estratificación cruzada muy frecuente.

—20-40 m. de areniscas, cuarcitas y pizarras en bancos delgados (nivel 5, fig. 4).

—20 m. de cuarcitas en bancos gruesos (nivel 6, fig. 4).

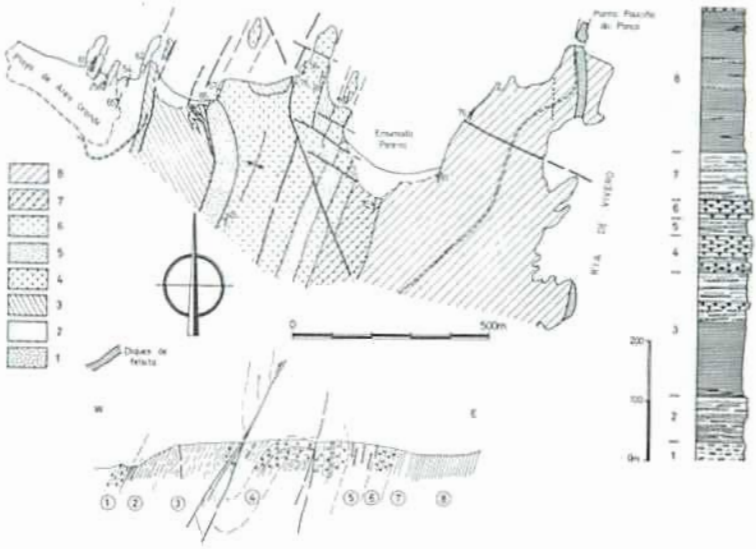

Fig. 4.— Esquema geológico, corte y columna estratigráfica de los materiales ordovícicos en el flanco oriental del antiforme del Barquero (Playa de Area Grande a Ría del Vivero). 1, Formación Ollo de Sapo; la descripción de los miembros 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8 se encuentra en el texto.

Los niveles arriba citados se pueden diferenciar en todo el ámbito del Dominio del Ollo de Sapo, manteniéndose también practicamente constantes los espesores de las Pizarras de los Montes (unos 270-300 m.) y de la "Cuarcita Armoricana" (100-120 m.).

La edad de las Pizarras de los Montes no ha podido ser establecida con precisión dada la ausencia de fósiles. Fuera de la presente hoja, en la parte S del antiforme del Ollo de Sapo se han encontrado ejemplares de *Cruziana* del grupo *rugosa* (SEILACHER 1970) en los niveles de cuarcitas que se sitúan en la parte baja de las Pizarras de los Montes (MATTE 1968a; PEREZ-ESTAUN 1978). De acuerdo con estos icnofósiles, la edad de la base de la formación correspondería al Ordovícico inferior. En la "Cuarcita Armoricana" es frecuente la presencia de pistas fósiles del mismo grupo que las ya citadas y por tanto su edad también puede atribuirse al Ordovícico inferior.

Las Pizarras de Luarca (O_2P_1)

Las pizarras de Luarca en el Dominio del Ollo de Sapo presentan algunas variaciones de E a W en lo que se refiere a su espesor y a los diferentes miembros que en esta formación se reconocen.

En el flanco oriental del antiforme del Ollo de Sapo, por encima de la "Cuarcita Armoricana", existe una sucesión de areniscas y pizarras (unos 80 m. de espesor) que progresivamente y hacia el techo pasan a pizarras negras muy homogéneas (Fig. 4, nivel 7). Esta parte basal de las Pizarras de Luarca ha sido denominada en ocasiones "Serie de Transición". Por encima de estos niveles, se encuentran unos 700-800 m. de pizarras negras con algunas laminaciones arenosas. Dentro de estas pizarras, existen algunos niveles de hierro oolítico y, en general, es frecuente la presencia en todas ellas de sulfuros de hierro. Hacia el techo de la sucesión, vuelven a existir algunos niveles arenosos y cuarcíticos.

En el flanco occidental del antiforme del Ollo de Sapo, la sucesión de las Pizarras de Luarca muestra un espesor menor (550-600 m.) y presenta una particularidad importante, como es la existencia de pizarras con cantos de naturaleza diversa cerca del contacto con los materiales silúricos (PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA 1964). Estos niveles de pizarras con cantos poseen un espesor variable, normalmente entre los 100 y 125 m. (Fig 5). Los cantos poseen una morfología irregular, aparecen como elementos dispersos en una matriz pizarrosa y presentan tamaños que van desde varios milímetros hasta los 10 o 15 cm. Son generalmente cantos de cuarzo, cuarcita o arenisca. Estos niveles muestran variaciones laterales importantes en cuanto a la cantidad de cantos, pudiendo pasar de pizarras negras homogéneas o pizarras con laminaciones arenosas a estas pizarras con cantos.

La existencia de pizarras con cantos dispersos son conocidas en el Ordovícico de la Zona Asturoccidental-leonesa y en otras partes de la Península Ibérica (RIEMER 1966; MATTE 1968a; PLOGMAN 1973; TAMAIN 1978; ROBARDET 1980; IGLESIAS Y ROBARDET 1980; PEREZ-ESTAUN y MARCOS 1981). La interpretación sobre el origen de estos sedimentos ha sido muy variada, existiendo dos ideas básicas. Una de las hipótesis, la más generalizada, preconiza un origen glaciomarino (ROBARDET 1980; IGLESIAS y ROBARDET 1980); la otra considera que estos depósitos se han podido formar en relación con los movimientos epirogénicos relacionados con una etapa distensiva Ordovícica (PEREZ-ESTAUN y MARCOS 1981). Por lo que se refiere a la edad de estas capas, han sido consideradas como Ordovícico superior por la mayor parte de los autores. En el Dominio de Truchas, dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, se encuentran pizarras con cantos en el interior de la Formación Agüeira, de edad Ordovícico superior (MARCOS 1973; PEREZ-ESTAUN 1978; PEREZ-ESTAUN y MARCOS 1981). Dentro del ámbito de la hoja de La Coruña, en la Playa de Picón, los primeros niveles de pizarras ampelíticas con *Monograptus* se sitúan directamente sobre estos niveles (Fig. 5), lo que parece apoyar una edad Ordovícica para estos niveles con cantos.

En la parte más occidental del Dominio del Ollo de Sapo, las Pizarras de Luarca no están apenas representadas, existiendo únicamente unos pocos metros de pizarras entre la "Cuarcita Armoricana" y las pizarras silúricas.

No se conocen datos de edad de las Pizarras de Luarca en el Dominio del Ollo de Sapo; sin embargo, el hecho de que presenten las mismas características (en cuanto a facies y situación estratigráfica) que las que esta formación tiene en la Zona Asturoccidental-leonesa, hace que se puedan adoptar aquí, las mismas conclusiones en cuanto a la edad. De este modo, la base de la formación sería Ordovícico medio y quizás las partes más altas lleguen al Ordovícico superior (MATTE 1968a; MARCOS 1973; PEREZ-ESTAUN 1978; MARTINEZ CATALAN 1981). No obstante, es muy posible que una parte importante del Ordovícico superior (y en algunos casos del medio) falte en muchos lugares donde el espesor de las Pizarras de Luarca es reducido, debido a la existencia de una cierta discordancia presilúrica.

Los materiales silúricos (S, MP, MV, Sa)

. Los materiales silúricos en el Dominio del Ollo de Sapo presentan variaciones a ambos lados del antiforme del Barquero. La sucesión más completa y la de mayor representación cartográfica dentro de la hoja es la del flanco occidental del antiforme que es la que se describirá primero.

Un corte excepcional de los materiales silúricos que rodean el Complejo de Cabo Ortegal, se obtiene en la costa, entre Espasante y la Playa de Picón. Esta sucesión ha sido descrita por MATTE (1968a), MEER

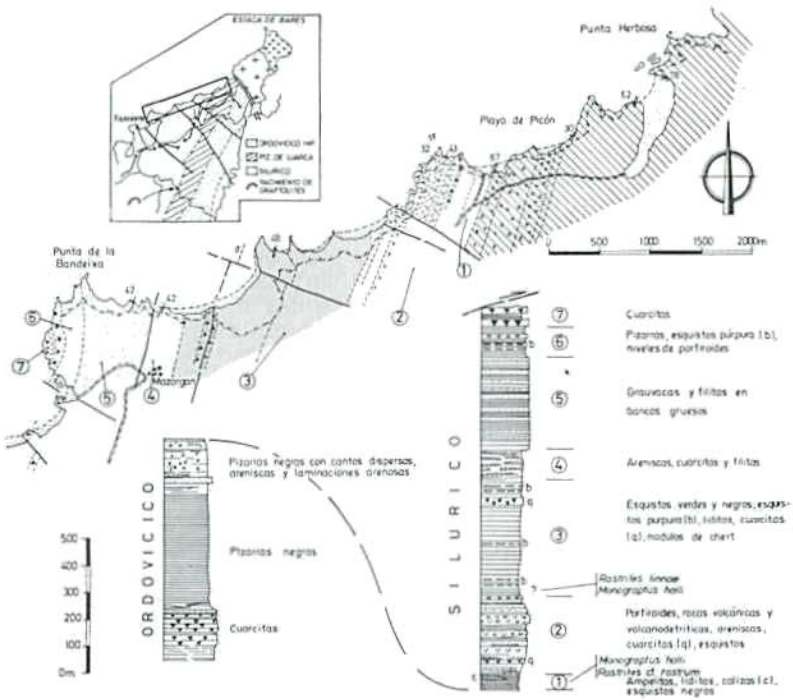

Fig. 5.— Esquema geológico y columna estratigráfica de los materiales ordovícicos y silúricos del sector comprendido entre el flanco occidental del antiforme del Barquero y el Complejo de Cabo Ortegal (Playa de Picón a Mazorgán). En el recuadro superior, situación regional de este sector y posición del yacimiento de graptolites silúricos citado en texto.

MOHR (1975) e IGLESIAS y ROBARDET (1980). MATTE (1968a) fue el primero en establecer una columna esquemática para este sector. Con posterioridad, MEER MOHR (1975) describe la misma columna de MATTE considerando que la sucesión continúa hasta Espasante, sin que exista ningún cabalgamiento entre el Grupo Moeche y la sucesión aquí estudiada, y atribuyendo una edad a la parte alta de la serie con base a algunos restos fósiles encontrados en unas calizas del Grupo Moeche. Por último, IGLESIAS y ROBARDET (1980) presentan en su trabajo una columna estratigráfica precisa, así como la existencia de un yacimiento de Graptolites cerca de la parte baja de la sucesión.

En la fig. 5 se han representado las diferentes litologías de los materiales Ordovícicos y Silúricos, que se encuentran entre Mazorgán y la

Playa de Picón, y la columna estratigráfica obtenida. La parte superior de la serie se halla cortada por el cabalgamiento que la separa del Grupo Moeche. El espesor máximo de materiales silúricos observable está entre los 1.500 y 1.700 m. y dentro de estos materiales se pueden distinguir las siguientes partes de abajo a arriba (ver Fig. 5):

1.— Pizarras ampelíticas, liditas, esquistos negros, calizas (de unos 5 m. de espesor) y algún nivel vulcanoderivado (brechas volcánicas). Las calizas presentan una gran abundancia de crinoideos. El espesor total de esta parte es de unos 60 m. En este nivel, fuera de la costa, en la carretera de Fuxín a Ortigueira (ver esquema regional de la Fig. 5) se han localizado Graptolites entre los que se pueden reconocer: *Rastrites* cf. *rastrum* RITCHER y *Monograptus halli* BARRANDE según clasificación del Dr. ARBIZU (Dep. Paleontología, Universidad de Oviedo). Estos fósiles corresponden a las zonas 20 y 21 de ELLES y WOOD.

2.— Capas con importantes niveles volcánicos y vulcanoderivados. Pueden reconocerse rocas porfiroides de origen volcánico, rocas volcánicas ácidas, areniscas, areniscas feldespáticas, cuarcitas (existe un nivel de unos 15 m. de espesor) y esquistos. Los porfiroides son las rocas más frecuentes y presentan grandes porfiroblastos de cuarzo y fesdespatos. Los contactos entre los porfiroides y la roca encajante son a veces muy irregulares. Las rocas volcánicas presentes son metariolitas. El espesor total de este nivel se sitúa entre los 300 y los 400 m.

3.— Nivel fundamentalmente pizarroso (400 m. de espesor aproximadamente). Contiene esquistos negros y verdes, esquistos púrpura en niveles de uno a tres metros, liditas, nódulos de chert y capas delgadas de cuarcitas. En la mitad superior de la sucesión, existe un nivel de areniscas y cuarcitas en capas gruesas con unos 40 m. de espesor. En la parte baja de todo este nivel, IGLESIAS y ROBARDET (1980) citan la presencia de restos de Graptolites del género *Monograptus*.

4.— 100 a 150 m. de filitas, areniscas y cuarcitas en capas muy delgadas.

5.— 350 a 400 m. de grauvacas y filitas dispuestas rítmicamente con predominio de las primeras. Las grauvacas aparecen en bancos gruesos.

6.— Pizarras negras, esquistos púrpura y algún nivel de porfiroides y rocas volcánicas. El espesor de estas capas no supera los 150 m.

7.— Los términos más altos de la serie silúrica, en contacto con el cabalgamiento externo del Complejo de Cabo Ortegal, están formados por cuarcitas en bancos gruesos (50 a 100 m. de espesor).

En el mapa general que acompaña a esta memoria, se han diferenciado por un lado los materiales silúricos correspondientes a la parte más baja de la sucesión (S) (niveles 1, 2, 3 y 4) y los superiores (S_2) (niveles 5, 6 y 7).

Respecto a la edad de la sucesión silúrica en este sector, solo se conocen los yacimientos fosilíferos ya mencionados y un yacimiento citado por MATTE (1968), de situación imprecisa, en el que se encuentran *Rastrites linnaei* BARR. y *Monograptus halli* BARR. Todos los fósiles encontrados lo han sido en la parte baja de la sucesión e indican una edad Llandovery. Es muy probable que la parte alta de esta serie tenga edad Silúrico superior, pero por el momento se carece de datos.

Los materiales silúricos del flanco oriental del antiforme del Ollo de Sapo en la hoja de La Coruña, afloran formando una estrecha banda de dirección N-S entre las Pizarras de Luarca y la falla de Vivero, que impide observar la parte alta de esta serie. La parte baja de la sucesión está formada por pizarras ampelíticas, existiendo en ocasiones delgados niveles de cuarcitas hacia la base, y los términos más altos están constituidos por pizarras negras con cloritoide y a veces por pizarras con delgadas intercalaciones cuarcíticas.

LA SUCESION ESTRATIGRAFICA EN EL COMPLEJO DE ORDENES (PC-Oe, ΞA_1, T)

El Complejo de Ordenes ocupa una gran extensión en la zona central y Norte de Galicia. Dentro de este complejo, de forma ovalada, se han distinguido varios conjuntos de rocas cuyas relaciones no son todavía bien conocidas. En la zona comprendida dentro de la hoja de La Coruña únicamente es visible el conjunto superior, formado principalmente por metasedimentos, que pertenecen a la llamada Unidad de Betanzos-Arzúa (hoja geológica a escala 1:200.000 de Lugo). En esta región, las rocas de la Unidad de Betanzos, presentan un metamorfismo muy bajo. La sucesión estratigráfica de los metasedimentos ha sido recientemente establecida por MATTE y CAPDEVILA (1978), en la Ría de Sada, y por DIAZ GARCIA (1982) en el sector costero de Punta Frouxeira. No obstante, referencias y descripciones parciales se conocen con anterioridad (PARGA PONDAL 1956; TEX 1966). PARGA PONDAL (op. cit.) denominó a los materiales metasedimentarios del Complejo de Ordenes "esquistos metamórficos de Ordenes", señalando entre ellos la presencia de esquistos micáceos, esquistos negros carbonosos, esquistos neísicos con plagioclasa y albita y areniscas con cuarzo y albita detríticos.

Los materiales metasedimentarios que forman parte de la Unidad de Betanzos en la presente hoja consisten en una espesa secuencia arenoso-pelítica, cuyo espesor llega a superar los 2.000 m. En la Ría de Sada, MATTE y CAPDEVILA (1978), han descrito una sucesión de estos materiales que básicamente puede continuarse hacia el Sur y hacia el Norte de la misma. Así, en el corte de Punta Frouxeira a la ensenada de

Prado, la columna estratigráfica que puede obtenerse es en parte similar a la de estos autores, pero más completa, ya que en este sector se encuentran más niveles representados por encima y debajo de la misma. En el corte de la fig. 6, de acuerdo con los datos de DIAZ GARCIA (1982), se han representado las distintas partes que se pueden diferenciar dentro de estos metasedimentos. En este corte se pueden reconocer de abajo a arriba:

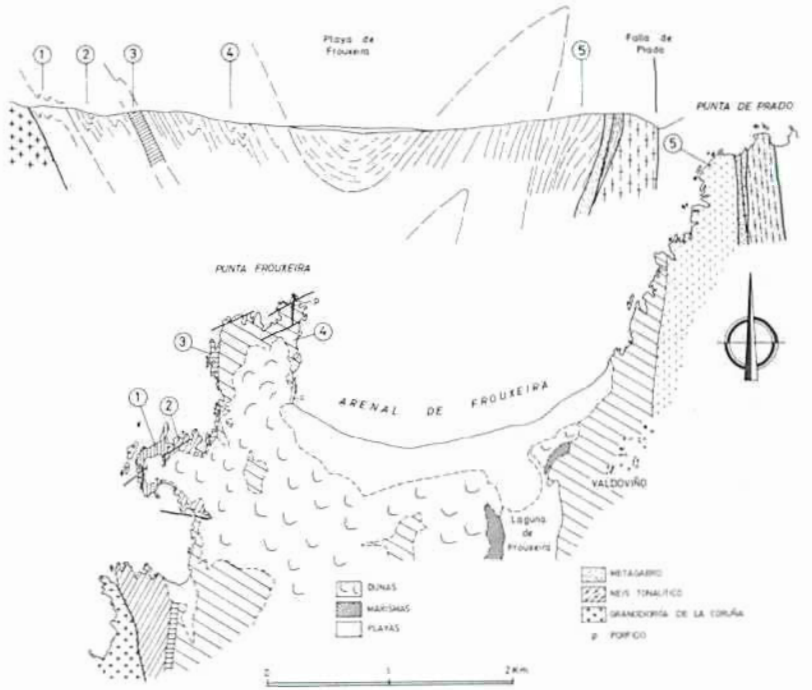

Fig. 6.— Mapa geológico y corte del Complejo de Ordenes en el sector comprendido entre la Punta de Prado y de Frouxeira (DIAZ GARCIA 1982). Para la descripción litológica de los miembros 1, 2, 3, 4 y 5, ver texto.

1.— Metasamitas. En la base de la serie se encuentra una sucesión de metasamitas que se presentan en bancos superiores al metro, con escasas intercalaciones de metapelitas. Existen en ocasiones niveles microconglomeráticos. Estos materiales se encuentran en la parte más occidental del corte y están

interrumpidos en su parte inferior por la granodiorita de La Coruña. El espesor observable es de unos 200 m.

En lámina delgada se observan porfiroclastos de cuarzo (con frecuentes golfos de corrosión) y plagioclasas en una matriz cuarzo-sericítica. Dentro de los componentes esenciales se encuentran también la moscovita y biotita. Los fragmentos de roca son escasos y, cuando aparecen, están formados por cuarzo y plagioclasa.

2.— Alternancia de metasamitas y metapelitas. En tránsito gradual con los materiales anteriores, aparecen una serie de alternancias de samitas y pelitas en bancos de unos 20 cm. de espesor, con un porcentaje ligeramente mayor de las primeras. Las características petrográficas de este nivel son semejantes a las del nivel 1, excepto en el hecho de que las samitas son de tamaño de grano fino. El espesor de este tramo es de unos 250 m.

3.— Metapelitas negras. Este tramo se caracteriza por estar formado casi exclusivamente por pelitas negras. No obstante, hacia la parte inferior, existen capas de color verde, que llegan a alcanzar el metro de espesor. Este tramo es citado por MATTE y CAPDEVILA (1978) en la Ría de Sada y puede seguirse desde Betanzos a la Punta Frouxeira constituyendo un nivel guía dentro de la Unidad de Betanzos. El espesor total de las pelitas negras es de unos 100 m.

4.— Alternancia de metasamitas y metapelitas. Este tramo es el que adquiere una mayor representación cartográfica dentro del área estudiada. El tránsito con el miembro pelítico inferior se realiza de manera gradual; así, las pelitas van mostrando intercalaciones de samitas que aumentan progresivamente en espesor y frecuencia hasta que se convierten en una serie rítmica, con capas cuyos espesores oscilan entre los 10 y los 15 cm. Hacia la parte media de este término, aparecen bancos de areniscas que superan el metro de espesor y localmente niveles microconglomeráticos de unos 15 m. de espesor (extremo W del Arenal de Frouxeira, ver fig. 6). El cuarzo que constituye estos conglomerados muestra bordes de corrosión magmática y tamaños que se sitúan entre los 3 y 5 mm.; los cantos de plagioclasas existentes presentan formas redondeadas. Aparecen también cantos de rocas constituidas por cuarzo y plagioclasa idiomórfica. A techo de toda esta serie, existen alternancias rítmicas de grauvacas y pelitas con espesores de 10 cm. El espesor aproximado de este tramo es de unos 800 m.

5.— Arcosas y neises sericítico-cloríticos. En tránsito gradual con el anterior tramo, aparecen unos 600 m. de arcosas de aspecto homogéneo, sin intercalaciones pelíticas. Se trata de rocas de

color gris oscuro que muestran un aspecto neísico debido tanto a su carácter microconglomerático como a que se encuentren fuertemente afectadas por el metamorfismo y la deformación. En lámina delgada, la plagioclasa es el constituyente más importante, alcanzando en casos el 80% de la roca; el cuarzo está en menor porcentaje y presenta menor tamaño de grano.

La edad de los metasedimentos de la Unidad de Betanzos no es conocida, dado que no se han encontrado fósiles que faciliten su datación. Para algunos autores estas rocas serían asimilables a las series del Precámbrico superior de la Península Ibérica (Complejo esquisto-grauváquico, Serie de Villalba o Pizarras del Narcea) y para otros autores podría tratarse de sedimentos paleozoicos, posiblemente cámbricos y ordovícicos.

LOS MATERIALES DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

El Complejo de Cabo Ortegal constituye uno de los llamados complejos catazonales del NW de la Península. De acuerdo con la cartografía y la estructura que se muestra en la Fig. 7, dentro del Complejo de Cabo Ortegal pueden distinguirse varias unidades cabalgantes superpuestas que de abajo a arriba son:

—Unidad de Moeche
—Unidad de Cedeira
—Unidad de La Capelada

La primera unidad, está constituida por rocas de grado medio a bajo de metamorfismo y se sitúa en la base del complejo. Todas las rocas que constituyen las unidades de Cedeira y de La Capelada presentan una deformación intensa que confiere a las rocas un carácter generalmente milonítico y un metamorfismo de alto grado bajo condiciones que implican un origen cercano a la base de la corteza. Como más adelante veremos, las rocas que forman estas dos unidades presentan características similares.

La Unidad de Moeche

Dentro de la Unidad de Moeche se distinguen de abajo a arriba dos conjuntos separados por contactos tectónicos.

—El Grupo Moeche: (M_{gm}, MP, Σ, c, Ξ_4)
—Las Anfibolitas de Purrido (ΞA_2)

El Grupo Moeche.—El Grupo Moeche fue definido recientemente por FERNANDEZ POMPA y otros (1976) se caracteriza por la gran abundancia de rocas verdes. Está constituido por pizarras de bajo grado metamórfico que presentan algunos niveles de cherts, metabasaltos, metariolitas, metaqueratofidos y brechas volcánicas. Entre estos

materiales se observan lentejones calcáreos, masas irregulares o lenticulares de serpentinitas, bloques de anfibolitas y de rocas de alto grado metamórfico (neises de los alrededores de Espasante y Vila). Estas masas lentejonares o bloques tienen a veces grandes dimensiones y estan englobados en las pizarras.

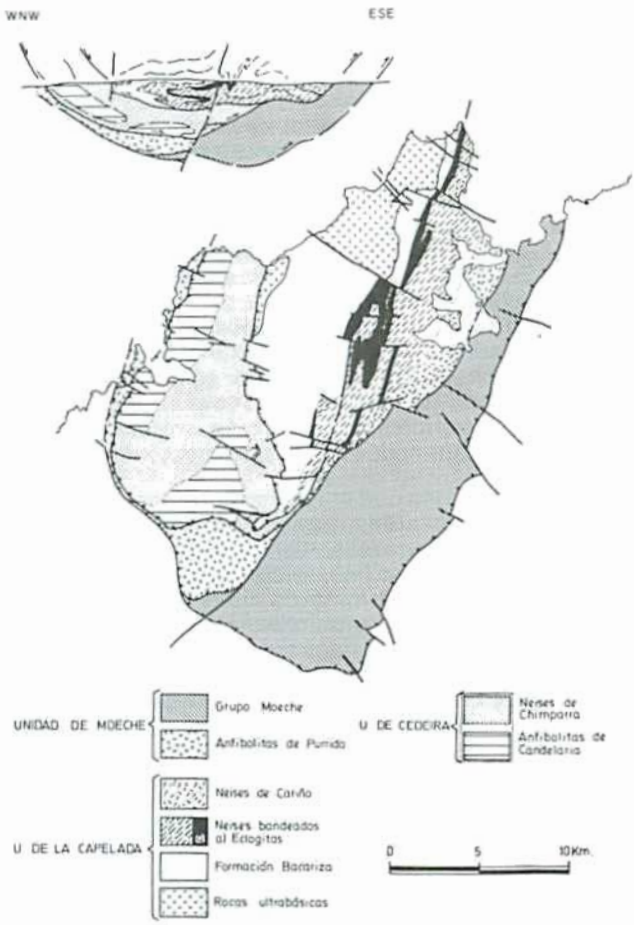

Fig. 7.— Esquema geológico y corte del Complejo de Cabo Ortegal.

El material que forma la "matriz" de este grupo está constituido por metapelitas de color verdoso. Se trata principalmente de cloritoesquistos finamente laminados que suelen presentar abundantes venas de cuarzo; en menor proporción, se observan cuarzoesquistos, talcoesquistos, esquistos con porfiroblastos de albita, filitas grafitosas y filitas moscovíticas con clorita.

Los metabasaltos masivos, poco frecuentes (como los situados cerca de Espasante), son rocas de color verde y textura blastoporfídica. En ellas, se observan fenocristales originales que a veces alcanzan los 2,5 cm. de longitud, constituidos por seudomorfos de feldespatos (plagioclasas transformadas a epidota-clinozoisita±albita) y seudomorfos de minerales ferromagnesianos (el mineral original podría ser piroxeno y olivino). La matriz que engloba estos fenocristales es de grano fino o microcristalina y está totalmente recristalizada a epidota-clinozoisita-clorita-albita±cuarzo (ARENAS y PEINADO en prensa). También existen brechas de materiales básicos (acantilado SW de la Playa de Santa Eulalia en Espasante). Entre los fragmentos de estas brechas, ARENAS y PEINADO (op. cit.) han distinguido almohadillas de lavas completas de hasta 1,5 m. de diámetro y han denominado a estas rocas "brechas de pillow rotas". Según estos autores la matriz que rodea a los fragmentos es en parte de origen tobáceo y en este caso está constituida por fragmentos del mismo material que constituye los cantos. En otras ocasiones, la matriz está formada por agregados de grano fino de cuarzo (procedentes con gran probabilidad de sedimentos de tipo chert o de silicificaciones posteriores a la emisión volcánica) o materiales pelíticos esquistosados formados por cuarzo-moscovita-clorita-epidota-clinozoisita.

Las metavulcanitas ácidas, que forman generalmente bandas alargadas, son muy heterogéneas, siendo la facies más frecuente la esquistosa con matriz de grano fino de cuarzo y sericita y porfiroblastos de cuarzo con golfos de corrosión y de albita maclada. A veces, entre estos términos aparecen otros de naturaleza tobácea, en los que destacan fenocristales xenomorfos constituidos por feldespato potásico y albita de hasta 4 mm. o por clastos formados por agrupaciones de ambos fesdespatos y cuarzo con golfos de corrosión (FERNANDEZ POMPA, y otros 1976). Entre estas metavulcanitas existen algunas que textural y composicionalmente se asimilan o presentan características próximas a queratófidos cuarzoalbíticos. Según FERNANDEZ POMPA y otros, su composición química media es: 75,04% SiO_2, 11,03% Al_2O_3, 1% Fe_2O_3, 2,75% FeO; 2,30 K_2O; 5,36% Na_2O. Estos queratófidos presentan porfiroblastos de albita maclada según leyes de Carlsbad, albita en damero y agregados de plagioclasa con textura traquítica, todo ello en una matriz clorítica. Además de los metaqueratófidos existen otras rocas metavolcánicas que presentan tendencia alcalina.

Los mejores afloramientos de las calizas presentes en este grupo se sitúan cerca de Moeche, Peña Grande y Ladrido. Estas calizas llegan a

constituir afloramientos de hasta 50 m., aunque en general se trata de lentejones de espesor más reducido. Las calizas de Moeche y de la zona de Peña Grande aparecen estre serpentinitas de un modo irregular y a veces presentan aspecto brechoide. En estas calizas, MEER MOHR (1975) cita una fauna constituida por crinoideos, fragmentos de corales tabulados, briozoos y algunos foraminíferos (*Glomospira*); con este contenido paleontológico solo puede afirmarse que estas rocas son más jóvenes que el Ordovícico medio. Este autor les asigna una edad Silúrica o Devónico inferior por comparación con calizas de esta edad situadas en otros lugares del NW de la península. Teniendo en cuenta que estas calizas pueden haber sido transportadas de otras formaciones a la cuenca sedimentaria, es muy probable que puede tratarse de calizas silúricas del mismo tipo y facies que las presentes en la Playa de Picón.

Las serpentinitas aparecen entre las rocas verdes del Grupo Moeche, formado desde pequeños lentejones a bloques que superan elcentenar de metros.

El resto de las rocas presentes en el Grupo Moeche, neises y anfibolitas, tienen una expresión cartográfica menor. Entre los afloramientos de anfibolitas cabe destacar los situados cerca de Vila, en el extremo SE de la Unidad de Moeche. Estas anfibolitas son muy uniformes, bien foliadas, y constituidas por hornblenda y plagioclasa, características que las hacen asimilables a las anfibolitas de Purrido.

Cerca de esta misma localidad se encuentran afloramientos de neises con características comparables a los neises de Chimparra o a los neises bandeados; por su grado de metamorfismo y deformación contrastan con las rocas que los rodean y constituyen sin duda un bloque extraño desprendido del cuerpo principal del complejo e incorporado al Grupo Moeche.

La presencia en el Grupo Moeche de rocas volcánicas y serpentinitas, ha sugerido a algunos autores su interpretación como una secuencia ofiolítica no ordenada. Esta falta de ordenación de las rocas en las secuencias ofiolíticas es bien conocida (COLEMAN 1977) y ha sido explicada por un desmembramiento tectónico (TEX 1980, 1981). Por otra parte, el hecho de que algunas de estas rocas se presenten como bloques englobados en una matriz pizarrosa, ha conducido a que se considerase a este grupo como una formación olistostrómica (MARTINEZ GARCIA y otros 1975). También ha sido definido como una "tectonic melange" por TEX (1981), en el sentido dado por HSU (1974).

Uno de los problemas que plantea el Grupo Moeche es la falta de datos sobre su edad. Así, la edad de este grupo no puede basarse en la edad de las calizas presentes en el mismo porque, como ya ha sido expuesto con anterioridad, debe tratarse, con gran probabilidad, de masas procedentes de otras formaciones que han ido a parar a la cuenca sedimentaria a modo de olistolitos o bloques exóticos. La edad de las

calizas podría indicar una edad mínima para el Grupo Moeche, que de esta forma, podría ser silúrica o post-silúrica.

Las Anfibolitas de Purrido.-Las Anfibolitas de Purrido constituyen una formación muy uniforme, probablemente superpuesta al Grupo Moeche, que dibuja cartográficamente una franja por el borde W y S del Complejo de Cabo Ortegal. Los mejores afloramientos se sitúan en la costa atlántica, entre Punta Ardilosa y Punta Candelaria, y al S del Complejo, en la zona de Peña Escrita.

Estas anfibolitas, de color verde oscuro, están constituidas por hornblenda, plagioclasa sausuritizada y a veces epidota. Localmente existen bandas delgadas de cloritoesquistos con granate. Presentan una foliación muy bien desarrollada producida por la existencia de una textura nematoblástica paralela a la esquistosidad. Se caracterizan también por la práctica ausencia de un bandeado composicional. Solamente en algunas localidades, en Punta Ardilosa por ejemplo, a unos 100 m. de la zona de Carreiro, se encuentra una franja de unos 40 m. de espesor en la que alternan bandas claras feldespáticas de hasta 40 cm. con otras de las anfibolitas comunes.

No se observan pliegues mayores dentro de esta formación y aunque existe un gran problema en la determinación de su espesor debido a la intensa deformación, éste puede estimarse como mínimo en unos 1.800 m.

Las Anfibolitas de Purrido presentan también una gran uniformidad en su composición química (VOGEL 1967), que es próxima a la que presentan las dioritas de composición gabroica. La composición química de las bandas de cloritoesquistos con granate, corresponde por otra parte a rocas sedimentarias (VOGEL op. cit.).

Las rocas de las unidades de Cedeira y la Capelada

Estas unidades están constituidas por rocas básicas, neises y rocas ultrabásicas; si bien no existen criterios de polaridad que indiquen claramente su ordenación, la reconstrucción de las estructuras realizadas en este trabajo sugiere que las rocas ultrabásicas se sitúan en la base del complejo y que sobre ellas se superponen las rocas básicas (formaciones Bacariza o Candelaria) y los neises (formaciones Chimparra, Neises bandeados y Neises de Cariño), que constituirían muy probablemente la parte más alta de la sucesión. Las descripciones que aquí se realizarán versarán sobre la posición de estas rocas y brevemente sobre su naturaleza. Una descripción más precisa sobre su petrografía y origen puede encontrarse en los apartados dedicados al metamorfismo y características geoquímicas.

Las rocas ultrabásicas($\Sigma_{\sigma 0}$).—Los mayores afloramientos de rocas ultrabásicas se encuentran en Limo y Herberia. Otros afloramientos de

menor tamaño se encuentran en Uzal, zona de Carreiro y parte sur de la Unidad de la Capelada. Son facilmente reconocibles en el campo por su pátina marrón (debido a la serpentinización) y el aspecto desolado del paisaje. La posición estratigráfica relativa de estas rocas ultrabásicas puede observarse en Uzal, donde forman la charnela y el flanco inverso de un gran pliegue y se hallan rodeando a las anfibolitas de Bacariza que en consecuencia se situarían originalmente sobre ellas.

Todas las rocas ultrabásicas han sufrido una intensa serpentinización que hace difícil el reconocimiento de sus características originales. El tipo de roca ultrabásica más común es una peridotita con espinela y pargasita. La composición mineralógica más general de las peridotitas es fundamentalmente: olivino, anfíbol, clinopiroxeno, ortopiroxeno, granate y, a veces, clorita. Se han reconocido peridotitas con espinela y clinopiroxeno, y con espinela y hornblenda; existen igualmente wehrlitas, wehrlitas con espinela y anfíbol, wehrlitas con plagioclasa, y piroxenitas (formadas por ortopiroxeno, clinopiroxeno y en menor medida anfíbol y olivino) (MAASKANT 1970).

Las rocas ultrabásicas presentan una laminación en bandas de 0,5 a 5 cm., que puede seguirse varios metros y que se debe fundamentalmente a variaciones del contenido en olivino y piroxeno; las bandas más gruesas suelen ser de piroxenitas con espinela±anfíbol.

Las rocas básicas (Γ_2).—Las rocas metabásicas ocupan un porcentaje elevado de los materiales que constituyen las unidades de Cedeira y La Capelada. VOGEL (1967) ha diferenciado dentro de ellas dos formaciones denominadas Bacariza y Candelaria. Las anfibolitas de la Formación Agudo, también definidas por VOGEL, constituyen la continuación de las Anfibolitas de Candelaria en el afloramiento de Monte Agudo y por tanto no se tomará en consideración esta denominación. Las Anfibolitas de Bacariza ocupan la mayor parte de la sierra de la Capelada, mientras que las Anfibolitas de Candelaria ocupan los afloramientos de la parte occidental y sur de la Unidad de Cedeira (ver Fig. 7). Todas estas anfibolitas corresponden probablemente a los mismos niveles en distintos afloramientos. Las diferencias que pueden presentar las anfibolitas en estos distintos afloramientos son debidas en parte a diferencias en metamorfismo y deformación.

Las Anfibolitas de Candelaria y Bacariza presentan una fuerte foliación y son muy inhomogéneas. Entre las anfibolitas existen relictos de granulitas básicas, más abundantes en las Anfibolitas de Bacariza. En el campo, las granulitas básicas aparecen como rocas masivas de color negro-verdoso, con granates. Al microscopio, estos relictos están formados por granate (piralmandino), clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo y en ocasiones zoisita y hornblenda.

La falta de homogeneidad de las anfibolitas que aquí se describen puede observarse en el corte existente en la Ría de Cedeira, entre el

puerto y la Punta Sarridal. En este corte pueden observarse desde rocas claramente gabroicas en la parte baja, a anfibolitas con capas ricas en plagioclasas y a anfibolitas negras con epidota, muy uniformes, en el techo.

Los neises.—En el interior del Complejo de Cabo Ortegal VOGEL (1967) diferencia tres formaciones neísicas denominadas Neises de Chimparra, Neises bandeados o Neises de Masanteo y Neises de Cariño.

Entre los Neises bandeados existen cuerpos o láminas de eclogitas. En la descripción que sigue se estudiaran las características de los distintos neises por separado y en capítulo aparte las eclogitas.

Los neises de Chimparra (ζ_2).—Se trata, en general, de neises de dos micas cuya composición más frecuente es: cuarzo, plagioclasa, granate, cianita, biotita y moscovita. Son neises muy pobres en feldespato potásico y presentan una fuerte migmatización. Tanto de las relaciones de campo como de los análisis químicos, se deduce claramente que se trata de neises paraderivados (VOGEL 1967). Así, en el campo pueden reconocerse alternancias de niveles cuarcíticos y esquistosos, existiendo en ocasiones capas de cuarcitas de hasta 1,5 m. de espesor. Los mejores afloramientos de estos neises pueden encontrarse en el corte situado entre las playas de Cedeira (San Isidro) y la Punta Robaleira.

Los neises de Chimparra presentan una textura planar milonítica o blastomilonítica. Macroscópicamente presentan en ocasiones aspecto glandular, con amigdalas de cuarzo y plagioclasa rodeadas por bandas de minerales máficos. Presentan una diferenciación que da lugar a bandas leucocráticas y melacrocráticas que sugiere que estos neises sufrieron una anatexia parcial; esto es particularmente claro en boudins o zonas en las que la milonitización no ha sido tan intensa.

Existen boudins o lentejones de rocas básicas en los neises que podrían representar diques o sills deformados y metamorfizados. Algunas de estas inclusiones máficas se encuentran constituidas por plagioclasa, granate y clinopiroxeno (Playa de Cartes), representan probablemente relictos de facies granulítica. También existen niveles de ortoneises de composición granítica (a veces en forma de diques) que no muestran señales de migmatización.

En el estrecho afloramiento de neises de Chimparra situado entre las Anfibolitas de Candelaria y la Zona de Carreiro, estas rocas muestran una extraordinaria milonitización lo que les proporciona un aspecto ligeramente distinto del que comunmente presentan. El carácter migmatítico es difícil de reconocer en estos afloramientos debido a la gran deformación y recristalización. En esta zona existen incluidos en los neises algunos niveles con anfibolitas en capas delgadas y continuas, así como boudins de rocas ultrabásicas serpentinizadas (peridotitas con granate).

Los neises bandeados o de Masanteo (ζ_1).—Los neises de Masanteo son neises glandulares de grano medio a fino, planares o plano-lineares y con textura milonítica o blastomilonítica. Ocupan, junto con los neises de Cariño, la parte más oriental de la Unidad de La Capelada. Presentan una alternancia en bandas producidas por la variación en el contenido de minerales melanocráticos y la existencia de bandas cuarzo-feldespáticas. La composición mineralógica más común es de cuarzo, plagioclasa, granate, biotita, moscovita y a veces cianita y epidota. Ocasionalmente pueden contener también feldespato potásico, hornblenda y zoisita. Existen también niveles de esquistos e inclusiones de rocas máficas que en algunos casos derivan de eclogitas. Estas inclusiones de rocas máficas se presentan como bandas o como boudins de tamaños muy variados (de 1 m. a decenas de metros). Se han reconocido eclogitas hornbléndicas, anfibolitas eclogíticas y anfibolitas.

Hacia la parte inferior de estos niveles existe un nivel de eclogitas de unos 150 m. de potencia media. Esta banda se continúa de N a S a lo largo de la Unidad de La Capelada presentando pliegues que hacen que aparezca repetida en ocasiones. La naturaleza de estas eclogitas se describirá más adelante.

Los neises bandeados, al igual que los de Chimparra poseen carácter migmatítico aunque estas características son difíciles de observar debido a la milonitización posterior. Se han reconocido también, intruidos en los neises, ortoneises formados a partir de diques graníticos deformados.

Los neises de Cariño (ζ_3).—Estas rocas presentan un aspecto litológico diferente de los Neises de Masanteo y de Chimparra. Incluyen una gran variedad de tipos de rocas en las que puede observarse un bandeado de origen tectónico formado probablemente a expensas de otro sedimentario previo. No existen apenas inclusiones de rocas máficas. Esencialmente pueden distinguirse dos tipos de neises entre los que pueden encontrarse todos los términos de tránsito: uno samítico con textura granoblástica y otro pelítico con textura lepidoblástica. Los neises más comunes presentan dos micas y granate. Los más melanocráticos pueden contener además de granate, cianita y estaurolita. Así, una composición común está formada por cuarzo, plagioclasa, granate, biotita, moscovita y en ocasiones cianita, estaurolita y epidota.

El contaco entre los Neises de Cariño y los de Masanteo (o bandeados) es gradual aunque muy rápido, como puede verse en la Punta Cabalar (cerca de Ortigueira) o en el extremo oriental de la Península de Masanteo (Unidad de la Capelada).

Las eclogitas (E).—Las eclogitas aparecen exclusivamente en la Unidad de la Capelada, entre los neises bandeados. Es de destacar sobre todo un nivel de unos 100-150 m. de espesor que aflora desde la Punta de los Aguillones hacia el Sur. Estas rocas presentan contactos muy netos con los neises.

Los grandes afloramientos están formados por eclogitas con - zoisita. Macroscópicamente son rocas verdes de grano medio, equigranulares y escasamente orientadas. Están constituidas en un 90% por granate y clinopiroxeno (onfacita) y el 10% restante lo constituyen cianita, cuarzo, α-zoisita, apatito y rutilo. Pueden apreciarse muy bien los cristales de granate en una masa verde de clinopiroxeno. Estas eclogitas fueron sometidas a un metamorfismo retrogrado que produjo su transformación parcial en anfibolitas. A causa de la anfibolitización se encuentran además de los minerales citados, hornblenda, plagioclasa, pistacita y titanita.

Los análisis químicos indican que las eclogitas descienden de rocas magmáticas (hecho también evidenciado por su textura), que pueden ser clasificadas como toleitas sobresaturadas o toleitas con olivino. Las eclogitas se habrían formado por el metamorfismo progresivo de estas rocas ígneas emplazadas en una serie sedimentaria como intrusiones o extrusiones. El hecho de que parezca existir un tránsito gradual y lateral desde los niveles masivos de eclogitas a otros con láminas más delgadas y finalmente a neises con cuerpos o lentejones de eclogitas de pequeñas dimensiones parece apoyar un origen extrusivo.

Características geoquímicas de las rocas básicas de Cabo Ortegal

Los primeros datos geoquímicos de las rocas básicas de Cabo Ortegal fueron obtenidos por VOGEL (1967). Posteriormente, VAN CALSTEREN (1978a, b), con un número escaso de muestras, propuso un modelo geoquímico para todas las rocas básicas y ultrabásicas del Complejo de Cabo Ortegal, estableciendo la hipótesis de que dichas rocas se formaron en relación con un "mantle plume". Este autor distingue cuatro grupos de rocas que, de acuerdo con sus conclusiones, serían diferentes entre sí desde el punto de vista geoquímico. Estos cuatro grupos estarían formados por las lerzolitas, las piroxenitas, las anfibolitas y metagabros, y las granulitas y eclogitas. Por otra parte, hace corresponder las anfibolitas y metagabros con toleitas del tipo de las de Hawai y las granulitas y eclogitas con basaltos continentales.

Con el fin de caracterizar lo más ampliamente posible las rocas básicas de Cabo Ortegal, en el estudio geoquímico que se sigue se usarán los análisis de eclogitas (incluidas en los Neises bandeados) y de anfibolitas de Candelaria (Complejo de la Capelada) publicados por VOGEL (1967), así como los datos de anfibolitas, metagabros, granulitas y eclogitas de VAN CALSTEREN (1978b). De todos modos, la falta de deseables y suficientes análisis de elementos incompatibles y de tierras raras, hace que con el estudio de los elementos disponibles (elementos mayores y algunos incompatibles) solo pueda presentarse un modelo geoquímico muy elemental.

Anfibolitas, granulitas y eclogitas, de acuerdo con su composición catanormativa, corresponden a basaltos olivino y cuarzo normativos

(VOGEL op. cit). Utilizando los parámetros de Niggli "al, fm, c, alk" y proyectándolos en relación con el parámetro "si" puede demostrarse que todo este grupo de rocas muestran una tendencia geoquímica común (Fig. 8a). Las eclogitas, anfibolitas, granulitas y metagabros presentan valores muy similares de los parámetros citados, quedando proyectados en el diagrama de la fig. 8a a lo largo de las diferentes bandas que en él se delimitan, sin que se puedan separar unas rocas de otras. En el triángulo AFM (Fig. 8b) usado normalmente para definir la naturaleza toleítica o calcoalcalina del magma original, puede observarse que tampoco existen diferencias entre los distintos tipos de rocas, no pudiendo determinar la naturaleza exacta del magma por no existir datos correspondientes a los términos ácidos e intermedios que permitan trazar una tendencia clara.

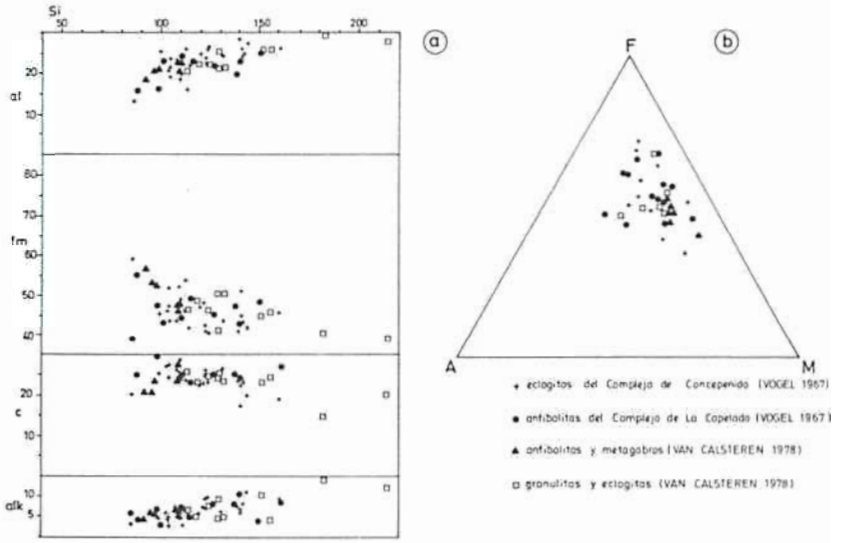

Fig. 8.— Datos geoquímicos de las rocas básicas de Cabo Ortegal. a) Diagrama que relaciona los parámetros de Niggli al, fm, c y alk con el parámetro si. b) Representación de las rocas básicas en un triángulo AFM.

La naturaleza original de las anfibolitas, granulitas y eclogitas parece corresponder a basaltos toleíticos, tal como puede verse en los diagramas SiO_2-FeO*/MgO (Fig. 9a, considerando la separación entre basaltos calcoalcalinos y toleíticos propuesta por MIYASHIRO, 1975), SiO_2-(Na_2O+K_2O) (Fig. 9b, con la separación entre basaltos alcalinos y toleíticos de MACDONALD y KATSURA, 1964) y el de Zr-P_2O_5 (Fig. 9c, diagrama con elementos incompatibles propuesto por FLOYD y WINCHESTER, 1975). Por otra parte, el contenido en Al_2O_3 de las rocas

básicas de Cabo Ortegal se sitúa normalmente entre el 14 y el 16%, lo cual es también común en basaltos toleíticos (PIBOULE 1977).

Para establecer un modelo que permita perfilar la situación geotectónica en que han sido emplazadas rocas del tipo de las aquí estudiadas, se han propuesto muchos diagramas, de los cuales, los más fiables, son los que se basan en la geoquímica de los elementos incompatibles. De las rocas básicas de Cabo Ortegal se poseen un cierto número de análisis de elementos mayores, pero no de elementos incompatibles, y por este hecho, se han seguido también alguno de los metódos de discriminación de ambientes tectónicos que tienen en cuenta elementos mayores. De entre estos métodos, son quizás las funciones discriminantes establecidas por PEARCE (1976), F_1 y F_2, las más ampliamente admitidas. También se ha usado con cierta frecuencia el triángulo TiO_2-K_2O-P_2O_5 establecido por PEARCE y otros (1975) para distinguir basaltos oceánicos y no oceánicos, aunque esta diferencia no es tan neta y quizás el campo de los basaltos oceánicos representa en realidad a basaltos toleíticos formados en condiciones de "rifting" (ver FLOYD y WINCHESTER 1975). Estos dos métodos plantean ciertos problemas e imprecisiones al ser usados en rocas alteradas o metamorfizadas, por lo que las conclusiones deben ser matizadas.

En el triángulo TiO_2-K_2O-P_2O_5 (Fig. 9d), un porcentaje muy alto de las muestras de anfibolitas, granulitas y eclogitas de Cabo Ortegal caen en el campo de los basaltos oceánicos o en el campo de las toleitas formadas en áreas de "rifting", según el criterio adoptado en la interpretación. Según PEARCE y otros (1975), este triángulo puede usarse para rocas volcánicas frescas y cuando se trata de rocas metamórficas se produce un enriquecimiento en K_2O que hace que los puntos se desplacen hacia la parte inferior del mismo (campo de los basaltos no oceánicos). De acuerdo con este análisis, las muestras de Cabo Ortegal podrían originalmente situarse todavía más cerca del vértice superior y mostrar por tanto un carácter más oceánico.

De acuerdo con los campos establecidos por PEARCE en el diagrama F_1-F_2 (Fig. 9e), la mayor parte de las muestras de rocas básicas de Cabo Ortegal caen en el campo de los basaltos oceánicos y de las toleitas pobres en potasio.

La existencia de algunos análisis de elementos incompatibles (VAN CALSTEREN 1978b) ha permitido usar algunos diagramas referentes a estos elementos. Entre ellos se ha reproducido el diagrama Ti-Cr (PEARCE 1975), que permite diferenciar basaltos de fondos oceánicos de basaltos de arcos de islas. En la fig. 9f puede observarse que anfibolitas, granulitas y eclogitas se sitúan en el campo de los basaltos de fondos oceánicos.

Puede concluirse que, de acuerdo con los datos disponibles, las eclogitas incluidas en los Neises bandeados, las Granulitas de Bacariza y

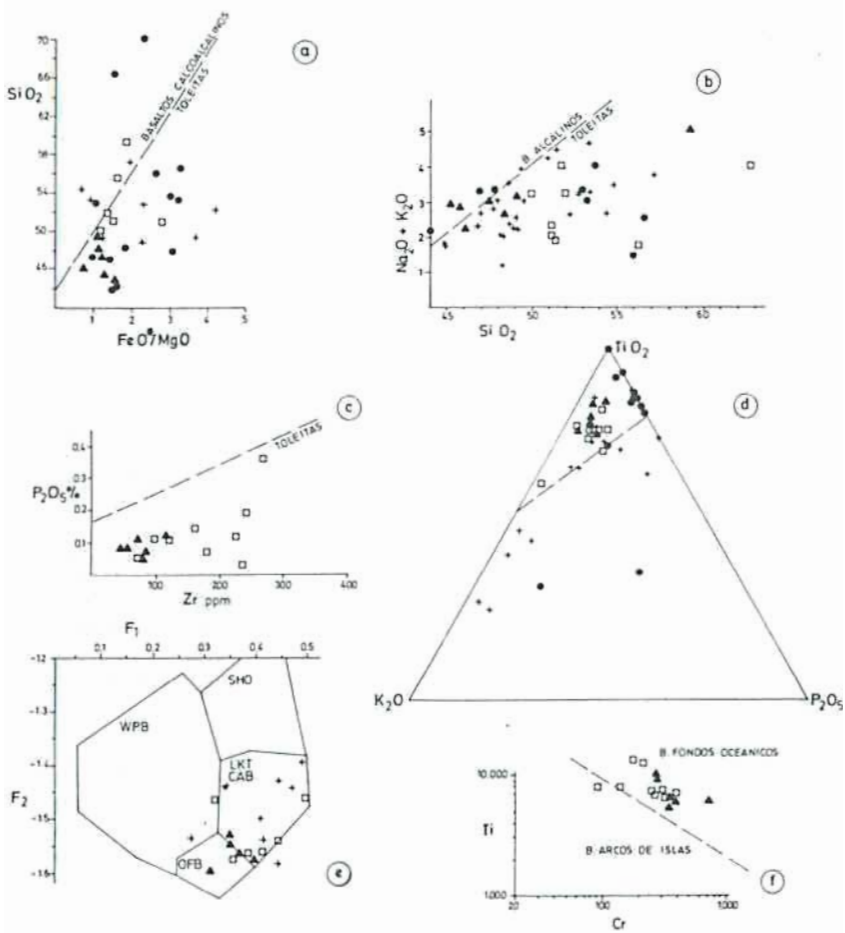

Fig. 9.— Diagrama de algunos elementos de las rocas básicas de Cabo Ortegal. Para su explicación ver texto. Símbolos como en figura 8.

las Anfibolitas de Candelaria forman una tendencia geoquímica común. Originalmente debieron ser principalmente basaltos toleíticos que se formaron en zonas oceánicas y con gran probabilidad durante un proceso de "rifting".

LOS MATERIALES TERCIARIOS (T)

Los materiales terciarios se encuentran escasamente representados en la hoja de La Coruña, existiendo unicamente varias cuencas pequeñas situadas la mayor parte de ellas en la parte meridional de la hoja. Su aparición está condicionada generalmente por la presencia de fallas. Dentro de estas cuencas, cabe destacar, por su interés económico, la de Puentes de García Rodríguez, la cual está constituida por unos tramos basales de conglomerados, seguidos por una sucesión alternante de arenas, arcillas, lignito y algunos conglomerados. El conjunto sobrepasa en algunos puntos los 200 m. de espesor (Centro de Estudios de la Energía 1979).

Al E de Puentes de García Rodriguez existen otras cuencas de pequeño tamaño asociadas en su mayoría a la falla de "strike-slip" que pasa por la mencionada localidad. Estas cuencas están constituidas por depósitos terrígenos de grano medio a fino con algunos cantos diseminados de cuarzo y cuarcita con diámetros generalmente inferiores a 1 cm. La relación arena/arcilla varía mucho de unas cuencas a otras. Es destacable además la existencia de algunos niveles ferruginosos en algunas de estas cuencas. Su potencia no supera en ningún caso los 30 m. (ARCE DUARTE y otros 1973).

Finalmente cabe mencionar la pequeña cuenca de El Pedroso, asociada también a una falla de "strike-slip" que desplaza la franja de materiales que va desde Puentedeume a Valdoviño. Está constituida principalmente por una alternancia de arcillas, arenas e intercalaciones carbonosas, existiendo además con carácter subordinado algunas capas de conglomerados y costras ferríferas. Su potencia puede sobrepasar los 70 m.

Se trata, en definitiva, de cuencas en las que la naturaleza de los materiales se halla intimamente ligada a las características litológicas del substrato paleozoico, representando materiales depositados en un medio palustre a fluvial. Su edad es esencialmente Miocena-Pliocena (MEDUS 1965; BRELL 1972), estando a menudo recubiertos por materiales cuaternarios, de forma que el paso del Terciario al Cuaternario es a veces difícil de precisar.

LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

En la hoja de La Coruña existen diversos tipos de materiales cuaternarios, con significado y origen diferentes y que se encuentran muy repartidos a lo largo del área de la hoja.

En primer lugar conviene destacar la existencia de un recubrimiento general de materiales, originados principalmente por meteorización de la roca y por acumulación de materia orgánica, lo cual da lugar a la aparición de coluviones y suelos, a veces de un espesor considerable

(hasta 3 m), y que, en general, no aparecen representados en cartografía. Aparte de estos materiales, cabe distinguir los siguientes tipos de materiales cuaternarios:

—Depósitos aluviales y terrazas
—Turberas
—Depósitos de ladera
—Depósitos costeros

Depósitos aluviales y terrazas (Q Al)

Los depósitos aluviales son poco abundantes en la presente hoja ya que los ríos son poco caudalosos y circulan, salvo en su curso más bajo, encajados en su substrato. Se encuentran, no obstante, pequeños depósitos repartidos a lo largo de toda la hoja, presentando algo mayor desarrollo en zonas próximas a la costa. Se trata, en general, de depósitos de cantos de cuarzo, cuarcita, esquistos y granitos, englobados en una matriz arcillo-arenosa. Cabe destacar, por su particular desarrollo, los depósitos aluviales asociados al Río de Oro, sobre el macizo granodiorítico de La Tojiza (MARTINEZ-ALVAREZ y otros, 1977).

Las terrazas fluviales presentan una extensión reducida y un carácter fuertemente discontínuo. No obstante, algunos autores han podido distinguir tres niveles de terrazas (ASENSIO AMOR y NONN 1964; NONN 1966; ASENSIO AMOR 1970; MARTINEZ-ALVAREZ y otros, 1977) que han interpretado como eustáticas y a las que han atribuído una edad pleistocena.

Turberas (Ql)

Dada la difícil delimitación, en algunos casos, de los depósitos encuadrados bajo este epígrafe, estos se han representado en cartografía por el símbolo Ql, el cual ha sido utilizado también para identificar otros materiales cuaternarios de difícil asignación a los tipos descritos en la presente memoria.

Se han encontrado depósitos de turbas en pequeños retazos en zonas planas elevadas de diversos lugares de la hoja, siendo particularmente destacables los que aparecen al N de la localidad de Ferreira, donde se han citado espesores de más de 2 m. (MARTINEZ-ALVAREZ y otros 1977). Se han interpretado como depósitos originados en antiguas zonas planas con drenaje deficiente, las cuales han sido posteriormente erosionadas al encajarse la red hidrográfica (ARCE DUARTE y otros 1973; ARCE DUARTE y otros 1976). Según dataciones realizadas por MENENDEZ AMOR y FLORSCHUTZ *in* MARTINEZ-ALVAREZ y otros 1977), estos depósitos tienen una edad holocena.

Depósitos de ladera (QC)

Bajo esta denominación se engloban numerosos depósitos de escasa extensión repartidos a lo largo de la hoja y que son particularmente

destacables dentro del recubrimiento general ya citado anteriormente. Sus características litológicas están estrechamente ligadas a las del substrato del que proceden. Generalmente se trata de canchales de ladera o de coluviones que a veces pasan insensiblemente a los depósitos aluviales de los fondos de valle.

Depósitos costeros

Asociados a la costa aparecen una serie de depósitos de diferente naturaleza y edad, habiéndose distinguido los siguientes:

Depósitos de la rasa costera (QR).—La rasa costera está constituida por áreas planas sobre el acantilado, alargadas en la dirección de la costa y que descienden suavemente desde el interior hacia el mar. A esta zona plana se asocian a menudo depósitos de notable espesor y que en el área estudiada son importantes. En la hoja de La Coruña, la zona de rasas aparece en Burela y se prosigue hacia el E a lo largo de toda la hoja, prolongándose en dicha dirección dentro de la hoja vecina de Avilés. Al W de Burela, únicamente existen algunos retazos aislados de zonas aplanadas (por ejemplo, en la Punta Frouxeira, cerca de Valdoviño). La mayor parte de los autores que han estudiado la rasa en esta zona (BIROT y SOLE SABARIS 1954; HERNANDEZ-PACHECO y ASENSIO AMOR 1959; NONN 1966; ASENSIO AMOR 1970 y MARY in litt.) han puesto de manifiesto al W de la ría del Eo un nivel principal de rasa, cuya altura en el contacto con las montañas es de 60 m. en el margen occidental de la ría del Eo y que desciende progresivamente hacia el W hasta desaparecer en Burela. Sin embargo, MARY (in litt) ha encontrado además algunas zonas llanas y depósitos de cantos marinos a la altura de 100 m. en diversas localidades (por ejemplo, en el depósito de agua de Burela y en el cementerio de Foz), lo que le ha sugerido la existencia de un segundo nivel de rasa practicamente desmantelado en la actualidad, lo cual le ha permitido correlacionar estos depósitos y zonas aplanadas con los situados al E de la ría del Eo.

Por lo que se refiere a la naturaleza de los depósitos asociados a las rasas, diremos que predominan los depósitos de cantos cuarcíticos englobados en una matriz arenosa. No obstante, existen también niveles con predominio de materiales detríticos más finos (arena y arcillas), aunque siempre con un cierto porcentaje de grava y cantos cuarcíticos.

El origen de las rasas ha sido objeto de controversia, habiendo variado las diferentes hipótesis emitidas en lo que se refiere a la participación marina y continental en el desarrollo de los depósitos y del aplanamiento de estas zonas. MARY (in litt) ha aportado importantes argumentos en favor del origen marino que se basan en la morfología de las rasas, análoga a la de las plataformas marinas y playas rocosas actuales, en la morfometría y mineralogía de los depósitos y en la presencia de algunos restos fósiles marinos.

Otro problema importante de las rasas es su edad, la cual, a causa de la ausencia de fósiles adecuados, ha sido objeto de controversia. De acuerdo con MARY (in litt), el nivel de aplanamiento superior de unos 100 m. de altura corresponde probablemente al Plioceno inferior, mientras que el nivel principal más bajo correspondería al Pleistoceno inferior.

Depósitos de playa y de dunas (Q M).—Las playas son muy frecuentes a lo largo de la costa de la hoja de La Coruña y algunas de ellas presentan dimensiones notables. En ellas, el tamaño de los clastos varía en función de diversos factores. Así, existen playas, poco abrigadas frente al oleaje, que están constituidas esencialmente por cantos, siendo sin embargo las más frecuentes las playas de arena; en estas el tamaño de grano varía a veces gradualmente desde arenas de grano grueso en las zonas menos abrigadas a arenas de grano muy fino en las más abrigadas. Mineralogicamente, el componente principal es el cuarzo, si bien su composición depende en detalle de la naturaleza litológica del substrato (ASENSIO AMOR 1965; ASENSIO AMOR y CARABALLO 1969; MONTESERIN y otros 1973; FERNANDEZ POMPA y otros 1976; MONTESERIN y otros 1976; FERNANDEZ TOMAS y otros 1977; MARTINEZ-ALVAREZ y otros 1977).

A veces, como consecuencia del transporte por el viento de las arenas de playa, se han originado dunas detrás de la zona litoral. Su morfología depende de su edad y esta relacionada con su situación dentro de la zona costera y con su grado de fijación por la vegetación. Así, por ejemplo, en el arenal de Frouxeira, cerca de Valdoviño, FLOR, MARQUINEZ y O'NEILL (in litt) han distinguido por detrás de la zona litoral un área de dunas cuyas características varían a medida que se penetra hacia el interior (Fig. 6). Las más próximas a la zona litoral son dunas recientes, móviles, remontantes y de tipo parabólico o con forma de montículos aislados, encontrándose practicamente sin colonizar por la vegetación; están originadas principalmente por vientos provenientes del NE y retocadas por vientos de componente S. Hacia el interior, las dunas son progresivamente más antiguas, conservándose únicamente crestas alargadas paralelamente a la costa; la proporción de materia orgánica en sus sedimentos aumenta a la vez que disminuye su proporción en bioclastos de carbonato cálcico; asimismo, su movilidad disminuye, de forma que las más alejadas de la costa están totalmente fijadas por la vegetación.

Marismas.—Se desarrollan con cierta frecuencia en las rías, presentándose como llanuras de fangos, algas, etc. (ASENSIO AMOR y TEVES RIVAS 1965, 1966; ENCINAR 1982).

TECTONICA

Como ya se ha visto, en la hoja de La Coruña se encuentran representadas dos de las grandes zonas en que se ha dividido clásicamente el Macizo Herciniano Ibérico (LOTZE 1945; JULIVERT y otros 1972): La Zona Asturoccidental-leonesa y la Zona Centroibérica; el límite entre ambas viene marcado, en este sector septentrional, por una importante fractura: la Falla de Vivero (Fig. 1). El grado de conocimiento que de estas zonas se posee en la actualidad es muy diferente, ya que, para el área comprendida en la hoja, la estructura de la Zona Asturoccidental-leonesa está mucho mejor establecida. Esto dificulta la definición precisa de las analogías y diferencias estructurales entre ambas, así como la correlación entre las secuencias de deformación de dichas zonas.

Una primera observación de los cortes geológicos realizados a través de la hoja permite deducir una serie de características comunes en ellos. Así, se observan una serie de pliegues acostados cortados por unos cabalgamientos vergentes hacia el E, todo lo cual está a su vez doblado por pliegues de plano axial subvertical, que son suaves y de gran tamaño en la mitad oriental de la hoja, y más apretados y de menor tamaño en la

mitad occidental. Conviene destacar además la existencia de importantes fracturas, de trazado groseramente N-S, como son: la Falla de Vivero, ya mencionada, y las fallas asociadas a la franja de Puentedeume-Valdoviño (Fig. 2).

El esquema anterior puede dar una idea de uniformidad y simplicidad a lo largo de toda la hoja, lo cual es, sin embargo, más difícil de mantener cuando se analizan las estructuras con detalle teniendo en cuenta los datos de campo. En efecto, de este análisis se desprende que no existe una correlación obvia entre las estructuras de las diferentes unidades que a primera vista pudieran parecer generadas durante una misma fase de deformación. Este hecho es claro cuando se comparan la naturaleza de los materiales e historias del metamorfismo y de la deformación de las unidades que componen la hoja, siendo esta dificultad de correlación particularmente destacable entre el Complejo de Cabo Ortegal, el de Ordenes y las otras unidades. Las anteriores consideraciones obligan a una descripción previa por separado de estas unidades, lo cual permitirá después la realización de una síntesis global en la que se discutirán sus posibles relaciones y la problemática que éstas plantean.

Para la descripción que vamos a realizar a continuación consideraremos, en consecuencia, por separado, las siguientes unidades (Fig. 2):

—Zona Asturoccidental-leonesa: Unidad del Manto de Mondoñedo y su autóctono (semiventana del Gistral)
—Unidad del "Ollo de Sapo"
—Complejos de Cabo Ortegal y Ordenes.

Además de estas unidades, se describirán separadamente las grandes fracturas que sirven de límite entre ellas, como son, las fallas de Vivero, Prado y Valdoviño.

ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

Dentro de la hoja, esta zona está representada por la denominada Unidad del Manto de Mondoñedo y por su autóctono, la Unidad del Navia, que aflora en la semiventana del Gistral. A gran escala los primeros estudios sobre la estructura de este sector de la Zona Asturoccidental-leonesa fueron realizados por MATTE (1964, 1966, 1968a) y WALTER (1965, 1966, 1968), quienes pusieron de manifiesto la existencia de un apilamiento de grandes pliegues acostados prácticamente isoclinales y plegados a su vez por suaves estructuras de plano axial subvertical y gran longitud de onda. Posteriormente, MARCOS (1973) dedujo la existencia de un importante cabalgamiento que cortaba al citado apilamiento de pliegues constituyendo la base de una gran unidad alóctona, por lo que fué denominado "cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo", cuya manifestación cartográfica más oriental se sitúa ya fuera de la hoja de La Coruña, aunque ha sido representada en los cortes para permitir la observación global de la estructura. En un trabajo posterior, BASTIDA y

PULGAR (1978) analizaron la estructura del Manto de Mondoñedo en la costa cantábrica y pusieron de manifiesto la existencia, en la parte occidental del manto (región de Foz-Burela), de una ancha zona de cizalla dúctil cortando a pliegues acostados, que correlacionaron con el cabalgamiento basal, interpretando que dicho cabalgamiento, pasaría de ser una estructura en la transición frágil-dúctil en las zonas más superficiales (al E) a una zona de cizalla dúctil en las partes más profundas (parte W del manto). MARTINEZ-CATALAN (1980, 1981) prolongó hacia el S la estructura puesta de manifiesto por los anteriores autores y constató la aparición del cabalgamiento basal en la parte inferior de la mencionada zona de cizalla dúctil, mostrando, en consecuencia, la aparición de materiales del autóctono del manto en la parte occidental de la unidad. El afloramiento de tales materiales se encuentra asociado a tres ventanas o semiventanas tectónicas, de las cuales solamente la más septentrional (semiventana del Gistral) se encuentra incluida dentro del ámbito de la hoja de La Coruña. Estas ventanas se han originado gracias a la erosión de domos, causados a su vez por la interferencia de dos sistemas de pliegues suaves. Unos, ya descritos, son los que aparecen en los cortes deformando a los pliegues isoclinales que constituyen el manto y que tienen un trazado longitudinal respecto a las estructuras hercinianas anteriores. Los otros presentan, por el contrario, un trazado transversal a dichas estructuras.

Sintetizando lo anteriormente expuesto acerca de la estructura global del sector de la Zona Asturoccidental-leonesa representado en la hoja, podemos decir que está constituida por un apilamiento de grandes pliegues acostados, isoclinales y vergentes al E, cortados en su base por un importante cabalgamiento, que lleva asociada una zona de deformación dúctil, cuya importancia crece al aumentar la profundidad. Este cabalgamiento corta en el autóctono, a pliegues asimétricos de menor tamaño y grado de apretamiento vergentes también al E, estando plegado todo el conjunto por unos pliegues suaves longitudinales y por otros transversales. Este esquema es el que puede deducirse sin dificultad de la observación de la cartografía y cortes que la acompañan. Además, el hecho de que la Formación Cándana repose discordantemente sobre la Serie de Villalba pone de manifiesto la existencia de una deformación de edad precámbrica en estos materiales. Las características de esta deformación no son bien conocidas, aunque la ausencia de un metamorfismo anterior al herciniano y el bajo ángulo de discordancia parecen sugerir una deformación de importancia bastante limitada. Dejando al margen esta deformación precámbrica, las estructuras presentes en la zona pueden ser asignadas, de acuerdo con lo expresado anteriormente, a las siguientes fases de deformación:

1ª Fase (D_1).—Durante esta fase se originaron, en la Unidad del Manto de Mondoñedo, pliegues acostados, prácticamente isoclinales y vergentes al E. Su tamaño es muy variable, alcanzando a veces dimensiones kilométricas. Sus ejes son subhorizontales y longitudinales al trazado cartográfico de las estructuras hercinianas en este sector. En

los materiales del autóctono, los grandes pliegues originados durante esta fase presentan algunas diferencias con respecto a los anteriores, ya que son de dimensiones generalmente menores, con planos axiales moderadamente inclinados al W y, por lo general con un carácter no isoclinal y un apretamiento menor. Asociada a estos pliegues se desarrolla una esquistosidad primaria generalizada (S_1).

2ª Fase (D_2).—A ella corresponde el desarrollo de cabalgamientos vergentes al E que llevan asociados una zona de deformación dúctil cuyo espesor e importancia aumentan con la profundidad y en la que se desarrolla generalmente una esquistosidad de crenulación o una "schistosity" (S_2). Esta zona de deformación asociada al cabalgamiento basal puede llegar a ser muy importante en los materiales alóctonos, mientras que su importancia decrece enormemente o es nula en los materiales del autóctono.

3ª Fase (D_3).—Da lugar a pliegues suaves, asimétricos y con plano axial subvertical y que deforman a las estructuras anteriores, originando al superponerse sobre los pliegues D_1 figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY, ya que ambas generaciones de pliegues son prácticamente homoaxiales. Localmente se desarrolla una esquistosidad de crenulación (S_3).

Con posterioridad a estas fases se originan una serie de estructuras de menor entidad y que han sido descritas frecuentemente como estructuras tardías. Dentro de ellas podemos distinguir las siguientes:

—Kink-bands y crenulaciones subhorizontales
—Pliegues transversales, con kink-band y crenulaciones asociadas.

La cronología de estas estructuras tardías con relación a la tercera fase de deformación es algo controvertida. Así, MARTINEZ-CATALAN (1980, 1981) ha considerado que los pliegues transversales constituyen una fase de deformación anterior a la designada aquí como D_3. No obstante, se ha preferido el esquema aquí propuesto porque se ajusta mejor a la cronología establecida para otras áreas de la Zona Asturoccidental-leonesa y para la Zona Cantábrica; conviene, sin embargo, destacar que las pruebas de esta cronología no son definitivas y que, por consiguiente, este problema sigue abierto a discusión.

Primera fase de deformación

Estructuras mayores.—Como ya hemos esbozado anteriormente, las estructuras mayores D_1 son, en la Unidad del Manto de Mondoñedo, pliegues acostados, prácticamente isoclinales o vergentes al E. El trazado cartográfico y la nomenclatura de estos pliegues se muestran en la fig. 10. Como se puede ver en esta figura, las trazas axiales de los pliegues D_1 presentan en este sector una forma curvada como consecuencia de su deformación por los pliegues mayores D_3. Este hecho es particularmente claro en el caso del sinclinal de Villaodrid, cuya traza axial pasa de tener

una dirección N-S a una dirección NE-SW, al E de la semiventana del Gistral, para volver a tener de nuevo una dirección N-S al W de la citada semiventana. El trazado de los pliegues D_1 situados por debajo del sinclinal de Villaodrid, a pesar de estar interrumpido por la línea de costa, debe de ser semejante al de dicho sinclinal, por lo cual el anticlinal de Foz debe de correlacionarse con el del Eo y el sinclinal de Nois con el de Mántaras (Fig. 10).

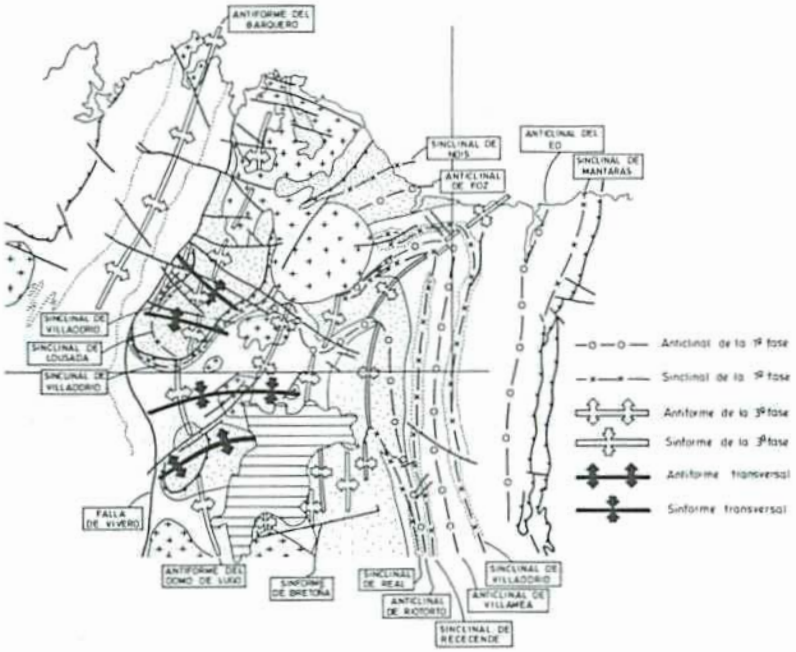

Fig. 10.— Esquema cartográfico mostrando la disposición de las trazas axiales de los pliegues mayores en la parte septentrional de las unidades del Manto de Mondoñedo y "Ollo de Sapo".

Todos ellos son pliegues de gran tamaño, cuyo flanco inverso, medido entre dos charnelas adyacentes, puede sobrepasar en algunos casos los 15 Km. de longitud (por ejemplo, el sinclinal de Villaodrid), siendo longitudes frecuentes las del orden de los 10 Km. El carácter isoclinal de estos pliegues hace que en cartografía presenten un núcleo estrecho, que suele prolongarse hacia el S., fuera del área de la hoja, a lo largo de longitudes que pueden aproximarse en ocasiones a los 100 Km.

Por lo que se refiere a los pliegues mayores desarrollados en los materiales del autóctono del Manto de Mondoñedo, su trazado y

características son más difíciles de precisar por la discontinuidad en los afloramientos producida por la intrusión del Granito de San Ciprián. En todo caso, estos pliegues aparecen cortados por el cabalgamiento que forma un ángulo de 20-30° con sus superficies axiales. En general, son pliegues asimétricos con flancos largos que llegan a alcanzar los 10 Km. (sinclinal de Lousada) y ángulo entre flancos comprendidos entre los 20 y 45° (MARTINEZ-CATALAN 1981). La geometría en perfil de estos pliegues, reconstruida a partir de los afloramientos aislados por el Granito de San Ciprián y de la disposición de los pliegues menores, se puede observar en los cortes que se muestran en la hoja, donde se aprecia claramente el contraste con los pliegues mayores desarrollados en los materiales alóctonos.

Pllegues menores.—Asociados a los pliegues mayores descritos (pliegues de primer orden) se desarrollan varios órdenes de pliegues de menor tamaño. Estos pliegues menores tienen longitudes de flancos que raramente superan los 10 m. y se encuentran repartidos a lo largo de toda la región, aunque su observación se encuentra bastante restringida, por las condiciones de los afloramientos, al corte a lo largo del acantilado de la costa cantábrica.

En la Unidad del Manto de Mondoñedo, los pliegues de segundo orden son escasos y presentan un flanco inverso con una longitud de varios centenares de metros. Un ejemplo particularmente destacable es el pliegue que se desarrolla en el flanco normal del anticlinal de Foz-Tapia y que aflora de manera espectacular a lo largo de la Playa de Benquerencia. Un corte de detalle de este afloramiento se muestra en la fig. 11. En ella puede verse que se trata de un pliegue desarrollado en las cuarcitas, areniscas y filitas del Cándana superior; su flanco inverso tiene unos 500 m. de longitud, encontrándose a menudo el pliegue desplazado por fallas tardías normales de alto ángulo. Asociados a este pliegue aparecen otros de órdenes superiores, observables a escala de afloramiento; sus planos axiales buzan moderadamente hacia el SSE (Fig. 12A) y sus ejes se inclinan suavemente hacia el S (Fig. 12B). Sus ángulos entre flancos oscilan generalmente entre 10 y 40º y las superficies plegadas muestran formas C, D (aprox. parabólicas) con amplitudes 4 o formas F (chevron) con amplitudes 4 ó 5 según la clasificación de HUDLESTON (BASTIDA y PULGAR 1978).

Las características de los pliegues menores desarrollados en los materiales del autóctono del Manto de Mondoñedo, pueden observarse en una sección excepcional situada en las inmediaciones de Burela y consistente en un tren continuo de pliegues de casi 1 Km. de longitud, desarrollado en las Cuarcitas del Gistral. Algunos aspectos de la morfología de estos pliegues se muestran en la fig. 13. Sus planos axiales presentan buzamientos medios hacia el NNW (Fig. 14A) y sus ejes se inclinan suavemente hacia el NNW (Fig. 14B). Los valores más frecuentes de los ángulos entre flancos oscilan entre 20 y 30º (fig. 14C) y las superficies plegadas presentan como formas más abundantes las parabólicas (formas D de HUDLESTON). La forma de las capas plegadas

corresponden a pliegues próximos a similares, aunque muchas veces pertenecen a la clase 1C de RAMSAY (BASTIDA y PULGAR 1978; BASTIDA 1980). Como estructuras asociadas más frecuentes, aparte de la esquistosidad, de la que hablaremos a continuación, cabe destacar la abundante existencia de "boudins" con sus cuellos paralelos a los ejes de los pliegues.

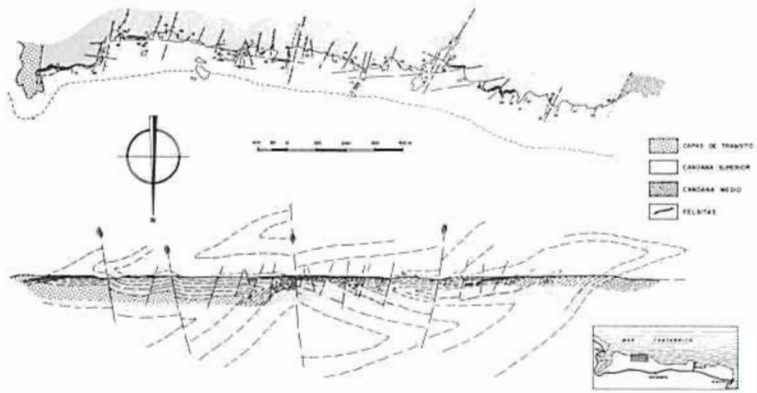

Fig. 11.— Corte de detalle a lo largo de la costa cantábrica, mostrando la estructura de la Formación Cándana en la Playa de Benquerencia, al E de Foz (según BASTIDA y PULGAR 1978).

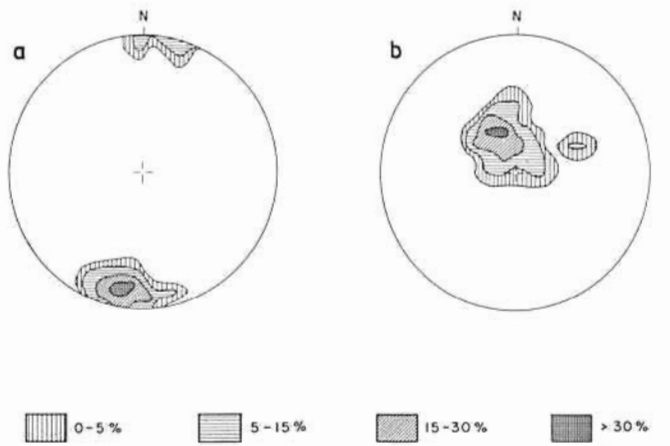

Fig. 12.— Estereogramas mostrando la disposición de ejes (a) y planos axiales (b) de pliegues de la 1ª fase en la sección de la Playa de Benquerencia, al E de Foz (según BASTIDA y PULGAR 1978).

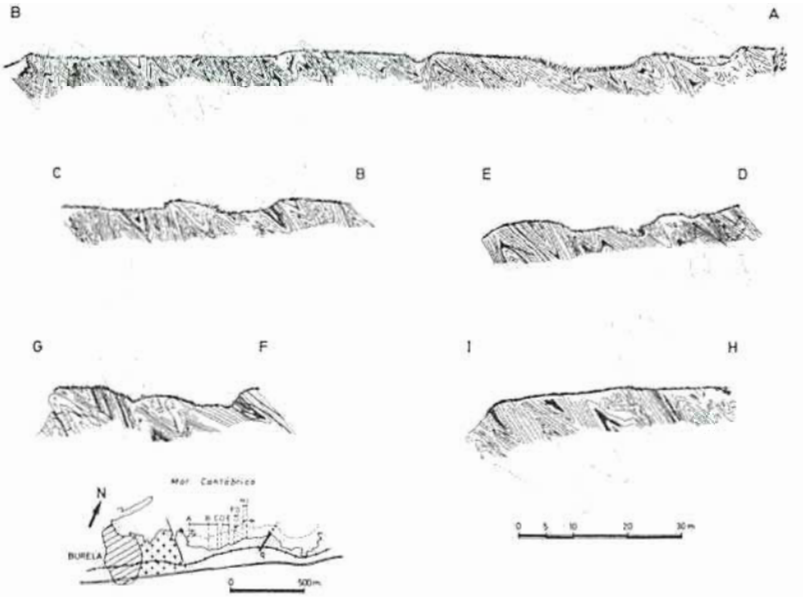

Fig. 13.— Cortes de detalle mostrando los pliegues menores de 1ª fase en la sección del acantilado costero de las proximidades de Burela, Lugo (según BASTIDA 1980).

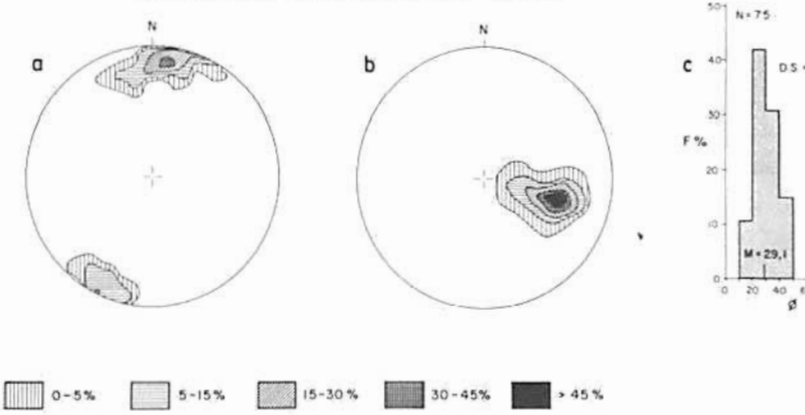

Fig. 14.— Estereogramas mostrando la disposición de los ejes (a), planos axiales (b) e histograma de distribución de frecuencias de los ángulos entre flancos (c) de pliegues menores de 1ª fase en la sección de Burela, Lugo (según BASTIDA y PULGAR 1978).

La esquistosidad S_1.—Las características de la S_1 dependen de la litología y del grado de metamorfismo. En las metapelitas, se produce, en la parte oriental de la hoja, un tránsito de un "slaty cleavage" hasta una "schistosity". No obstante, dada la importancia que presenta la segunda fase de deformación en la parte W de esta unidad y dado que la culminación del metamorfismo es posterior a la primera fase, la recristalización y crecimiento de filosilicatos post D_1 y la deformación de la "schistosity" primaria han modificado ésta para dar una "schistosity" que es el resultado de la acción superpuesta de la primera y segunda fase de deformación (S_{1+2}).

En el caso de cuarcitas o areniscas con bajo contenido en matriz, la S_1 es una esquistosidad grosera definida por una orientación muy deficiente del cuarzo. Si el contenido en matriz es abundante la S_1 consiste en un "slaty cleavage" grosero o una "schistosity", dependiendo del grado de metamorfismo.

Segunda fase de deformación

Dentro del área de la hoja, la segunda fase de deformación está representada por el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, que lleva asociada una zona de deformación dúctil muy importante en los materiales alóctonos en la zona próxima a éste. Este cabalgamiento constituye el límite natural de la Unidad del Manto de Mondoñedo y su expresión cartográfica principal se sitúa más al E del área abarcada por la hoja (Fig. 10). No obstante, dentro de la hoja de La Coruña, este cabalgamiento aparece en la parte occidental del manto dibujando una semiventana tectónica que ha sido puesta de manifiesto por MARTINEZ-CATALAN (1980, 1981) y denominada ventana del Gistral. Esta presenta una forma alargada en la dirección NNE-SSW y se ha originado gracias a la erosión de un antiforme de la tercera fase de deformación. La superficie de cabalgamiento se presenta generalmente como una sola fractura que corta, en la parte meridional de la ventana, a pliegues de la primera fase desarrollados en el autóctono de la unidad y es, a su vez, cortada y enmascarada al N por el Granito de San Ciprián (MARTINEZ-CATALAN 1981). La superposición tectónica mínima es según MARTINEZ-CATALAN (op. cit.) del orden de los 70 Km. mientras que el desplazamiento es de unos 25 Kms.

Asociada a este importante cabalgamiento aparece una zona de deformación dúctil de espesor variable. En el frente de la unidad, situado al E y fuera del área de la hoja esta zona es poco espesa, mientras que en la parte W de la unidad (ventana del Gistral) el espesor de dicha zona es de varios kilómetros. En esta zona dúctil los pliegues son muy abundantes, tratándose siempre de pliegues menores, fuertemente asimétricos y vergiendo hacia las zonas externas de la cadena, al E. Su flanco inverso raramente sobrepasa 1 m. de longitud. Una de las características más destacables de estos pliegues es su falta de cilindricidad, presentando a menudo la morfología de "sheath folds" y adquiriendo algunas veces una

disposición escalonada. Esta geometría da lugar a una notable dispersión en las direcciones axiales de los pliegues, tal como puede verse en la fig. 15. No obstante, es destacable que las charnelas se mantienen siempre en una posición subhorizontal y contenidas en superficies axiales planas, paralelas y subhorizontales. Se trata, por otro lado, de pliegues apretados, cuyos ángulos entre flancos más frecuentes oscilan entre los 10 y 20° (Fig. 15). Las formas de las superficies plegadas más frecuentes son las formas E de HUDLESTON, siguiendo en importancia las formas D (parabólicas) y las F ("chevron") (BASTIDA y PULGAR 1978). Las capas plegadas pertenecen preferentemente a la clase 1C de RAMSAY, aproximándose mucho a la clase 2 (pliegues similares) y presentando muy a menudo los flancos inversos relativamente adelgazados o, incluso, laminados.

La distribución irregular de estos pliegues y su concentración en una zona, su asociación constante a un cabalgamiento importante, la heterogeneidad de la deformación que da lugar a su acusada no cilindricidad y su fuerte asimetría (flancos orientales de menor longitud) han conducido a interpretar esta zona como una zona de cizalla dúctil (BASTIDA y PULGAR 1978; PULGAR 1980; MARTINEZ-CATALAN 1980, 1981).

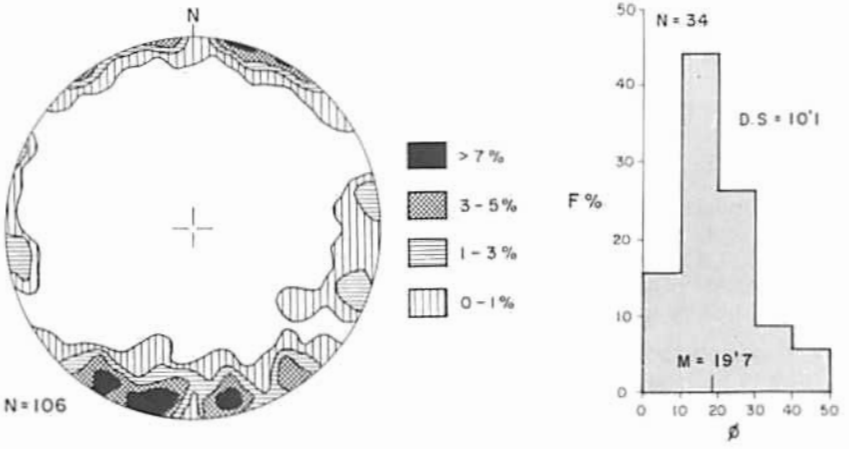

Fig. 15.— Estereograma de ejes e histograma de ángulos entre flancos de pliegues de la segunda fase de deformación desarrollados en la sección costera en los alrededores de Foz, Lugo (según BASTIDA y PULGAR 1978).

Asociada a los pliegues D_2, se desarrolla una esquistosidad S_2 que se presenta como una "schistosity" o bien como una esquistosidad de crenulación. En este último caso, los micropliegues son siempre muy apretados, presentando a menudo una morfología "chevron". En el caso de una "schistosity", ésta puede originarse por reaplastamiento y recristalización en la S_1, originándose en este caso, como ya hemos dicho anteriormente una esquistosidad única S_1+_2. En otros casos, la "schistosity" se origina por la destrucción de los micropliegues de la propia crenulación S_2, destrucción que se ve favorecida por el apretamiento de los micropliegues y por el desarrollo de una importante recristalización dinámica; en estos casos, suelen aparecer micropliegues relictos que evidencian el mecanismo descrito. Generalmente, la esquistosidad S_2 de crenulación se desarrolla en las zonas de charnela de los pliegues mientras que la "schistosity" aparece preferentemente en los flancos.

En los materiales arenosos se genera una fábrica milonítica, que es más acusada en las zonas próximas al cabalgamiento basal donde se llegan a observar rocas filonitizadas. Esta foliación milonítica aparece a su vez replegada por pliegues de pequeño tamaño y cortada por zonas de cizalla discretas orientadas paralela y oblicuamente con respecto a la superficie de cabalgamiento.

Tercera fase de deformación

A escala cartográfica, esta fase está representada en la zona Asturoccidental-leonesa y dentro del ámbito de la hoja por dos grandes pliegues muy suaves y de plano axial subvertical; un sinforme al E, el sinforme de Bretoña, y un antiforme al W, el antiforme del domo de Lugo (Fig. 10). La geometría de estos pliegues se refleja perfectamente en los cortes geológicos que acompañan a la hoja, presentando también una buena manifestación cartográfica. Así, el sinforme de Bretoña es el causante del plegamiento de las trazas axiales de los pliegues D_1 observable al E de la ventana del Gistral, mientras que el antiforme del domo de Lugo es el principal responsable de la citada ventana y del correspondiente trazado cartográfico del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. Las trazas axiales de estos pliegues cambian de posición al atravesar las trazas axiales de los pliegues D_1 indicando que, a pesar del carácter subisoclinal de estos últimos, las capas presentan pequeñas diferencias en orientación de unos flancos a otros, detectable perfectamente en la cartografía (Fig. 10).

Por lo que se refiere a los pliegues menores D_3, estos presentan un desarrollo escaso en esta unidad. Sus ejes son subhorizontales y presentan una dirección NNE-SSW, mientras que sus planos axiales se inclinan hacia el E o SE. Generalmente se trata de pliegues suaves cuya morfología depende del tipo de litología. En rocas competentes se trata de pliegues aproximadamente paralelos con una longitud del flanco corto de uno a varios metros, mientras que en los materiales incompetentes que presentan una marcada anisotropía debida al desarrollo de esquistosida-

des anteriores, los pliegues D_3 suelen presentar una morfología de tipo "kink" con flancos cortos de longitudes generalmente inferiores a un metro y en los cuales se desarrollan a menudo pequeños pliegues de tamaño centimétrico.

La esquistosidad S_3 se suele presentar de una manera localizada en los flancos cortos de los pliegues D_3 desarrollados en materiales incompetentes, tratándose siempre de una esquistosidad de crenulación. Los micropliegues que se asocian a esta estructura son más abiertos que los correspondientes a la S_2 y suelen presentar una morfología más redondeada; sus longitudes de flancos más frecuentes oscilan entre 1 y 2 mm. (PULGAR 1980). Las láminas o superficies de esquistosidad se encuentran por lo general mal definidas y en un estadio de desarrollo incipiente. La anisotropía previa que permite el desarrollo de la S_3 está constituida por la S_1, la S_1+_2 o la S_2. En algunas ocasiones se puede observar al microscopio como los micropliegues de la S_3 repliegan a micropliegues de la esquistosidad anterior S_2 dando lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (BASTIDA y PULGAR 1978; PULGAR 1980).

Estructuras tardías

Con posterioridad a las fases principales de deformación se desarrollan una serie de estructuras que modifican poco la geometría previamente desarrollada y que podemos dividir en tres grupos:

1.—**Esquistosidades subhorizontales y pliegues de plano axial subhorizontal.**—Estas estructuras aparecen en los afloramientos de la Cuarcita del Gistral situados en la parte oriental de la ventana tectónica del mismo nombre y, sobre todo, en el corte de la costa situado en las inmediaciones de Burela (MARTINEZ-CATALAN 1981). La esquistosidad es, a simple vista, una esquistosidad espaciada o de crenulación que afecta a los materiales incompetentes intercalados entre las citadas cuarcitas y que consisten en pizarras muy arenosas o, incluso, microconglomeráticas. Los pliegues son suaves y se encuentran afectando a pliegues menores y boudins originados durante la primera fase de deformación. Estas estructuras son comparables a los "kink-bands" y esquistosidades subhorizontales descritos en otras áreas de la Zona Asturoccidental-leonesa situadas al E de la presente hoja (MARCOS 1973; BASTIDA y PULGAR 1978; PULGAR 1980).

2.—**Pliegues transversales.**—Son pliegues suaves, de gran longitud de onda, de plano axial subvertical y con un trazado axial WNW-ESE. Son frecuentemente asimétricos, con los flancos N de los antiformes más cortos que los S (MARTINEZ-CATALAN 1981). La disposición de sus trazas axiales puede verse en la fig. 10, en la que se observa que el desarrollo de estos pliegues se encuentra limitado a la parte más occidental de la zona habiendo contribuido de manera importante al desarrollo de las ventanas tectónicas. Localmente puede aparecer, asociada a estos pliegues, una esquistosidad de crenulación

3.—**Fallas.**—A lo largo de la Unidad del Manto de Mondoñedo existen un conjunto de fallas tardías que presentan un trazado transversal con relación a las estructuras anteriores, es decir, WNW-ESE o E-W. Estas fracturas son en su mayoría fallas normales de alto ángulo que a menudo presentan una componente de "strike-slip" dextrógiro.

LA FALLA DE VIVERO

Como ya se ha mencionado anteriormente, la Zona Asturoccidental-leonesa y la unidad del Ollo de Sapo están separadas por una importante fractura denominada Falla de Vivero. Esta fractura fue puesta de manifiesto por PARGA PONDAL (1967) y ha sido después citada por numerosos autores, si bien su análisis detallado, ha sido llevado a cabo por MARTINEZ CATALAN (1981). De acuerdo con este autor, sus principales características son las siguientes:

1.—Presenta un trazado de más de 140 Km., siguiéndose desde la costa cantábrica (margen oriental de la ría de Vivero) hasta la Sierra del Caurel, donde desaparece, siguiendo, por tanto, el trazado del Arco Astúrico. En consecuencia, dentro de la hoja de La Coruña, sólo está representado su tramo septentrional.

2.—Salvo en la zona próxima a su terminación S, esta falla pone en contacto materiales ordovícicos y silúricos (bloque W) con materiales precámbricos y cámbricos (bloque E). Las secuencias estratigráficas a uno y otro lado de la falla son, por otro lado, muy diferentes.

3.—El bloque W presenta un grado de metamorfismo menor que el bloque E, en el cual se llega a la migmatización.

4.—El buzamiento actual de la falla es de unos 50 a 70° hacia el W.

5.—La superficie de falla corta a pliegues D_1, así como el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (en la semiventana tectónica del Gistral), estando sin embargo afectada por los pliegues y fallas transversales.

6.—Adyacente a la superficie de falla, se desarrolla en el bloque E una zona de cizalla de 1 a 3 Km. de anchura, con una deformación muy importante que da lugar a esquistosidad de crenulación, a una "schistosity" y a milonitas, originándose además algunos pliegues. En el bloque W la deformación es menor, aunque se originan pliegues a veces con charnelas curvas, con planos axiales subhorizontales o buzando suavemente hacia el W o SW y con forma "chevron" o parabólica.

7.—En relación con la zona de falla, existe un metamorfismo de grado medio y presión media, con desarrollo de distena y estaurolita.

Las anteriores características sugieren que se trata de una falla normal; sin embargo, muchos autores, impulsados probablemente por las

notables diferencias paleogeográficas existentes entre ambos bloques de falla, han admitido de una manera más o menos implícita que dicha falla es un cabalgamiento (RIES y SHACKLETON 1971, MATTE y RIBEIRO 1975, MARTINEZ-CATALAN y otros 1977, BARD 1978, PEREZ-ESTAUN 1978). En la actualidad, y después del análisis realizado por MARTINEZ-CATALAN (1981), parece fuera de dudas el que se trata de una falla normal. El bloque hundido sería el occidental y, según el mencionado autor, el salto de la falla es del orden de 10 a 13 Km., gran parte del cual se habría producido mediante la zona de cizalla dúctil. No obstante, según MARTINEZ-CATALAN (op. cit.) dicha falla presenta además un componente de "strike-slip" dextrógiro. A pesar de su naturaleza de falla normal, y de acuerdo con GONZALEZ LODEIRO y otros (in litt), no se puede descartar la posibilidad de que esta falla oculte un cabalgamiento de la Zona Centroibérica sobre la Asturoccidental-leonesa, en cuyo caso, gran parte de la deformación asociada a la falla podría estar en relación con dicho cabalgamiento.

Un último problema que se plantea en torno a la Falla de Vivero es el de su edad. MARTINEZ-CATALAN (1981), basándose en que la superficie de fractura corta al cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y es doblada por los pliegues transversales, afirma que dicha falla representa una fase de deformación esencialmente anterior a dichos pliegues y por tanto, también a los pliegues longitudinales que él considera aún más tardíos y que nosotros hemos considerado como D_3. No obstante, con el esquema aquí admitido, cabe la posibilidad de que dicha falla sea posterior a los pliegues D_3 y anterior a los transversales. Con ello, la Falla de Vivero se correspondería con una etapa distensiva posterior a las fases de acortamiento que conducen al desarrollo de la cordillera, de forma que esta fractura podría correlacionarse con otras fallas importantes descritas en el NW de la Península.

UNIDAD DEL OLLO DE SAPO

Como ya hemos visto, la Unidad del "Ollo de Sapo" esta limitada al E por la Falla de Vivero y al W por la zona de fallas de Puentedeuma-Valdoviño; al NW está separada del Complejo de Cabo Ortegal por importantes cabalgamientos.

Los rasgos principales de la estructura de esta unidad fueron puestos de manifiesto por MATTE (1968), quien distinguió en ella dos fases de deformación. Como puede verse en los cortes geológicos de la hoja, en su estructura se distinguen unos pliegues originalmente acostados o con superficies axiales buzando suavemente hacia el W, fuertemente replegados por unos segundos pliegues de plano axial subvertical. Los primeros son totalmente comparables a los D_1 descritos en la Unidad del Manto de Mondoñedo y suponemos por ello que se han originado durante la misma fase de deformación que denominaremos D_1. Los segundos pliegues forman parte del tren continuo de estructuras que afecta a todo el NW de la Península como una fase general de replegamiento y que se

corresponde con la D_3 descrita en la Unidad del Manto de Mondoñedo, por lo que aquí será denominada también D_3. La superposición de ambas generaciones de pliegues da lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY, siendo la principal a escala cartográfica la que da lugar al antiforme del Barquero, que constituye la mitad oriental de la unidad.

Recientemente, DIAZ GARCIA (1982) ha descrito en la costa occidental de esta unidad una zona de cizalla dúctil cuyas características son similares a las de la zona de cizalla D_2 descrita en la Unidad del Manto de Mondoñedo, por lo cual puede inferirse razonablemente que ambas zonas son correlacionables y que son el resultado de una misma fase de deformación D_2, situada, por tanto, cronologicamente entre las dos fases citadas en el párrafo anterior (D_1 y D_3). Estas estructuras D_2 son siempre pliegues menores que no son, por ello, representables a la escala cartográfica; sin embargo, independientemente de la importancia tectónica, aún no aclarada, de esta zona de cizalla, su existencia pone de manifiesto una secuencia de la deformación para la Unidad de Ollo de Sapo, totalmente comparable a la de la Unidad del Manto de Mondoñedo. En el resto de la presente unidad, y haciendo posible excepción del límite con el Complejo de Cabo Ortegal, no se han encontrado estructuras D_2. Unicamente, a escala de afloramiento, se observan en la Playa de Area Grande (al W de la Ría de Vivero), cerca del contacto entre el Ollo de Sapo y los materiales del Ordovícico inferior, tres generaciones de pliegues superpuestos; sin embargo, tal observación presenta un carácter estrictamente puntual.

La primera fase de deformación D_1

Como puede verse en los cortes geológicos de la hoja, se observan, a escala cartográfica, dos anticlinales D_1 separados por el correspondiente sinclinal. La morfología y posición original de estos pliegues, se encuentra fuertemente enmascarada por los D_3. No obstante, puede deducirse que se trata de pliegues apretados, con un flanco inverso de unos 6 Km. de longitud para el anticlinal más occidental.

A escala de afloramiento, los pliegues D_1 sólo se presentan esporádicamente, no habiéndose realizado hasta el momento ningún análisis estadístico de su morfología.

La esquistosidad S_1.—Presenta unas características muy variables a lo largo de la presente unidad dependiendo de la litología de la intensidad de la deformación y del grado de metamorfismo sufrido por la roca durante la D_1.

En las cuarcitas, la S_1 se encuentra muy poco o nada desarrollada, tratándose en el mejor de los casos de una esquistosidad grosera. En las areniscas, la S_1 se manifiesta como una esquistosidad grosera, cuando el contenido en matriz es bajo, o como un "slaty cleavage" grosero cuando el porcentaje en matriz es mayor. En las pizarras, filitas y

esquistos, la S_1 oscila entre un "slaty cleavage", un "staly cleavage" grosero y una "schistosity" incipiente dependiendo del grado de metamorfismo y del contenido en cuarzo de las muestras.

En el "Ollo de Sapo", la S_1 es practicamente indiferenciable de la esquistosidad posterior (S_3 ó S_1+_3), encontrándose probablemente enmascarada en la mayor parte de los casos por ella. Unicamente, en las zonas de charnela de algunos pliegues menores D_3 aparece preservada excepcionalmente la S_1 que se presenta como una "schistosity".

La segunda fase de deformación D_2

Como ya se ha dicho con anterioridad la existencia de esta fase fue puesta de manifiesto por DIAZ GARCIA (1982); este autor describe una zona de cizalla dúctil que se extiende desde el límite occidental del Complejo de Cabo Ortegal hasta la Falla de Valdoviño.

La asignación de las estructuras asociadas a esta zona de cizalla dúctil a una segunda fase de deformación no ofrece dudas. En efecto, por un lado estas estructuras son post-D_1, ya que las deforman, habiéndose observado algunas figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY entre pliegues D_1 y D_3, a la escala de afloramiento, al E de la Playa de Pantín (DIAZ GARCIA 1982); además, los pliegues de la zona de cizalla llevan asociada una esquistosidad de crenulación, cuyos micropliegues doblan a la esquistosidad S_1. Por otro lado, estos pliegues son claramente pre-D_3, ya que se encuentran basculados por el gran sinforme D_3 que afecta al Complejo de Cabo Ortegal y en cuyo flanco occidental se sitúan estas estructuras. La analogía de estas estructuras con las D_2 del Manto de Mondoñedo, sugiere además un significado tectónico y temporal semejante.

Los pliegues asociados a la zona de cizalla antes citada son de pequeño tamaño, siempre vergentes al E y presentan a menudo charnelas curvas, con una morfología de "sheath folds". Esta última característica da lugar a una gran dispersión de direcciones axiales (Fig. 16a). La proximidad de estas estructuras con la zona de fallas de Puentedeuma-Valdoviño podría sugerir una relación genética con esta zona. Sin embargo, las estructuras asociadas a la citada zona de falla son, como veremos más adelante, más tardías y distintas de las aquí descritas. Por otro lado, la asimetría de los pliegues D_2 y el hecho de que presenten su máxima amplitud, cuando poseen charnelas curvas, en la dirección E-W (DIAZ GARCIA 1982) parece indicar que se trata de una zona de cizalla con vergencia E. Por estas razones, y dada la proximidad de esta zona con el cabalgamiento que limita el Complejo de Cabo Ortegal, parece más coherente suponer que estas estructuras puedan estar relacionadas genéticamente con el emplazamiento del mencionado complejo.

Finalmente, es destacable que asociada al desarrollo de los pliegues D_2 se ha originado una esquistosidad de crenulación S_2; esta

esquistosidad se convierte en una foliación milonítica en la base de la zona de cizalla, lo que conlleva una notable reducción en el tamaño del cuarzo producida por recristalización dinámica (DIAZ GARCIA op. cit.).

La tercera fase de deformación D_3

Las estructuras que se originan durante esta fase de deformación son pliegues relativamente apretados acompañados de una esquistosidad muy penetrativa.

Pliegues.—Los pliegues D_3 presentan, como puede verse en los cortes geológicos, planos axiales subverticales o muy inclinados. Los de mayor tamaño presentan una longitud de flancos del orden de 1 a 2 Km., tratándose de pliegues apretados, cuyo ángulo entre flancos es generalmente menor de 40°. El estilo de estos pliegues contrasta con el de los correspondientes D_3 del Manto de Mondoñedo que, como hemos visto consisten en suaves ondulaciones de gran tamaño. También contrasta dicho estilo con el suave pliegue D_3 que desarrolla el Complejo de Cabo Ortegal, en torno al cual, las trazas axiales de los pliegues D_3 de la Unidad del "Ollo de Sapo" describen un marcado abanico divergente, lo cual se observa tanto en corte (corte geológico II-II') como en cartografía. En este último caso, la diferencia de estilo se debe, sin duda, a las diferencias litológicas, que motivaron un diferente comportamiento frente al plegamiento D_3, de forma que las rocas de la Unidad del "Ollo de Sapo", mejor estratificadas, se plegaron más fácilmente que el conjunto del

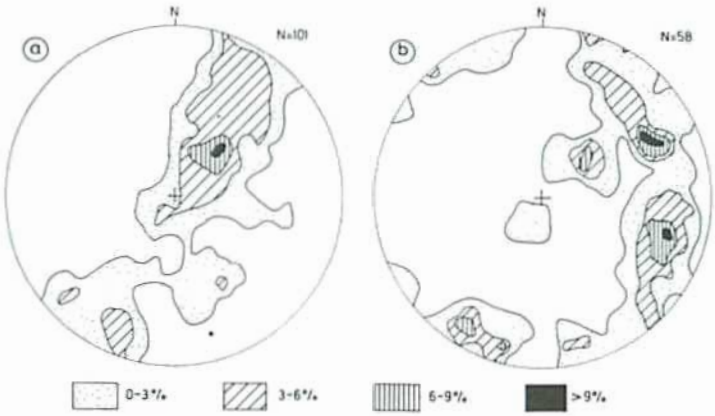

Fig. 16.— a) Estereograma de ejes de pliegues D_2 medidos en la parte E de la Playa de Pantín (Unidad del Ollo de Sapo); b) estereograma de ejes de pliegues D_2 medidos en la Punta de Frouxeira (Complejo de Ordenes). Según DIAZ GARCIA (1982).

Complejo de Cabo Ortegal. En cartografía, los pliegues D_3 presentan un trazado largo y estrecho, tal como corresponde a su apretada morfología, no observándose, sin embargo, manifestaciones cartográficas de las interferencias entre las estructuras D_1 y D_3.

Los pliegues menores D_3 aparecen esporadicamente a lo largo de esta unidad. Un buen ejemplo de estas estructuras aparece inmediatamente al E de la Playa de Area Grande (W de la Ría de Vivero) (Fig. 4), tratándose de un pliegue asimétrico desarrollado en el flanco E de un antiforme mayor D_3. Otra localidad de interés para el análisis de los pliegues menores D_3, se sitúa en un borde de la carretera de Ortigueira a Mañón y unos 3 Km. al N de esta última localidad. Estos pliegues se desarrollan en cuarcitas y pizarras situadas en la parte superior de los materiales del Ordovícico inferior y su morfología puede observarse en la fig. 17, presentan planos axiales subverticales y sus ejes se inclinan muy suavemente hacia el NE. Son pliegues con una longitud de flancos del orden de 1 m.; sus ángulos entre flancos oscilan entre 10 y 30° y presentan una morfología angulosa, próxima al tipo "chevron".

La esquistosidad S_3

La esquistosidad S_3 es muy penetrativa siendo, en el campo, la anisotropía más marcada en amplias áreas de la unidad. En las rocas pelíticas, la S_3 es una esquistosidad de crenulación que se presenta en estados evolutivos muy diversos dependiendo del grado de metamorfismo. Así, existen esquistosidades de crenulación con pliegues suaves, desarrollando una acusada diferenciación mineral y practicamente sin recristalización; en otras zonas, se trata de una esquistosidad de crenulación constituida por pliegues muy apretados, generalmente de tipo "chevron" y presentando una fuerte recristalización; finalmente, en zonas próximas a granitos la S_3 llega a veces a ser una "schistosity". En el caso del "Ollo de Sapo", la S_3 es generalmente indiferenciable de la S_1, observándose una esquistosidad única que es en la mayor parte de los casos el resultado de ambas fases de deformación (D_1+D_3), tratándose por consiguiente de una S_{1+3}; cuando la matriz de la roca es escasa, tal esquistosidad es una esquistosidad grosera con orientación dimensional preferente de las micas y con ausencia de orientación en el cuarzo y en los feldespatos, mientras que, cuando la matriz es abundante, se trata de una "schistosity".

Fallas tardías

Con posterioridad a las estructuras originadas durante las fases de deformación descritas, se originan abundantes fallas de características análogas a las ya descritas para la Unidad del Manto de Mondoñedo. Se distinguen principalmente dos conjuntos: uno, de dirección WNW-ESE, y el otro, menos numeroso, de dirección NW-SE. En ambos casos se trata de fallas normales de alto ángulo o de fallas con un componente dominante de "strike-slip" dextrógiro.

Fig. 17.— Corte de detalle mostrando el estilo de los pliegues menores de la 3ª fase de deformación desarrollados en los materiales ordovícicos de la Unidad del Ollo de Sapo. Carretera de El Barquero a Ortigueira, cerca del cruce de Mañón.

LOS COMPLEJOS DE CABO ORTEGAL Y ORDENES

La parte más occidental de la hoja de La Coruña está constituida por dos unidades, los complejos de Cabo Ortegal y Ordenes, que junto con otras unidades de características similares (p. e. los complejos de Morais y Braganza, en el NE de Portugal) constituyen uno de los rasgos más significativos de la Zona Centro-Ibérica en el NW de la Península Ibérica. Todos estos complejos ocupan el núcleo de un sinforme y están separados de las rocas paleozoicas que los rodean por contactos tectónicos. Su característica más destacada es el estar constituidos en mayor o menor proporción por rocas metamórficas de alto grado, entre las que las rocas máficas y ultramáficas (metagabros, granulitas máficas, eclogitas y peridotitas) llegan a constituir, en algunos de estos complejos, más del 75% de sus afloramientos. Estos complejos muestran historias metamórficas y de deformación complicadas, que todavía distan de estar bien establecidas. Así, estos complejos catazonales han sido -y aún lo son actualmente- objeto de gran controversia, tanto en lo que se refiere a su posición tectónica, como a su edad y significado, o a aspectos más de detalle de su evolución petrológica y estructural, lo que ha llevado a interpretarlos de manera bien diferente. En todo caso, dada la gran similitud entre las rocas, posición tectónica e historia petrológica y estructural de todos los complejos, parece indiscutible el que todos ellos tengan que ser interpretados del mismo modo.

Por ello, antes de entrar en la descripción de la estructura de la parte de estos complejos comprendida en esta hoja, parece interesante el pasar revista, aunque sea someramente, a algunos de los modelos ofrecidos para la interpretación tectónica de estos complejos de un modo global o de alguno de ellos en particular. Las interpretaciones autoctonistas han sido mantenidas principalmente por los autores holandeses y van desde considerar las rocas catazonales de los complejos como un basamento precámbrico autóctono, formando un domo en seta (TEX y VOGEL 1962; VOGEL 1967; OVERMEEREN 1975; TEX 1977 y 1978) o extruido sobre las rocas paleozoicas (MATTE y RIBEIRO 1967; RIBEIRO 1974), a interpretarlos como originados en relación con un penacho del manto ("mantle-plume"), que alcanzó la base de la litosfera en la zona axial de la cadena a finales del precámbrico, y cuya evolución a lo largo del paleozoico explicaría todos los eventos magmáticos y tectonometamórficos afectando a este sector del Macizo Hespérico (KEASBERRY y otros 1976; CALSTEREN 1977, 1978a y b; ARPS y otros 1977; CALSTEREN y otros 1979; KUIJPER 1979; KEASBERRY 1979; TEX 1981). Las interpretaciones aloctonistas sostienen que las rocas catazonales son: a) los restos de un gran manto de basamento precámbrico emplazado sobre las rocas paleozoicas durante la orogénesis herciniana (RIBEIRO y otros 1964; RIES y SHACKLETON 1971) o la caledoniana (ANTHONIOZ 1969, 1972; ANTHONIOZ y FERRAGNE 1978); b) partes de una suite ofiolítica asociada al ciclo caledoniano, durante el cual se había producido el metamorfismo de alto grado y su emplazamiento hasta la posición actual desde posiciones más occidentales (MARTINEZ GARCIA 1973; MARTINEZ GARCIA y otros 1975); y c) parte de un gran manto, de rocas máficas y ultramáficas de edad probablemente Paleozoico inferior, emplazado durante una obducción varisca, representando los restos de una sutura oceánica (BAYER y MATTE 1979).

Independientemente de cual sea la edad y origen de las rocas catazonales de los complejos, su carácter alóctono parece hoy en día incuestionable. En efecto, hechos tales como: a) la geometría de los afloramientos de estos complejos, que forman masas aisladas, redondeadas o ligeramente alargadas en la dirección general de las estructuras, b) su posición ocupando siempre el núcleo de sinformes, c) el carácter claramente tectónico de sus contactos con las rocas que los rodean y la disposición de éstos con inclinaciones suaves o moderadas hacia la parte interna de los complejos, d) la propia estructura interna de los complejos que implica en muchos casos una intensa deformación por cizalla paralela a sus contactos, en relación con una importante tectónica tangencial, y e) la existencia de importantes cabalgamientos en otras áreas de la parte interna de la cadena (p. e. el Mando de Mondoñedo), apuntan claramente a que estos complejos sean restos en forma de "klippes", de un gran manto emplazado en su posición actual durante la orogénesis herciniana.

Este gran manto procedería del oeste y su raíz podría corresponderse con la alineación Porto-Viseu-Guarda (RIES y SHACKLETON 1971) o

más probablemente con la de Porto-Coimbra-Badajoz-Córdoba (BAYER y MATTE 1979), implicando, por tanto, un desplazamiento superior a los 150 Km.

En lo que sigue se describirá por separado la estructura del Complejo de Cabo Ortegal, comprendido en su totalidad dentro de la hoja, y la de la pequeña parte del Complejo de Ordenes que constituye su parte más occidental. A pesar de la proximidad entre los afloramientos de ambos complejos no existe continuidad cartográfica entre ellos, ya que están separados por la franja Puentedeume-Valdoviño que enmascara, en este sector, el contacto occidental del Complejo de Ordenes.

El Complejo de Cabo Ortegal

Como se puede observar en la cartografía, este complejo constituye un afloramiento semielíptico, limitado al N por el mar Cantábrico y en contacto tectónico con las rocas silúricas del flanco O del antiforme del Barquero. Desde el punto de vista estructural, el Complejo de Cabo Ortegal se sitúa en el núcleo de un amplio sinforme, cortado al O por las fallas de Prado y Valdoviño. Este sinforme se corresponde con los pliegues asignados a la 3ª fase de deformación herciniana (D_3) en la Unidad del "Ollo de Sapo" y deforma al cabalgamiento basal del complejo, que representa, por tanto, un episodio de deformación anterior (que podemos designar como D_2). Hasta aquí, el esquema de evolución estructural es similar al señalado para las unidades descritas anteriormente y tal como se puede observar en los cortes y la cartografía, la estructura de conjunto es también aparentemente simple. Sin embargo, en detalle, la historia deformacional de las rocas del Complejo de Cabo Ortegal es complicada, pudiendo distinguirse en este sentido dos partes bien diferenciadas, separadas por un cabalgamiento (Fig. 7): una parte central constituida fundamentalmente por rocas básicas, ultrabásicas y metasedimentos, con metamorfismo esencialmente de alto grado (unidades de Cedeira y La Capelada) y un cinturón periférico, la Unidad de Moeche, constituido por rocas con un metamorfismo de bajo a medio grado (Anfibolitas de Purrido y Grupo Moeche).

La Unidad de Moeche.—La estructura de esta unidad no está bien establecida en el detalle, en parte debido a las dificultades que para ello impone el tipo de materiales que la componen. La parte oriental de la unidad está constituida por el Grupo Moeche, consistente, tal como vimos en el apartado de estratigrafía, en una mezcla de materiales muy diversos, incluyendo fragmentos de rocas catazonales, con las características de una mezcla tectónica o un olistostromo (MARTINEZ GARCIA y otros 1975, TEX 1981). La asociación de rocas presentes en el Grupo Moeche ha inducido a algunos autores a interpretarlo como una secuencia ofiolítica desmembrada como consecuencia de una tectonización más o menos intensa (BAYER y MATTE 1979, TEX 1981). Esta tectonización debe ser posterior a los episodios de metamorfismo catazonal en las unidades de Cedeira y La Capelada, como lo muestra la presencia de fragmentos de

rocas catazonales en el Grupo Moeche, y podría corresponderse con el episodio de deformación responsable del emplazamiento de estas unidades.

Las rocas de este grupo muestran una esquistosidad bastante generalizada,con las características de un "slaty cleavage" o una esquistosidad grosera según los materiales, cuya relación con otras estructuras correspondientes al mismo y otros episodios de deformación no son bien conocidas por el momento. Esta esquistosidad parece rodear los fragmentos de rocas y estar afectada por los pliegues que deforman a los cabalgamientos que limitan la unidad pudiendo, por ello, haberse originado durante el mismo episodio de deformación que aquellos, sin que se puedan descartar otras posibilidades.

En la parte oeste de la Unidad de Moeche, y en contacto tectónico con el grupo del mismo nombre, se sitúan las Anfibolitas de Purrido, que constituyen un cuerpo de espesor variable con una litología muy uniforme y una estructura más bien simple. En efecto además de los cabalgamientos que las limitan, la estructura más notable es una esquistosidad bien desarrollada, definida por la orientación de los anfiboles. En ningún caso se observan pliegues en relación con esta esquistosidad que, en ocasiones, aparece deformada por pliegues, siempre poco numerosos y de pequeño tamaño, que pueden asignarse a dos episodios de deformación. Los pliegues de la primera generación aparecen concentrados en bandas centimétricas o decimétricas, paralelas y en la dirección general de la esquistosidad; presentan una marcada asimetría y muestran siempre una vergencia en la dirección de buzamiento general de la esquistosidad (ENGELS 1972). Los pliegues de la segunda generación son también de pequeño tamaño y asimétricos pero con una vergencia contraria y concordante con su posición en el flanco oeste del sinforme de Cabo Ortegal y deben ser asignados por tanto a este mismo episodio de deformación. Las características de la esquistosidad en las anfibolitas, y la ausencia de pliegues formados en relación directa con ella, podrían sugerir el que ésta represente una foliación milonítica originada en relación con los cabalgamientos que delimitan el cuerpo de anfibolitas. La existencia de una deformación por cizalla dúctil importante asociada a estos cabalgamientos podría ser también responsable de la formación de la primera generación de pliegues, cuya disposición y geometría apuntan hacia una deformación de estas características.

En síntesis, las primeras estructuras observables en la Unidad de Moeche parecen ser los cabalgamientos que limitan la unidad en relación con los cuales tiene lugar una milonitización de las Anfibolitas de Purrido con generación de pequeños pliegues deformando la fábrica previamente originada. En relación con este mismo episodio de deformación podría haberse formado también la esquistosidad desarrollada en el Grupo Moeche. Estas estructuras podrían correlacionarse con las originadas en otras zonas durante la 2ª fase de deformación herciniana (D_2), que

muestran características semejantes y como ellas están replegadas por la 3ª fase de deformación herciniana (D_3); durante esta última se origina la estructura sinformal característica del complejo.

Las Unidades de Cedeira y La Capelada.—Estas unidades se encuentran ocupando la parte más interna del Complejo de Cabo Ortegal; su contacto con la Unidad de Moeche es un importante cabalgamiento, que da lugar a un salto metamórfico notable ya que superpone rocas catazonales sobre rocas epi o mesozonales. Un corte E-O a través de estas unidades se puede ver en la Fig. 7; esta sección muestra una estructura macroscópica caracterizada por una serie de grandes pliegues muy apretados cortados por cabalgamientos que se sitúan en la base de ambas unidades, estando todo este conjunto deformado por un amplio sinforme y afectado por algunas fallas tardías. Esta imagen, bastante simple, no se corresponde con la compleja estructura en detalle de estas unidades, que ha llevado a algunos autores a distinguir hasta cinco fases de deformación (VOGEL 1967, ENGELS 1972, ARPS y otros 1977, TEX 1981). Estos autores, en base a diversos criterios, fundamentalmente de tipo petrológico y a algunos datos isotópicos de edad asignan las tres primeras fases a una deformación prehercínica.

Los nuevos datos de que se dispone, así como una revisión de los criterios utilizados para definir estas fases de deformación y de sus relaciones con los episodios de metamorfismo, permiten establecer un esquema de generación de estructuras algo distinto y un modelo de evolución tectónica netamente diferente. Una síntesis de este esquema de generación de estructuras y su relación con episodios de metamorfismo y magmatismo se puede ver en la Fig. 18. El primer episodio de deformación (D_1) se manifiesta por una milonitización general de las rocas en la Unidad de Cedeira y La Capelada, que es posterior a los episodios metamórficos de alto grado (M_1 y M_2). La foliación milonítica originada durante este primer episodio de deformación aparece deformada por grandes pliegues isoclinales (D_2), de eje aproximadamente N-S, que se reflejan perfectamente en la cartografía y los cortes (Fig. 7). Estos pliegues llevan asociados otros de ordenes de tamaño menor y aparecen cortados por los cabalgamientos que limitan estas dos unidades y que se originan durante un tercer episodio de deformación (D_3). Durante él se generan también pliegues de pequeño tamaño y zonas de cizalla dúctil localizadas. Todas las estructuras anteriormente mencionadas están deformadas por un amplio sinforme y los pliegues menores a él asociados, que representaría el cuarto episodio de deformación (D_4). Posteriormente, todo el conjunto es deformado por algunas fallas tardías, generalmente directas, que modifican ya poco la estructura previamente establecida. Esta cronología relativa entre las diferentes estructuras se puede establecer en base a criterios geométricos de superposición, observables a todas las escalas y, especialmente, a partir de los modelos de interferencia entre pliegues menores que son bastante numerosos y en ocasiones verdaderamente clarificadores (Fig. 19).

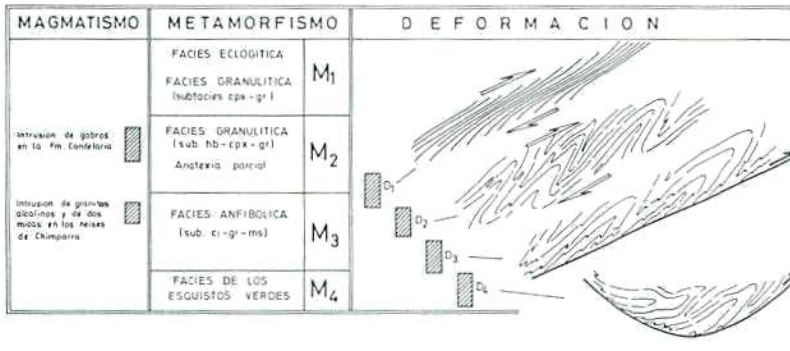

Fig. 18.— Esquema de relación entre los diferentes acontecimientos magmáticos y metamórficos y los episodios de deformación en el Complejo de Cabo Ortegal.

Primera fase de deformación (D_1).—Durante este primer episodio de deformación tiene lugar una milonitización general de las rocas básicas y neises de las unidades de Cedeira y La Capelada, que desarrollan una foliación muy marcada. En ningún caso se observan evidencias de una deformación anterior, ni estructuras en relación con esta foliación milonítica, cuyo desarrollo implica un profundo reajuste microestructural y mineralógico en las rocas.

En las rocas básicas, la foliación milonítica va acompañada de una retrogradación general de las rocas desde la facies granulítica y eclogítica a la anfibolítica; las rocas en facies de alto grado quedan solamente conservadas como cuerpos lenticulares rodeadas por la foliación milonítica y preservados de la milonitización. Estos cuerpos lenticulares son generalmente de pequeñas dimensiones, presentan una textura granoblástica y conservan las evidencias de dos episodios metamórficos anteriores (M_1 y M_2). En ocasiones, paralelamente a la foliación milonítica se observa un bandeado rico en cuarzo y plagioclasas originado por deformación de movilizados anatécticos producidos en relación con el segundo episodio metamórfico (M_2).

En los neises, este episodio de deformación se manifiesta por una fábrica planar o plano-linear de carácter milonítico muy marcada. Frecuentemente, los neises tienen un aspecto bandeado, debido a la presencia de lechos ricos en plagioclasas; en ocasiones se encuentran también glándulas de minerales leucocráticos rodeadas por la foliación

milonítica. Las glándulas o lechos leucocráticos derivan de la deformación de movilizados anatécticos en metasedimentos migmatizados, que, en ocasiones, aparecen formando cuerpos lenticulares preservados de la milonitización y rodeados por una foliación muy marcada. En otros casos, el carácter bandeado de los neises representa una herencia del bandeado litológico original del protolito sedimentario (Neises de Cariño).

Fig. 19.— Interferencia de pliegues en los neises de Cariño, en la Playa de Cariño (ENGELS 1972, Fig. II-8).

Segunda fase de deformación (D_2).—Durante este episodio de deformación se originan grandes pliegues acostados isoclinales que deforman claramente la foliación milonítica originada durante la primera fase de deformación. Las características fundamentales de estos grandes pliegues pueden observarse en el corte de la Fig. 7. Uno de estos pliegues forma la Unidad de La Capelada, en la que las rocas ultrabásicas de los afloramientos de Limo y Herbeira constituyen una gran lámina situada por encima de la Formación Bacariza, que al O se hunde en la zona Uzal definiendo la charnela de un gran sinclinal, en cuyo núcleo se sitúan los neises de Cariño. Otro de estos pliegues se sitúa en la Unidad de Cedeira, con su núcleo formado por las Anfibolitas de Candelaria.

En relación con estos pliegues aparecen una serie de pliegues menores de diverso tamaño, siempre muy apretados, y frecuentemente con carácter intrafoliar (Fig. 19). Sus ejes se disponen aproximadamente N-S y pliegan a la foliación milonítica anterior sin que se observe el desarrollo de una nueva foliación de plano axial. La importante deformación de las rocas que implica la geometría de estos pliegues sugiere un retrabajamiento de la foliación milonítica previa cuya importancia,por el momento, es difícil de evaluar.

Tercera fase de deformación (D_3).—Durante este episodio de deformación se originan los cabalgamientos que limitan las Unidades de Cedeira y La Capelada y algunas estructuras a pequeña escala, tales como pliegues menores y zonas de cizalla discretas. Estos cabalgamientos cortan a los grandes pliegues originados durante la fase anterior y producen un salto metamórfico, al superponer rocas con metamorfismo de alto grado sobre otras epi a mesozonales. La geometría de estos cabalgamientos no es sencilla en el detalle, al no tratarse de una simple superficie de fractura sino más bien de una zona de deformación intensa con varias superficies de discontinuidad. Sus características pueden ser observadas con especial claridad en los acantilados costeros entre Cedeira y la Punta Candelaria, donde se sitúa el cabalgamiento que separa la Unidad de Cedeira de las Anfibolitas de Purrido, constituyendo la llamada zona tectónica de Carreiro (VOGEL 1967). Un ejemplo de la estructura de esta zona se puede observar en el corte de la figura 20.

Tal como puede apreciarse en esta figura, la zona de cabalgamiento está constituida por varias superficies que separan láminas con rocas muy variadas, incluyendo anfibolitas de tipo Purrido, neises, rocas ultrabásicas e incluso "melanges" con fragmentos de rocas de tipo diverso. Las rocas ultrabásicas están completamente serpentinizadas y las anfibolitas presentan en ocasiones una filonitización muy notable acompañada de una retromorfosis general a la facies de los esquistos verdes.

Durante esta fase de deformación se originan también pliegues menores, asimétricos y siempre mirando al E. Estos pliegues presentan un grado de apretamiento generalmente alto y charnelas curvadas,

formando frecuentemente vainas aplanadas, lo cual se refleja por una dispersión muy acusada de sus direcciones axiales (Fig. 21). Esto ha llevado a atribuir erróneamente muchos de estos pliegues a otros episodios de deformación, al tomar como criterio las diferentes orientaciones axiales. Sin embargo, la relación de los pliegues D_3 con los de otras fases de deformación queda clara a partir de las numerosas figuras de interferencia observables (Figs. 19 y 20). Además, todas las características geométricas de estos pliegues apuntan hacia una importante deformación por cizalla dúctil, lo que refuerza su origen en relación con los cabalgamientos.

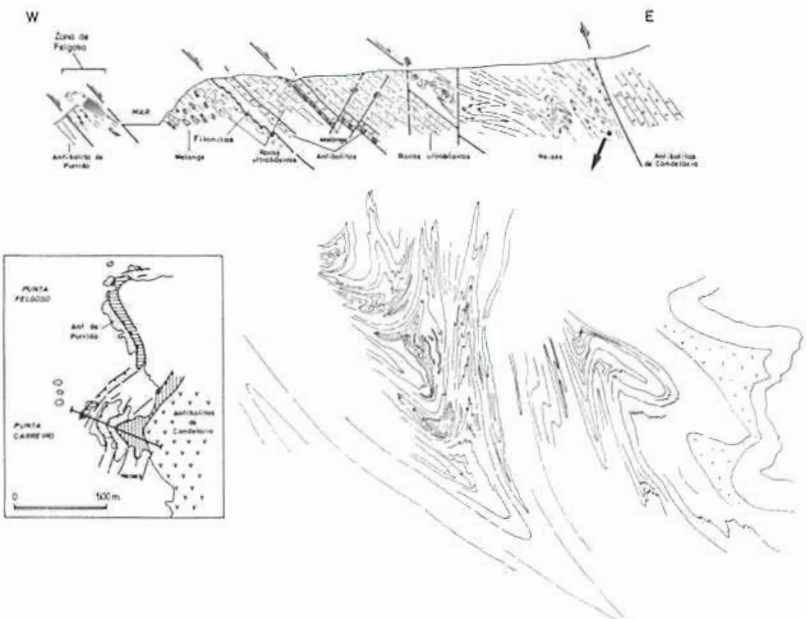

Fig. 20.— Esquema de la estructura del límite entre las unidades de Cedeira y Moeche, en la Punta de Carreiro, al N de Cedeira (según datos inéditos de A. PEREZ ESTAUN y A. MARCOS).

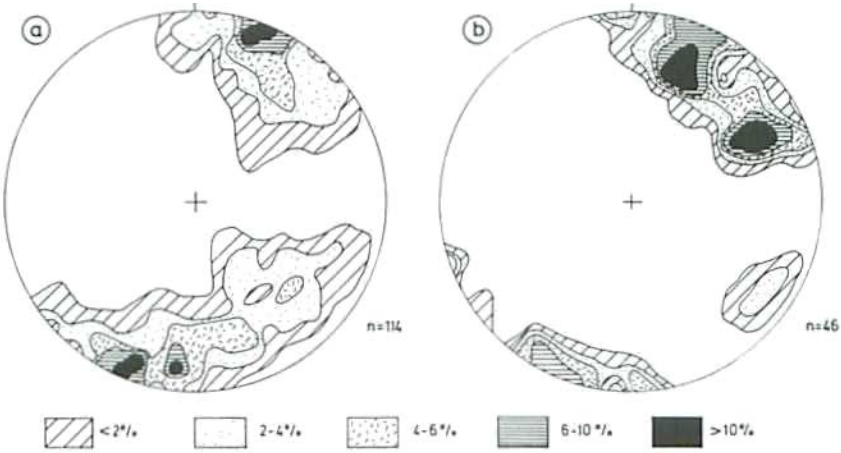

Fig. 21.— Estereograma de ejes de pliegues D_3; a) 114 ejes medidos en el corte de Punta Candelaria, b) 46 ejes medidos en Punta Carreiro y Punta Felgoso.

Además de las estructuras ya descritas, durante esta fase se originan también zonas de cizalla discretas, formando bandas generalmente centimétricas, en las que la foliación milonítica previa se encuentra fuertemente deformada.

Cuarta fase de deformación (D_4).—Durante esta fase se origina el gran sinforme en cuyo núcleo se sitúa el Complejo de Cabo Ortegal. En relación con este sinforme se originan pliegues de varios órdenes de tamaño con ejes NE-SW (Fig. 22) y planos axiales fuertemente inclinados. Algunos de éllos se reflejan perfectamente en la cartografía y los cortes, destacando el antiforme de Monte Agudo o los suaves pliegues que deforman las rocas básicas, ultrabásicas y neises de la Unidad de La Capelada. El grado de apretamiento de estos pliegues menores D_4 es muy variable. En las rocas básicas suelen ser pliegues suaves con longitudes de onda métricas a decamétricas, mientras que en los neises suelen presentar menor tamaño y mayor grado de apretamiento (Fig. 20).

Complejo de Ordenes

Como ya se ha dicho en un capítulo anterior, el Complejo de Ordenes se encuentra representado en la parte occidental de la hoja de La Coruña. En afloramiento, dicho complejo constituye una unidad alóctona con forma redondeada, aunque ligeramente alargada en la dirección N-S. Una sección realizada en una dirección E-W a través del complejo, nos muestra que se trata de un sinforme suave originado durante la fase designada en las unidades más orientales como D_3. De esta gran

unidad, sólo aparece en el área de la hoja estudiada su extremo NE, estando su límite con la Unidad del Ollo de Sapo, constituido por una zona larga y estrecha (franja de Puentedeume-Valdoviño), circundada por granitos y que, desde el punto de vista estructural, representa una zona de intensa fracturación en la que aparecen dos fallas importantes: la Falla de Prado y la Falla de Valdoviño. Tal límite no es, por consiguiente,en esta zona, un cabalgamiento, como cabría esperar por la naturaleza alóctona del complejo; tal cabalgamiento se presenta únicamente en parte de sus límites meridional y occidental, fuera, por tanto, del ámbito de la hoja.

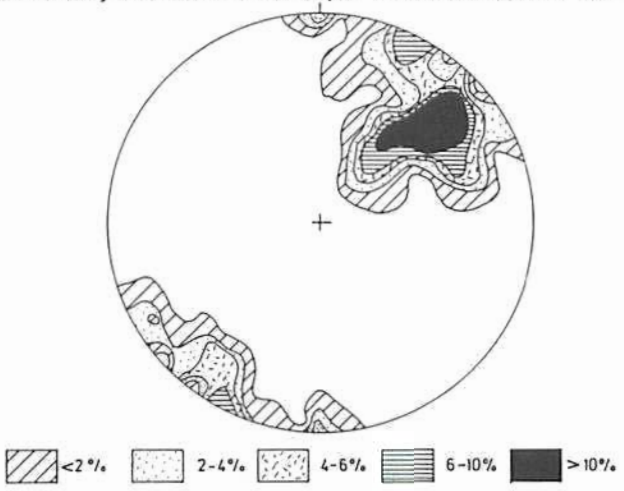

Fig. 22.— Proyección estereográfica de 54 ejes de pliegues D_4 medidos en Punta Candelaria y Punta Carreiro (borde W del Complejo de Cabo Ortegal). Según datos inéditos de A. PEREZ-ESTAUN y A. MARCOS).

La estructura del sector del Complejo de Ordenes aquí considerado ha sido analizada por MATTE y CAPDEVILA (1978), quienes han realizado un corte a lo largo de la Ría de Betanzos, poniendo de manifiesto la existencia de una tectónica de pliegues acostados replegados por otros de plano axial subvertical. Con posterioridad, DIAZ GARCIA (1982) ha estudiado la estructura del complejo en el sector de la costa comprendido entre Cabo Prior y el límite oriental del mismo en la Punta de Prado, encontrando una nueva generación de estructuras (pliegues menores y esquistosidad), distribuidas heterogéneamente en franjas a lo largo del corte y situadas temporalmente entre las dos generaciones de pliegues descritas por MATTE y CAPDEVILA (op. cit.). Por su parte. los autores de la hoja geológica de Lugo, escala 1: 200.000 (GONZALEZ LODEIRO et al. in litt.), consideran que el Complejo de Ordenes está constituido por varias unidades superpuestas tectónicamente mediante cabalgamientos; de estos, solamente la superior, denominada Unidad de Betanzos-Arzúa,

aparece dentro de la hoja de La Coruña. Esta unidad está constituida, como ya hemos podido ver anteriormente, por una sucesión esquistosa y grauváquica afectada por un metamorfismo regional de bajo grado; ello ha permitido la conservación de criterios estratigráficos de polaridad que permiten a su vez una buena reconstrucción de la estructura a lo largo de la costa.

De lo anteriormente expuesto, se deduce que la estructura del presente sector del Complejo de Ordenes está constituida por unos pliegues acostados vergentes al E, afectados por pliegues menores desarrollados en franjas estrechas y estando afectado a su vez todo el conjunto por pliegues de plano axial subvertical; asociada a cada una de estas generaciones de estructuras existe una esquistosidad con un grado de desarrollo variable. Esta secuencia, lleva consigo, por tanto, la sucesión de tres fases principales de deformación cuyas características describiremos a continuación.

Primera fase de deformación D_1.—Durante esta fase se originan, como ya se ha dicho, pliegues acostados vergentes al E acompañados de una esquistosidad primaria (S_1). El tamaño de estos pliegues es muy variable, presentando los de primer orden longitudes de flancos kilométricas (corte II-II' del mapa). Así, por ejemplo, MATTE y CAPDEVILA (1978) describen la geometría del flanco inverso del gran anticlinal acostado D_1 existente entre las localidades de Lorbe y Sada (Ría de Betanzos), estimándole una longitud entre 7 y 11 Km. (teniendo en cuenta el replegamiento D_3). Por su parte, DIAZ GARCIA (1982) estudia el flanco normal del mismo anticlinal, en el corte comprendido entre la Punta de Prado y Cabo Prior, deduciendo una longitud mínima de 15 Kms. El mismo autor describe pliegues D_1 de un segundo orden de tamaño; en este sentido, cita en las inmediaciones de las playas de Santa Comba y Ponzas (W de Cabo Prior), un pliegue en el flanco normal del pliegue mayor cuyo flanco inverso oscila entre 400 y 800 m.

Los pliegues D_1 desarrollados a la escala de afloramiento (tercer orden) son escasos y únicamente DIAZ GARCIA (op. cit.) menciona la existencia de algunos, describiendo con cierto detalle su geometría que resumiremos a continuación. Por lo que se refiere a su orientación, estas estructuras presentan ejes subhorizontales con un trazado aproximadamente N-S. Su ángulo entre flancos es bajo, oscilando generalmente entre 10 y 30°. En cuanto a las formas de las superficies plegadas, diremos que predominan las formas E y F de HUDLESTON, tratándose, por tanto, de pliegues próximos al tipo "chevron".

La esquistosidad S_1 se mantiene generalmente paralela a la estratificación, lo cual era de esperar, dado el grado de "apretamiento" de los pliegues D_1. Unicamente en las zonas de charnela de algunos de estos pliegues la S_1 llega a formar un ángulo apreciable con la estratificación. En los niveles pelíticos, esta esquistosidad es un "slaty cleavage", mientras que en las grauvacas es un "slaty cleavage" grosero.

Segunda fase de deformación D_2.—Esta fase ha sido descrita únicamente por DIAZ GARCIA (1982) en el corte de la costa comprendido entre La Punta de Prado y el Cabo Prior. Según este autor, las estructuras de esta fase no muestran una distribución uniforme, sino que se presentan en bandas estrechas, de espesor hectométrico, y de trazado aproximadamente N-S; se distinguen principalmente dos bandas: una situada al W de la Punta de Frouxeira y la otra situada al E del Cabo Prior.

En general, se trata de pliegues de pequeño tamaño, asimétricos y vergentes al E. Son, por otro lado, pliegues no cilíndricos, a veces de tipo "sheath folds", y presentan, como puede apreciarse en la Fig. 16b, una gran dispersión de direcciones axiales. Por lo que se refiere a las formas de las superficies plegadas, las más abundantes son las formas D (parabólicas) y E de HUDLESTON (DIAZ GARCIA op. cit.).

Los pliegues D_2 deforman a la esquistosidad S_1, asociándose a su desarrollo la aparición de una esquistosidad de crenulación (S_2) de penetratividad variable, siendo más marcada en la zona de la Punta Frouxeira que en la de Cabo Prior; en relación con esta esquistosidad, se desarrolla a menudo un bandeado tectónico. Es destacable además que a medida que avanzamos hacia la base de las zonas en que se desarrollan las estructuras D_2 aumenta la intensidad de la deformación, de forma que en dicha base se desarrolla milonitización en las rocas que presentan un abundante contenido en cuarzo.

Teniendo en cuenta el desigual desarrollo de las estructuras D_2, así como sus características geométricas, DIAZ GARCIA (op. cit.) ha interpretado las franjas que hemos descrito como zonas de cizalla dúctiles.

Tercera fase de deformación D_3.—Da lugar a pliegues bastante cerrados, de plano axial subvertical o muy inclinado y que originan un replegamiento general de las estructuras anteriores. Sus ejes son subhorizontales y presentan una dirección dominante N-S. El tamaño de estos pliegues es muy variado, desde pliegues a escala centimétrica hasta pliegues a escala kilométrica, pasando por una amplia gama de dimensiones intermedias.

Los pliegues D_3 de mayor tamaño descritos por MATTE y CAPDEVILA (1978) presentan longitudes de flancos hectométricas pero siempre inferiores a 1 Km.; sin embargo, DIAZ GARCIA (1982) describe pliegues D_3 con longitudes de flancos mayores de 3 Km. Estos pliegues mayores son aproximadamente simétricos, tal como puede verse en el corte II-II' que se adjunta al mapa. Los pliegues D_3 de segundo orden de magnitud presentan un tamaño de escala métrica, con longitudes de flancos que muy frecuentemente se aproximan a 1 m. de longitud. Las formas de las superficies plegadas son, de acuerdo con la clasificación de HUDLESTON, formas D (parabólicas) y C (elípticas), presentando una

notable dispersión de amplitudes, aunque predominan las amplitudes bajas (de 1 a 3).

Los pliegues D_3 llevan asociada una esquistosidad S_3 cuyo grado de desarrollo varía en función de la litología y de la intensidad del metamorfismo. En general, se trata de una esquistosidad de crenulación en la que se observa una diferenciación mineral como consecuencia de mecanismos de disolución por presión. En el campo, la S_3 se manifiesta a veces como una esquistosidad espaciada, sobre todo en los materiales competentes.

Figuras de interferencia debidas a la superposición de pliegues.—El desarrollo en el tiempo de las tres generaciones de pliegues descritas da lugar a fenómenos de superposición de pliegues que se manifiestan por la aparición de figuras de interferencia tanto a la escala cartográfica como a la del afloramiento. Dado que los pliegues de las tres fases descritas son practicamente homoaxiales, las figuras que se originan son del tipo 3 de RAMSAY. Dichas figuras corresponden principalmente a la superposición de los pliegues D_1 y D_3, por un lado, y de los pliegues D_2 y D_3, por otro.

La superposición de los pliegues D_1 y D_3 da lugar a las figuras de interferencia más evidentes a escala cartográfica (corte II-II'), mientras que la superposición de los pliegues D_2 y D_3 da lugar a figuras a la escala del afloramiento, como consecuencia del pequeño tamaño de los pliegues D_2; este pequeño tamaño da lugar a que frecuentemente los pliegues D_2 se encuentren simplemente basculados por los D_3, en vez de dar figuras de interferencia (DIAZ GARCIA 1982).

Fallas.—Además de las estructuras descritas anteriormente, existen algunas fallas, generalmente tardías. Entre ellas cabe destacar la Falla de Esmelle que presenta un trazado NNE-SSW y pone en contacto las granodioritas de La Coruña con los esquistos de Ordenes. Esta fractura da lugar a una importante cataclasis en las rocas adyacentes, y puede representar una manifestación tardía en una zona de deformación anterior más dúctil y que daría lugar a la intensa deformación sufrida por las granodioritas en los cerca de 2 Km. adyacentes a dicha falla.

Existen finalmente algunas fallas transversales tardías de pequeño desplazamiento y que parecen presentar en algunos casos una componente de "strike-slip" dextrógira importante.

ZONA DE FALLAS DE PUENTEDEUME-VALDOVIÑO

La Unidad del "Ollo de Sapo" está separada del Complejo de Ordenes por una amplia zona de fallas asociada a una franja de granitoides que denominaremos zona de fallas de Puentedeume-Valdoviño. En conjunto, esta zona se prolonga desde la costa hacia el interior a lo largo de una distancia de más de 100 Km. y en ella se distinguen dos fallas importantes: la Falla de Prado al W y la Falla de Valdoviño al E.

La Falla de Prado se sitúa en la parte septentrional entre dos granitoides prosiguiéndose claramente unos 10 Km. hacia el S. La Falla de Valdoviño es la que presenta un trazado mejor definido, poniendo en contacto los granitoides que jalonan la zona de fallas con los metasedimentos de la Unidad del Ollo de Sapo; el trazado de esta falla fue ya puesto de manifiesto por PARGA PONDAL (1963).

Las características de la zona de fallas de Puentedeume-Valdoviño han sido analizadas por DIAZ GARCIA (1982) en la zona costera. Según este autor, los granitoides se encuentran allí afectados por una deformación dúctil importante, con desarrollo de texturas planolineares o lineares dispuestas subhorizontalmente. Asimismo, se desarrollan milonitas con una foliación subvertical, llevando consigo una reducción del tamaño de grano y la aparición de "ribbons" de cuarzo. Con posterioridad a la milonitización, se desarrolla en una franja de unos 100 m. asociada a la Falla de Prado, una fuerte deformación cataclástica; las rocas que se originan como resultado de este proceso contienen fragmentos de las milonitas anteriores (TEX 1974, DIAZ GARCIA 1982). Finalmente, cabe destacar la presencia de algunos pliegues de eje subvertical que afectan tanto a la foliación milonítica como a las rocas cataclásticas. En los metasedimentos adyacentes la deformación se manifiesta por la aparición de pequeñas zonas de cizalla.

De acuerdo con los autores que han analizado esta zona de fallas (IGLESIAS y CHOUKROUNE 1980, DIAZ GARCIA 1982; GONZALEZ LODEIRO y otros, in litt.) se trataría de una falla de "strike-slip" levógira; GONZALEZ LODEIRO y otros (in litt.) admiten además una componente vertical para la Falla de Valdoviño siendo el bloque W el hundido. Según DIAZ GARCIA (op. cit.), estas fracturas cortan al sinforme D_3 dibujado por el Complejo de Cabo Ortegal, por lo cual serían post-D_3.

Como ha podido verse, la zona de fallas de Puentedeume-Valdoviño presenta una historia de la deformación compleja, con un episodio llevando consigo una deformación dúctil importante en condiciones relativamente profundas (desarrollo de milonitas), seguido de otro con deformación en condiciones más superficiales (desarrollo de rocas cataclásticas) (DIAZ GARCIA 1982). La relación cartográfica, por otra parte, entre esta zona y los granitoides que la jalonan puede representar, tal vez una relación de origen entre los procesos de deformación e intrusión. Por consiguiente, aún quedan importantes problemas por resolver en torno al significado tectónico de esta zona de fallas, desconociéndose, por ejemplo, entre otros aspectos, la magnitud del desplazamiento implicado en ella.

LA EVOLUCION ESTRUCTURAL: DISCUSION Y SINTESIS

Para evitar los posibles problemas de correlación de estructuras y fases de deformación que podrían surgir entre las distintas unidades que constituyen la hoja de La Coruña, en los capítulos anteriores se ha

analizado la estructura de cada una de ellas de una manera relativamente independiente. Sin embargo, en algunas unidades, las secuencias de la deformación son totalmente comparables, de forma que dicha correlación no ofrece duda en estos casos, por lo cual ha sido ya establecida previamente. Este es el caso de la Unidad del Manto de Mondoñedo, de su autóctono y de la del Ollo de Sapo. En consecuencia, el principal problema de correlacionar las estructuras se presenta a la hora de comparar las anteriores unidades con los complejos de Ordenes y Cabo Ortegal y, particularmente, con este último.

Por lo que se refiere a la Unidad del Manto de Mondoñedo, a su autóctono y a la Unidad del Ollo de Sapo, hemos establecido tres fases principales de deformación:

1ª Fase (D_1).—Pliegues casi isoclinales, vergentes al E y acompañados de una esquistosidad primaria.

2ª Fase (D_2).—Zonas de cizalla acompañadas de una deformación heterogénea (pliegues pequeños con charnelas curvas, asimétricos y vergentes al E, con esquistosidad de crenulación o schistosity) asociadas a cabalgamientos.

3ª Fase (D_3).—Pliegues de plano axial subvertical con esquistosidad asociada, sobre todo en la unidad del Ollo de Sapo.

Con posterioridad se desarrollan además algunas estructuras importantes, como son, la Falla de Vivero y los pliegues transversales.

La correlación de las estructuras de las anteriores unidades con las del Complejo de Ordenes, ofrece algunos problemas dado el carácter alóctono de este complejo. No obstante, salvadas las diferencias paleogeográficas, nos encontramos con una secuencia de la deformación comparable a la que acabamos de describir. La correlación estructural entre la Unidad de Betanzos-Arzúa (complejo de Ordenes), la del Ollo de Sapo y la del Manto de Mondoñedo y su autóctono puede ser en consecuencia razonablemente aceptada.

El problema mayor de correlación nos lo plantea el Complejo de Cabo Ortegal, cuya historia de la deformación y del metamorfismo es más larga y complicada. Dentro de este complejo, conviene considerar separadamente la Unidad de Moeche, por un lado, y las unidades de Cedeira y La Capelada, por el otro.

Por lo que se refiere a la Unidad de Moeche, su estructura está representada por cabalgamientos, con milonitización, esquistosidad y pequeños pliegues asociados, todo lo cual ha sido correlacionado, con ciertas reservas, con la segunda fase de deformación (D_2) de las restantes unidades consideradas hasta el momento.

En las unidades de Cedeira y de La Capelada, los problemas de correlación de estructuras son más difíciles de resolver. En ellas, existe una historia antigua mal conocida que se pone en evidencia por la existencia de dos episodios metamórficos de alto grado (M_1 y M_2) en relación con los cuales no se ha detectado ninguna prueba de deformación. Con posterioridad, se han distinguido, como ya se ha visto, cuatro fases de deformación:

1ª Fase (D_1).—Da lugar a una milonitización general de las rocas, a la vez que tiene lugar un retrometamorfismo a facies anfibolítica (M_3) que se va a prolongar durante las dos fases siguientes.

2ª Fase (D_2).—Se originan grandes pliegues isoclinales acostados con direcciones axiales N-S.

3ª Fase (D_3).— Da lugar a cabalgamientos, con pliegues menores de charnelas curvas y zonas de cizallas asociadas.

4ª Fase (D_4).—La principal estructura de esta fase es el suave sinforme de plano axial subvertical en cuyo núcleo se sitúa el Complejo de Cabo Ortegal. Esta fase es sintectónica con el último episodio metamórfico M_4 que se desarrolló en facies de los esquistos verdes.

Comparando las características estructurales de estas fases con las de las descritas en las otras unidades de la hoja, vemos que no existe problema alguno para correlacionar la fase D_4 de Cabo Ortegal con la fase D_3 de las restantes unidades, dado que el sinforme D_4 que constituye Cabo Ortegal, no es sino un pliegue más del largo tren de ondas D_3 que se extiende a lo largo de toda la hoja. Igualmente, las estructuras D_3 de las unidades de Cedeira y de La Capelada son totalmente comparables con las D_2 de las demás unidades, siendo por ello razonable asumir su correlación. Sin embargo, la correlación de las primeras fases es más especulativa; en este sentido, hay que decir que el episodio metamórfico M_3 es comparable en cuanto a condiciones físicas al metamorfismo mesozonal herciniano, lo que puede hacer suponer que las fases D_1 y D_2 de las unidades de Cedeira y La Capelada son también hercinianas. De acuerdo con esto, puede establecerse, aunque con ciertas reservas, una primera correlación entre estas dos fases y la D_1 del resto de la hoja; en este caso, las tres primeras fases de deformación en el Complejo de Cabo Ortegal podrían relacionarse con un mismo proceso tectónico, el que da lugar al emplazamiento de las rocas catazonales sobre rocas epi- a mesozonales.

Este esquema de evolución tectónica del Complejo de Cabo Ortegal es coherente con el del resto de la hoja, aunque, con el estado actual de conocimientos, no puede descartarse la existencia de alguna deformación prehercíniana.

A partir de las consideraciones realizadas en los párrafos anteriores, y dejando a un lado la historia antigua del Complejo de Cabo Ortegal

caracterizada por los episodios metamórficos M_1 y M_2, podemos concluir que la estructura del área de la hoja de La Coruña se genera durante la orogénesis herciniana a lo largo de tres fases principales de deformación seguidas por una serie de estructuras tardías de características variables. Las características de estos episodios de deformación son las siguientes:

1ª Fase (F_1).—Da lugar a pliegues acostados, casi isoclinales y de dimensiones muy variables, con flancos que pueden alcanzar longitudes kilométricas. Son estructuras vergentes al E y con direcciones axiales aproximadamente N-S. Acompañando a los pliegues se desarrolla una esquistosidad primaria. Unicamente en el Complejo de Cabo Ortegal, se genera anticipadamente a los pliegues una milonitización generalizada de las rocas.

2ª Fase (F_2).—Se generan zonas de cizalla que en la mayor parte de los casos van acompañadas de importantes cabalgamientos vergentes al E. Las estructuras asociadas a tales zonas son siempre de pequeño tamaño y consisten en pliegues muy asimétricos, apretados, también vergentes al E y frecuentemente con charnelas curvas. A estos pliegues acompaña el desarrollo de una esquistosidad de crenulación o una "schistosity".

3ª Fase (F_3).—Durante esta fase se originan pliegues con plano axial subvertical, direcciones axiales aproximadamente N-S y con un grado de apretamiento variable, siendo menor en la Unidad del Manto de Mondoñedo y su autóctono que en el resto. A estos pliegues se asocia eventualmente el desarrollo de una esquistosidad con características muy variables, pero que es particularmente penetrativa en la Unidad del Ollo de Sapo.

Con posterioridad se desarrollan estructuras tardías, como son fallas, kink-bands y pliegues suaves transversales. Entre estas, cabe destacar por su importancia dos grandes zonas de falla: la Falla de Vivero y la zona de fallas de Puentedeume-Valdoviño, a las que hemos admitido como posteriores a los pliegues D_3 pero anteriores a los pliegues suaves transversales (de dirección axial E-W).

METAMORFISMO

Las rocas existentes en el ámbito de la hoja se encuentran afectadas por un metamorfismo regional con unas características e intensidad muy variables. En términos generales, los materiales pertenecientes a los dominios del Manto de Mondoñedo, Ollo de Sapo y Complejo de Ordenes, que ocupan la mayor parte de la hoja, presentan un metamorfismo plurifacial de grado bajo (en el sentido de WINKLER 1974), alcanzándose en algunas zonas el grado medio o incluso alto, con presencia de migmatitas. El Complejo de Cabo Ortegal tiene una historia metamórfica más complicada en la que se registran distintas etapas de metamorfismo, algunas de las cuales se han desarrollado en condiciones catazonales. Para completar la visión general del metamorfismo en la hoja es necesario considerar la presencia de una estrecha franja con un metamorfismo de características peculiares en torno a la Falla de Vivero. Finalmente cabe señalar la existencia de metamorfismo de contacto en las proximidades de algunos granitoides epizonales.

Tal como se aprecia en la fig. 23, las zonas de metamorfismo muestran una disposición en franjas aproximadamente N-S, siguiendo la

dirección de las estructuras hercinianas, que aparecen interrumpidas por algunos accidentes importantes como las fallas de Vivero y Prado o el cabalgamiento basal del Complejo de Cabo Ortegal.

El grado de conocimientos sobre el metamorfismo en las distintas unidades mencionadas es muy desigual. En la Unidad del Manto de Mondoñedo, a partir del trabajo de CAPDEVILA (1969) se dispone de un modelo bastante detallado al que se han aportado numerosas precisiones por parte de BASTIDA y PULGAR (1978) y MARTINEZ CATALAN (1981), principalmente en lo que se refiere a las relaciones entre el metamorfismo y la deformación. Por el contrario, los datos existentes en torno al metamorfismo en el Dominio del Ollo de Sapo y el Complejo de Ordenes, son mucho más escasos, procediendo en su mayor parte de publicaciones de índole general, tales como las hojas del Mapa Geológico Nacional (E. 1:50.000). Con relación al Complejo de Cabo Ortegal, existen numerosos trabajos sobre su petrografía y metamorfismo, que se deben a distintos autores de la escuela de Leiden (VOGEL 1967; ENGELS 1972; TEX y otros 1972 y KUIJPER 1979, entre otros), proponiéndose un modelo metamórfico muy complejo.

Este desigual grado de conocimientos, junto con las deficiencias existentes en el modelo de evolución tectónica de muchas de estas áreas, dificultan cualquier intento de correlación entre el metamorfismo de las distintas unidades mencionadas y el establecimiento de un esquema general para el metamorfismo.

EL METAMORFISMO EN LA UNIDAD DEL MANTO DE MONDOÑEDO

En esta unidad han sido distinguidas, en base a la presencia de los minerales indice correspondientes, las siguientes zonas en orden prograd o:

—Zona de la clorita
—Zona de la biotita
—Zona del granate
—Zona de la estaurolita
—Zona de la andalucita

La distribución espacial de estas zonas viene representada en el mapa de la fig. 23, en el que se aprecia como el grado de metamorfismo aumenta progresivamente hacia el O, pasándose desde la zona de la clorita a la de la estaurolita. La zona de la andalucita aparece en el entorno del Granito de S. Ciprián, ocupando una extensión importante en la mitad NO de la unidad y solapándose a las otras zonas, de modo que, en la costa, se encuentra directamente en contacto con la zona del granate.

No se ha distinguido una zona de la sillimanita aunque dentro de la zona de la andalucita y a poca distancia de su límite superior, aparece sillimanita fibrosa.

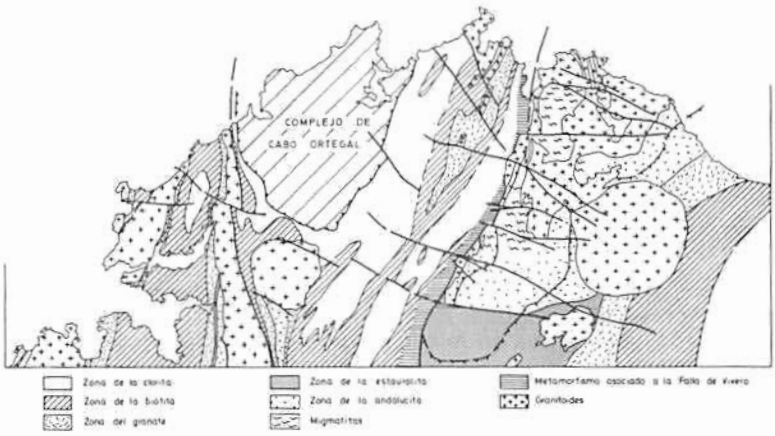

Fig. 23.— Mapa mostrando la distribución de las zonas de metamorfismo.

En el extremo NO de esta unidad, en las proximidades del Granito de S. Ciprián, se desarrolla una migmatización afectando principalmente a los materiales precámbricos de la ventana tectónica del Gistral.

Las asociaciones estables en las zonas de metamorfismo mencionadas y considerando las rocas pelíticas y semipelíticas se expresan esquematicamente a continuación:

—Zona de la clorita:
Q + m ± clor ± albita

—Zona de la biotita:
Q + m + biot ± clor ± alb

—Zona del granate:
Q + m + biot ± gte ± clor ± alb

—Zona de estaurolita:
Q + m + biot + est ± gte ± olig

En rocas con una composición química adecuada puede originarse cloritoide, que pasaría a formar parte de estas asociaciones. En general, la presencia de cloritoide es particularmente importante en las filitas y esquistos silúricos.

Las asociaciones en la zona de la andalucita son mucho más variadas, destacando la presencia de asociaciones con
Q + mosc + biot ± and ± gte ± olig ± est ± sill

En relación con estas asociaciones deben destacarse los siguientes hechos: a) en las asociaciones con estaurolita y andalucita, el primer mineral es inestable, encontrándose como relictos reaccionales parcialmente sustituidos por andalucita; b) la sillimanita aparece generalmente, en forma de fibrolita, muy cerca del límite superior de la zona de la andalucita, coexistiendo en una amplia área con este mineral; c) hacia las zonas de más alto grado de metamorfismo tiene lugar la desaparición progresiva de estaurolita y andalucita, siendo la sillimanita el polimorfo de $Al_2 SiO_4$ estable. En estas zonas se encuentra localmente cordierita formando parte de las paragénesis.

Antes de precisar las condiciones de metamorfismo, pasaremos a describir brevemente algunas características de los minerales esenciales y su desarrollo temporal en relación con la deformación.

Clorita: es en general un mineral sincinemático, que se presenta con hábito alargado y definiendo la esquistosidad. Existen también porfiroblastos elipsoidales de clorita anteriores a la primera esquistosidad, así como otros crecidos posteriormente a ella.

Cloritoide: muestra hábito prismático y aparece ligado a niveles con una composición química favorable para su formación, situados principalmente en los esquistos silúricos y a veces, ordovícicos; se trata de un mineral en ocasiones sincinemático en relación con la primera esquistosidad, desarrollando sombras de presión en la dirección de máxima elongación de la esquistosidad e incluyendo algunas veces una Si rotada, concordante con la S_1 externa. En otros casos es un mineral helicítico que puede crecer incluso con posterioridad en la fase 2.

Biotita: su aparición depende de la composición de la roca, formándose primero en las rocas arenosas y con posterioridad en las pelíticas. Se presenta tanto con hábito alargado, definiendo la foliación principal de la roca, como en porfiroblastos, a menudo con inclusiones, crecidos principalmente en la interfase 1-2 o durante la fase 2.

Granate: se presenta siempre como porfiroblastos que engloban a la esquistosidad S_1. Se trata de granates con un componente almandínico muy importante, encontrándose en algunos puntos retromorfoseados a clorita, que en ocasiones llega a reemplazar totalmente el primitivo cristal.

Estaurolita: aparece en porfiroblastos que guardan una relación con la deformación semejante al granate o ligeramente más tardía.

Andalucita: aparece en porfiroblastos poiquilíticos que engloban biotita, granate y estaurolita. En ocasiones se observa que la estaurolita se desestabiliza siendo reemplazada por andalucita o moscovita.

Sillimanita: se encuentra dentro de la zona de la andalucita, generalmente en forma de fibrolita, aunque en las zonas de más alto grado

de metamorfismo puede llegar a aparecer con hábito prismático. Tanto el granate como la estaurolita son previos a la andalucita y a la sillimanita, como se deduce de las relaciones texturales y de sus relaciones con los episodios de deformación.

En la fig. 24 se representan las relaciones entre cristalización mineral y las distintas fases de deformación en las diferentes zonas de metamorfismo, establecidas por BASTIDA y PULGAR (1980) para el Dominio del Domo de Lugo, a partir del análisis microscópico de las rocas. En base a este trabajo, se deduce que en las zonas de la clorita y biotita el climax metamórfico se alcanza durante la fase 1, mientras que en la zona del granate se alcanza en la interfase 1-2; unas relaciones semejantes a estas últimas pueden adoptarse para la cristalización de la estaurolita (MARTINEZ CATALAN 1981). En las zonas con andalucita y sillimanita, las mayores temperaturas se alcanzan ligeramente más tarde, coincidiendo con el desarrollo de la fase 2. Tal como puede apreciarse en la fig. 24, el climax metamórfico va variando para las distintas zonas siendo progresivamente más tardío hacia las zonas de más alto metamorfismo, como cabe esperar de un metamorfismo regional prograd o. La tercera fase es ya esencialmente postcristalina, aunque localmente se alcanzan condiciones que permiten la cristalización de moscovita, clorita y biotita.

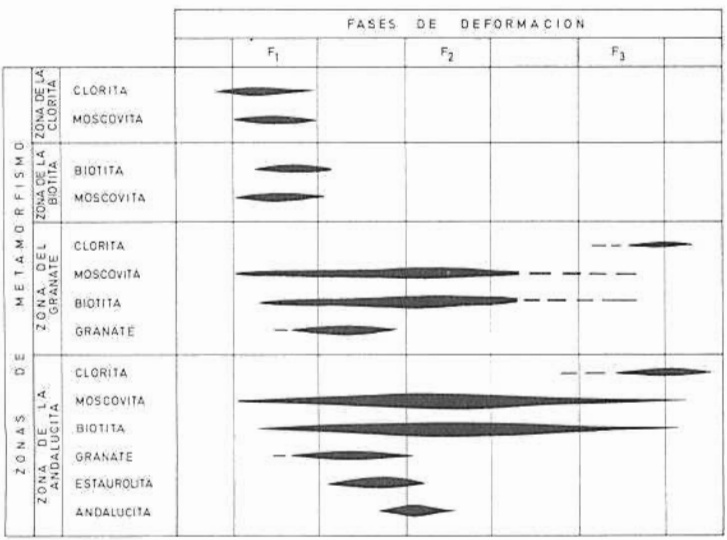

Fig. 24.— Relaciones entre cristalización metamórfica y fases de deformación en el Dominio del Manto de Mondoñedo. Según BASTIDA y PULGAR (1978).

A partir de los datos anteriormente expuestos, pueden establecerse de un modo aproximado las condiciones ambientales correspondientes a los últimos estadios del metamorfismo progrado. Así, estas condiciones encajan en un metamorfismo de intermedia a baja presión (paragénesis con estaurolita-granate) en el sentido de MIYASHIRO (1961). La sustitución de la estaurolita por andalucita, así como la presencia de paragénesis con sillimanita y cordierita, sugieren un cambio del gradiente durante los últimos estadios del metamorfismo, pasándose a otro de más baja presión. Este cambio de gradiente, que puede relacionarse en este sector con la intrusión del granitoide de S. Ciprián, ha sido ya puesto de manifiesto por otros autores en diferentes zonas del herciniano del NW de la Península: (CAPDEVILA 1969, MARTINEZ 1974, GIL-IBARGUCHI 1978, BASTIDA y PULGAR 1978, MARTINEZ CATALAN 1981, MARQUINEZ y KLEIN 1982). En la Unidad del Manto de Mondoñedo, el cambio de gradiente tiene lugar coincidiendo con la 2ª fase de deformación y por tanto con el emplazamiento del manto (BASTIDA y PULGAR 1978, MARTINEZ-CATALAN 1981).

Además del metamorfismo progrado ya descrito, existen en esta unidad fenómenos de retrometamorfismo más o menos importantes. Estos procesos se desarrollan especialmente en los materiales que constituyen el alóctono del Manto de Mondoñedo y se relacionan con el emplazamiento del mismo (MARTINEZ-CATALAN 1981). Las paragénesis originadas están constituidas principalmente por filosilicatos, produciéndose una cloritización de la biotita y granate y una sericitización de la andalucita.

EL METAMORFISMO EN LA UNIDAD DEL OLLO DE SAPO

Las zonas de metamorfismo presentes en esta unidad son comparables a las de la Unidad del Manto de Mondoñedo, como puede apreciarse en el mapa de la fig. 23, donde han sido representadas en orden progrado las zonas de la clorita, biotita, granate y estaurolita-andalucita. De la observación del mapa, se deduce que la mayor parte de la unidad ha sido sometida a un metamorfismo de bajo grado (WINKLER 1974), en el que solamente se alcanza la zona del granate en el núcleo del antiforme del Barquero y en el del antiforme situado al Sur del stock granítico de Forgoselo. En éste último antiforme llega a alcanzarse incluso el grado medio, representado por las zonas de la estaurolita y de la andalucita, que no han podido ser aquí diferenciadas.

En el extremo oriental de esta unidad, en las inmediaciones de la Falla de Vivero, se encuentran paragénesis anómalas originadas durante un proceso de metamorfismo del que se tratará en otro apartado.

Las asociaciones minerales presentes son en todo punto comparables a las descritas para la Unidad del Manto de Mondoñedo, por lo cual no se hará mención especial a ellas. Al igual que ocurre en aquella unidad, se encuentran asociaciones con cloritoide, especialmente en rocas

silúricas y también ordovícicas de composición favorable. Debe destacarse no obstante, la ausencia de sillimanita y de procesos de migmatización en la Unidad del Ollo de Sapo.

La ausencia de un análisis estructural detallado en esta unidad, impide establecer con precisión las relaciones entre la cristalización metamórfica y la deformación. No obstante, parece evidente que las etapas principales de cristalización tuvieron lugar con posterioridad a la primera fase de deformación, siendo la tercera fase esencialmente postcristalina.

Las condiciones y evolución del metamorfismo, no pueden establecerse con precisión dado el bajo grado que presentan en general las rocas de esta unidad. Sin embargo, la sucesión de zonas metamórficas es semejante a la que se presenta en la Unidad del Manto de Mondoñedo, lo que sugiere que el tipo de metamorfismo es en ambas comparable. Del mismo modo, la desestabilización de la estaurolita para dar lugar a la formación de andalucita, que se observa en el antiforme situado al sur del granito de Forgoselo, sugiere un cambio en el gradiente de metamorfismo semejante al descrito en aquella unidad.

EL METAMORFISMO EN EL COMPLEJO DE ORDENES

La mayor parte de las rocas existentes en este dominio exhiben un metamorfismo epizonal; la isograda de la biotita únicamente se sobrepasa en estrechos corredores que flanquean las rocas graníticas, en los que progresivamente se alcanzan las isogradas del granate y andalucita. Localmente (ver hoja E. 1:50.000 de Puentedeume) se alcanza a diferenciar una estrecha franja con estaurolita estable separando las zonas del granate y andalucita.

Las asociaciones minerales correspondientes a las rocas pelíticas y semipelíticas contienen generalmente cuarzo, moscovita y plagioclasa como minerales comunes y registran progresivamente la aparición de clorita, biotita, granate, estaurolita y andalucita. El estudio de las relaciones entre los minerales permite afirmar que existe una paragénesis previa con biotita, granate y estaurolita que se desestabiliza formándose una nueva paragénesis con biotita y andalucita, que sustituye a la estaurolita.

La ausencia de datos estructurales precisos dificulta la obtención de un modelo de relaciones entre cristalización metamórfica y deformación. No obstante, puede afirmarse que la formación de biotita, granate y estaurolita correspondientes a la primera de las paragénesis citadas, es posterior a la primera fase de deformación y anterior a la tercera fase; con respecto a la andalucita y biotita de la segunda paragénesis, su formación es simultánea o quizás posterior a la tercera fase, según las zonas que se consideren (extremo suroriental de la unidad versus contactos con la Granodiorita de La Coruña).

Por lo que se refiere a las condiciones y evolución del metamorfismo, deben considerarse los siguientes hechos: a) la sucesión de las zonas de clorita, biotita, granate y estaurolita, que conduce a la aparición de la paragénesis biotita-granate-estaurolita, corresponde a un metamorfismo de presión intermedia a baja, comparable al de las unidades del Manto de Mondoñedo y Ollo de Sapo. No obstante, la presencia de distena en sectores más meridionales, fuera ya del ámbito de la hoja (ZUUREN 1969; GONZALEZ-LODEIRO y otros, en prensa) podría indicar un tipo de metamorfismo de presión intermedia típica (MIYASHIRO 1961); b) las paragénesis más tardías con biotita y andalucita que aparecen en las proximidades de los granitoides son características de un metamorfismo de presión más baja.

El cambio del gradiente de metamorfismo debe relacionarse por tanto con el efecto térmico producido por el emplazamiento de dichos granitoides.

EL METAMORFISMO ASOCIADO A LA FALLA DE VIVERO

En una estrecha franja situada en las proximidades de la Falla de Vivero, en su "labio" occidental (Fig. 23), se encuentran asociaciones con biotita, estaurolita y distena, sobreimpuestas a las propias del metamorfismo regional. En el sector norte de esta franja existen igualmente asociaciones con moscovita, clorita y granate (hojas de Cillero y Vivero). De acuerdo con MARTINEZ CATALAN (1981), la estaurolita, biotita y distena han cristalizado simultáneamente a la esquistosidad originada en relación con esta fractura, lo que juntamente con su situación espacial hace que resulte evidente su relación genética con el funcionamiento de dicho accidente.

La presencia de paragénesis con estaurolita y distena, indica que este metamorfismo ha alcanzado el grado medio (WINKLER 1974) y que corresponde a un tipo de presión intermedia, en el sentido dado por MIYASHIRO (1961).

La existencia de un metamorfismo con un gradiente geotérmico más bajo que el regional, en relación con la Falla de Vivero, es un problema difícil de resolver que ha llevado a algunos autores a proponer hipótesis diferentes (CAPDEVILA 1969 y BARD 1978). La intensa circulación de fluidos por la zona de fractura, de acuerdo con BARD (op. cit.), parece por el momento la explicación más adecuada.

EL METAMORFISMO DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

Tal como se ha señalado previamente (ver fig. 7), en el Complejo de Cabo Ortegal se diferencian dos unidades constituidas por rocas básicas, neises y rocas ultrabásicas, afectadas en general por un metamorfismo catazonal (unidades de Cedeira y La Capelada), rodeadas por una unidad formada por materiales de grado medio a bajo de metamorfismo (Unidad

de Moeche). Dado que una descripción general de estas rocas ha sido ya realizada (ver capítulo dedicado a la descripción de los materiales)solamente se hará referencia aquí a aquellos aspectos petrográficos que puedan aportar datos sobre la evolución del metamorfismo. La descripción que sigue se basa principalmente en el estudio realizado por VOGEL (1967), considerándose también algunas aportaciones realizadas por ENGELS (1972), TEX y otros (1972) KUIJPER (1979) entre otros.

El metamorfismo en la Unidad de Moeche

Las rocas pelíticas de esta unidad presentan asociaciones con cuarzo, moscovita, albita y clorita; las rocas básicas intercaladas con ellas contienen clorita + albita + epidota + clinozoisita, existiendo también asociaciones con actinolita. Todas estas paragénesis son indicativas de un metamorfismo de bajo grado, para el que resulta muy difícil precisar el gradiente.

Las Anfibolitas de Purrido constituyen una formación muy monótona, compuesta de modo practicamente exclusivo por anfibolitas con una foliación muy marcada. Desde el punto de vista petrográfico están constituidas por hornblenda común y plagioclasa (oligoclasa-andesina), con cantidades menores de epidota, cuarzo y otros minerales accesorios. La hornblenda se presenta como cristales subhedrales, con una orientación muy marcada y en algunas muestras aparece transformada en actinolita; la plagioclasa se encuentra siempre transformada en una masa de sausurita y aparece de modo disperso entre los cristales de anfíbol.

No se encuentran en esta formación otros minerales que sugieren que haya podido encontrarse sometida a un metamorfismo catazonal. La asociación mineral presente: hornblenda + oligoclasa - andesina ± epidota, indica un metamorfismo en facies anfibolítica. Con posterioridad la roca sufrió una retrogradación a la facies de los esquistos verdes (sausuritización y formación de actinolita).

El metamorfismo en las unidades de Cedeira y La Capelada

Para efectos de la descripción se tratará independientemente el metamorfismo de las rocas básicas, neises y rocas ultrabásicas, considerando conjuntamente ambas unidades.

El metamorfismo de las rocas básicas.—Los principales cuerpos de rocas básicas se encuentran constituyendo las formaciones Bacariza y Candelaria o formando parte de los neises bandeados o de Masanteo. En esta última formación, las rocas alcanzan la facies eclogítica, mientras que en las formaciones Bacariza y Candelaria no se supera la facies granulítica.

En los cuerpos de rocas básicas de la Formación Masanteo se encuentran asociaciones minerales muy complejas y variadas, en las que

se observan numerosas fases minerales desestabilizadas. VOGEL (1967) diferencia varios tipos de rocas básicas dentro de dicha formación, incluyendo principalmente eclogitas, eclogitas con hornblenda, eclogitas con anfíbol y anfibolitas. Todas estas rocas han sufrido la misma historia metamórfica, durante la cual las paragénesis primitivas, que corresponden al grado metamórfico más elevado, se desestabilizan progresivamente a través de varias etapas de retrogradación. Esta retrogradación, cuya intensidad varía de unos puntos a otros, queda reflejada en los diferentes tipos de rocas antes citados. El estudio de los equilibrios entre las fases minerales, contenidas en estas asociaciones, permite establecer cuatro estadios bien diferenciados en la evolución metamórfica:

E_1: Las paragénesis más precoces están constituidas por granate (piralmandino) y clinopiroxeno (onfacita), con pequeñas cantidades de anfíbol (carintina), α-zoisita, cuarzo y/o cianita, que prueban que estas rocas han sido sometidas a un metamorfismo en facies eclogítica. Debe destacarse que los granates presentan siempre inclusiones de rutilo (ver fig. 25b), que se interpretan como un subproducto de la formación del granate a expensas de los minerales preeclogíticos.

La α-zoisita, carintina y cianita pueden encontrarse como cristales individuales o bien incluidas en onfacita y granate.

E_2: Los primeros signos de desestabilización, en las paragénesis antes citadas, se manifiestan en la formación de intercrecimientos diablásticos de clinopiroxeno y plagioclasa sódica a partir de la onfacita (simplectitización) (Fig. 25a). Al mismo tiempo se produce la formación de hornblenda marrón, que constituye delgados anillos entre el granate y la onfacita (kelifitización). Así mismo, la α-zoisita y la cianita son reemplazadas por β-zoisita.

La asociación estable: cpx + gte + plag $\pm$ hb caracteriza a la subfacies hornblenda-clinopiroxeno-almandino de la facies de las granulitas.

Durante este segundo estadio aparecen en la roca venas leucocráticas que contienen principalmente cuarzo, plagioclasa, zoisita, cianita y moscovita. VOGEL (1967) interpreta estas venas como intrusiones de material pegmatoide procedente de zonas más profundas o de las rocas gneísicas adyacentes; sin embargo estas venas podrían interpretarse como diferenciados resultantes de la anatexia parcial de la propia roca básica, tal como sucede en la Formación Bacariza, como veremos más adelante.

E_3: Durante este estadio prosigue el proceso de kelifitización, iniciado anteriormente, que conduce al reemplazamiento del granate y clinopiroxeno por hornblenda verde y plagioclasa (Fig. 25 b,c). Simultáneamente tiene lugar la transformación de clinopiroxeno en

hornblenda verde ± cuarzo, la sustitución de la carintina por hornblenda común y la de granate por hornblenda y epidota. La β-zoisita es reemplazada igualmente por epidota.

La paragénesis resultante, constituida por hornblenda verde + plagioclasa ± epidota ± granate, corresponde a la facies de las anfibolitas.

E_4: El último estadio de retrogradación se caracteriza por la transformación de las paragénesis anteriores en otras en las que los minerales más comunes son hornblenda actinolítica, clorita, plagioclasa (albita), epidota y cuarzo. Las condiciones de metamorfismo corresponden, por tanto, a la facies de los esquistos verdes. El anfíbol actinolítico procede del clinopiroxeno o de la hornblenda preexistente y la clorita de la retromorfosis de los granates. Las plagioclasas anteriores sufren un proceso de sausuritización.

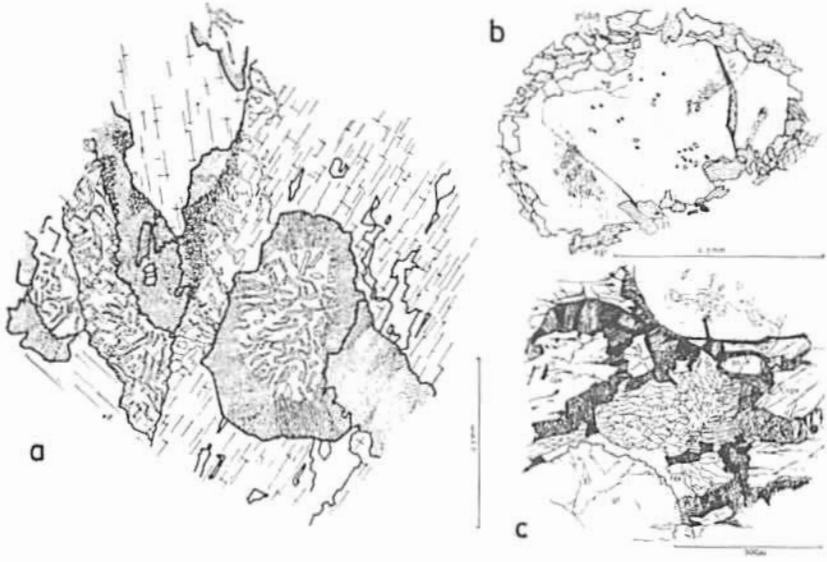

Fig. 25.— a) Esquema mostrando la formación de simplectitas a partir de clinopiroxeno (según VOGEL 1967, fig. I-6); b) cristal de granate mostrando manchas constituidas por finas inclusiones de rutilo y rodeado por un anillo kelifítico constituido por hornblenda, plagioclasa y biotita (según VOGEL 1967, fig. I-9); c) cristalización de hornblenda a expensas de clinopiroxeno (según ENGELS 1972, fig. IV-10).

La Formación Bacariza se encuentra constituida por rocas metabásicas, incluyendo granulitas máficas y anfibolitas. Debido a la intensa retromorfosis y deformación sufrida por estas rocas, las granulitas aparecen solamente como relictos que han resistido la anfibolitización.

Las características de los minerales que constituyen estas rocas son, en general, semejantes a los de las eclogitas. Debe destacarse, no obstante, que en las granulitas máficas el gr y cpx son más coloreados y que no existe en ellas cianita como fase estable.

El proceso de retrogradación sufrido por las granulitas es semejante al de las eclogitas. la paragénesis original, constituida por gr + cpx + pg ± β-zoisita, indica un metamorfismo en facies granulítica (subfacies clinopiroxeno-granate). La primera etapa de retrogradación incluye la formación de hornblenda marrón verdosa y la (re) cristalización de plagioclasa, sufriendo la roca una anatexia parcial, como consecuencia de la cual se producen diferenciados pegmatoides con una composición semejante a los anteriormente descritos en las eclogitas de Masanteo. El grado metamórfico correspondería a la subfacies hb-cpx-almandino de la facies granulítica. Tras este episodio tendría lugar una intensa milonitización de la roca, en condiciones de metamorfismo en facies anfibolítica, con formación de hornblenda común, epidota y granate y, por último, una adaptación de todos los minerales a condiciones de los esquistos verdes.

Las características de la Formación Candelaria son semejantes a la anterior, si bien en ella los relictos de rocas en facies granulítica son más escasos debido a su intensa anfibolitización. En esta formación destaca la existencia de metagabros cuyas características texturales y mineralógicas indican que su emplazamiento tuvo lugar probablemente después de la fase principal de granulitización y antes de la milonitización general.

El metamorfismo en las rocas neísicas.—Tal como se ha señalado previamente, en el Complejo de Cabo Ortegal pueden ser diferenciadas tres formaciones constituidas esencialmente por paraneises ácidos: las formaciones Masanteo, Chimparra y Cariño; las dos primeras formaciones muestran características comunes, mientras que los Neises de Cariño exigen una consideración particular, como más adelante veremos.

Los Neises Bandeados o de Masanteo están constituidos por una alternancia de neises glandulares de grano fino a medio, milonitas y blastomilonitas. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, plagioclasa, granate, biotita y moscovita, conteniendo también, en menores cantidades cianita y epidota; ocasionalmente presentan feldespato potásico (microclina), hornblenda, estaurolita y zoisita y productos de alteración, tales como clorita y sericita. Por lo que respecta a las relaciones texturales entre estos minerales, puede destacarse que los granates se presentan como granos anhedrales con bordes *corroidos*, conteniendo inclusiones de rutilo, al igual que los de las eclogitas. Las

plagioclasas se encuentran en muchos casos sausuritizadas. La biotita se forma en torno a la moscovita, mostrando su cristalización más tardía y, a su vez, se encuentra reemplazada en muchos casos por clorita. Se diferencian dos generaciones de cianita: la primera aparece como relictos alterados en muchos casos a moscovita, alteración que precede a la cristalización de la biotita; la segunda generación se presenta en forma de agujas que se sitúan predominantemente en torno a los cristales de plagioclasa. En muchas localidades, estos neises muestran además evidencias de anatexia parcial.

Las características texturales y mineralógicas de los Neises de Chimparra son muy semejantes a las de los anteriores, si bien su carácter paraderivado es más claro debido a la presencia en algunas localidades de alternancias de niveles cuarcíticos y esquistosos. Puede destacarse el hecho de que los granates no muestran inclusiones de rutilo semejantes a las de los existentes en los Neises de Masanteo o las eclogitas y la ausencia de feldespato potásico y estaurolita. Las relaciones texturales entre los minerales son idénticas a las de los Neises de Masanteo. En muchas localidades se puede observar la separación de los minerales en franjas leucocráticas y melanocráticas, que prueba que estos neises sufrieron también anatexia parcial. En adición, puede observarse claramente en el campo que esta textura anatexítica es anterior a la milonitización.

Las inclusiones de rocas básicas existentes en los Neises de Masanteo y de Chimparra, permiten afirmar que estas formaciones sufrieron un metamorfismo catazonal, en facies eclogítica la primera y en facies granulítica (subfacies clinopiroxeno-almandino) la segunda. Este metamorfismo fue acompañado o seguido inmediatamente por anatexia seca, de forma que la composición mineralógica de la restita debió estar formada por la asociación granate + cianita (o zoisita, en los Neises de Masanteo). Este primer episodio metamórfico fue seguido por una retrogradación a condiciones de facies anfibolítica, acompañado por una intensa milonitización, que destruyó la mayor parte de las evidencias de anatexia. Las condiciones de P y T debieron ser las suficientes para permitir la recristalización del cuarzo y plagioclasa y la formación de una segunda generación de cianita. El granate fue reemplazado parcialmente por biotita. Las inclusiones de rocas básicas quedarían transformadas total o parcialmente en anfibolitas. Se asume que en este período las condiciones de P y T correspondieron a la subfacies cianita-almandino-moscovita de la facies anfibolítica. Por último, tendría lugar una retrogradación a la facies de los esquistos verdes, manifestada sobre todo por la cloritización de la biotita y granate y la sausuritización de la plagioclasa.

Tal como se ha señalado previamente, los Neises de Cariño son diferentes de los de Chimparra y Masanteo tanto desde el punto de vista litológico como del textural y mineralógico. Desde el punto de vista petrográfico están constituidos en su mayor parte por neises de dos

micas, generalmente con granate; los niveles más esquistosos contienen además cianita y estaurolita. Entre las características de estos minerales destaca el que la cianita, estaurolita y granate aparecen como relictos alterados y que se diferencian dos generaciones de moscovita. De los minerales accesorios pueden citarse la clorita (secundaria a partir de biotita y granate), sericita (secundaria a partir de plagioclasa, estaurolita y cianita) y epidota. Los neises de Cariño fueron sometidos, al igual que los anteriores, a anatexia parcial, si bien debido a su naturaleza litológica sus efectos son menos aparentes. Las evidencias petrográficas indican que fueron afectados por varias etapas de metamorfismo. El episodio metamórfico más temprano viene señalado por los relictos de granate, moscovita, cianita y estaurolita. La presencia de este último mineral permite asignar unas condiciones correspondientes a la subfacies estaurolita-almandino de la facies de las anfibolitas con almandino. Durante la retrogradación subsiguiente, esta paragénesis fue reemplazada por la asociación mosc + biot (± gr); la existencia de olig-and permite asignar aún condiciones de facies anfibolítica. Por último, como en el caso de las formaciones anteriores, tendría lugar una retrogradación final a facies de los esquistos verdes. La primera etapa metamórfica que registran estos neises (Facies anfibolítica) ha sido temporalmente asimilada a la etapa E_1 que registran las rocas básicas (M_1 en el esquema evolutivo general, como más adelante veremos) por los autores holandeses (VOGEL 1967; ENGELS 1972; TEX y otros 1972); estos suponen en consecuencia el desarrollo durante esta primera etapa de un metamorfismo progrado para el conjunto de las rocas de Cabo Ortegal, desde la facies anfibolítica a la eclogítica.

El metamorfismo de las rocas ultrabásicas.—La intensa serpentinización que muestran estas rocas dificulta sensiblemente el estudio de las sucesivas paragénesis metamórficas. En términos generales, las peridotitas de Cabo Ortegal -que constituyen el tipo de roca ultrabásica más común- están formadas por olivino, anfíbol, clinopiroxeno, ortopiroxeno, granate y clorita. También se encuentra espinela como mineral accesorio. De estos minerales, el granate y clinopiroxeno se presentan siempre como relictos, en forma de cristales corroidos, parcialmente reemplazados por anfíbol. Los otros minerales, ortopiroxeno, anfíbol y olivino se presentan en dos generaciones.

La serpentinización es posterior a la blástesis de estos minerales y constituye el último evento importante sufrido por estas rocas; ortopiroxeno y clinopiroxeno se transforman en antigorita, mientras que la espinela se desestabiliza dando cromita y magnetita.

Con base a las asociaciones minerales citadas no es posible establecer con precisión las condiciones P y T a la que estas rocas fueron sometidas. En cualquier caso, la primera asociación gr + cpx + opx + ol ± anf ± esp indica condiciones de metamorfismo catazonal. Esta asociación fue reemplazada por la formada por ol + opx ± anf ± cl + esp en condiciones de metamorfismo mesozonal, que fue acompañado de una

milonitización general de las rocas manifestada por una foliación definida por la orientación de la espinela, anfíbol y clorita. Con posterioridad, en condiciones epizonales, tendría lugar la serpentinización.

Evolución y condiciones del metamorfismo de Cabo Ortegal.

Dejando aparte la Unidad de Moeche y de acuerdo con los datos anteriores, en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal puede establecerse la existencia de un metamorfismo polifásico, en el que el grado más elevado se alcanza en general durante la primera fase (M_1) y va seguido de una retrogradación progresiva (M_2-M_3) hasta la facies de los esquistos verdes (M_4). En la fig. 26 se representan las diferentes facies de metamorfismo y las paragénesis características en los distintos tipos de rocas.

Los datos más concluyentes sobre la facies de metamorfismo y las condiciones de P y T existentes durante la primera fase (M_1) se obtienen del estudio de las rocas básicas que constituyen las formaciones Candelaria y Bacariza y las incluidas en los Neises de Masanteo. Relictos existentes en estas rocas prueban que fueron sometidas a metamorfismo en facies granulítica y eclogítica.

Una primera aproximación a las condiciones de P y T existentes durante la formación de estas paragénesis, fue realizada por VOGEL (1967) quien en base a la ausencia de plagioclasa en las eclogitas y al hecho de que en algunas muestras se encuentra cianita y α-zoisita formando una asociación estable, asigna a estas rocas unas condiciones de P y T entre 14 y 19 Kb y 600-900ºC. ENGELS (1972), considerando el contenido en jadeita de la onfacita rebaja estas condiciones a 11-13 Kb y 700-750ºC, y por último KUIJPER (1970), con base a este último criterio y a los coeficientes de partición Fe-Mg en los granates, deduce unas condiciones de 580-640ºC y 10-11 Kb. Las asociaciones minerales presentes en las granulitas no permiten establecer unas condiciones de P Y T, aunque sí es posible deducir que se originaron en la subfacies clinopiroxeno-almandino de las granulitas.

Las inclusiones de rocas metabásicas en los Neises de Masanteo y Chimparra prueban que estos fueron sometidos a metamorfismo en facies eclogítica y granulítica respectivamente; por otro lado, su mineralogía (p. e. asociación estable de cianita, granate y biotita con cuarzo y plagioclasa) es compatible con un metamorfismo catazonal. Es probable que estos neises sufriesen durante este episodio metamórfico anatexia parcial, dadas las elevadas condiciones de P y T a las que fueron sometidos.

En las rocas ultrabásicas es difícil reconocer la existencia del metamorfismo M_1, debido a la anfibolitización y serpentinización a la que se encuentran sometidas. La presencia de relictos de granate y clinopiroxeno, asociados con ortopiroxeno + olivino ± anfíbol en peri-

		ROCAS BASICAS	PARANEISES	ROCAS ULTRABASICAS
M_1	Facies eclogítica	cpx+gr+q±wzo	q+pg+bi+gr±ci	gr+cpx+opx+ol±anf±esp
	Facies granulítica (subfacies cpx-gr)	cpx+gr+pg±ßzo	q+pg+m+bi+gr±ci	
M_2	Facies granulítica (subf. hb-cpx-gr)	cpx+gr+pg+hb_1	q+pg+m+bi+gr±ci	
		Anatexia	parcial	
M_3	Facies anfibolítica (subf. ci-gr-m)	hb_2+pg±gr±ep	q+pg+m+bi±gr±ci	ol+opx±anf±cl±esp
		Milonitización		general
M_4	Facies de los esquistos verdes	hb_3+ab+ep+cl	m+ab+cl+bi	serpentinización

Fig. 26.— Esquema de la sucesión de acontecimientos metamórficos con indicación de las facies de metamorfismo y las paragénesis características de los distintos tipos de rocas del Complejo de Cabo Ortegal. No se incluyen en este esquema los Neises de Cariño y las rocas del Grupo Moeche. hb_1: hornblenda marrón; hb_2: idem. común; hb_3: actinolita. Principalmente según datos de VOGEL (1967).

dotitas y piroxenitas puede interpretarse como una evidencia del mismo, aunque no es posible discernir si las condiciones corresponden a la facies de las granulitas o a las eclogitas.

En resumen, durante esta primera fase las rocas de Cabo Ortegal fueron sometidas a un metamorfismo en el que es posible diferenciar la subfacies clinopiroxeno-almandino de las granulitas (Neises de Chimparra y formaciones Candelaria y Bacariza) y facies eclogítica (Neises de Masanteo y rocas básicas relacionadas con los mismos).

Con posterioridad a esta primera fase metamórfica, las rocas de las unidades de Cedeira y de La Capelada sufren una retrogradación importante que se manifiesta en tres fases principales.

Durante la siguiente fase metamórfica (M_2), se mantienen las condiciones de facies granulítica, experimentando las rocas básicas de la Formación Bacariza y los neises de las formaciones Chimparra y Masanteo, una anatexia parcial. La existencia de esta migmatización, unida al crecimiento de hornblenda pargasítica, permiten suponer que durante esta fase tuvo lugar un incremento de la P fluidos, manteniéndose los valores de P y T con un valor igual o solo ligeramente inferiores a los de la fase anterior. Las condiciones de metamorfismo corresponderían a la subfacies hornblenda-clinopiroxeno-almandino de facies granulítica.

En la siguiente etapa de retrogradación (M_3), eclogitas y granulitas sufren una anfibolitización intensa, transformándose en anfibolitas o

anfibolitas con granate, a la vez que en las rocas ultrabásicas y neises las asociaciones catazonales previas son reemplazadas por otras estables en facies anfibolítica.

El grado de metamorfismo en todas estas rocas correspondería a la subfacies cianita-almandino-moscovita de la facies de las anfibolitas con almandino.

Esta retrogradación acompaña en todo el Complejo de Cabo Ortegal a una intensa milonitización de las rocas; esta milonitización se manifiesta por una foliación muy penetrativa marcada por la orientación preferente de la hornblenda en las rocas básicas o de los filosilicatos en los neises y constituye sin duda la característica estructural más evidente de todas estas rocas.

Por último, en una fase final (M_4), las paragénesis anteriores en las rocas básicas y en los neises son reemplazadas por otras estables en la facies de los esquistos verdes; simultaneamente, las rocas ultrabásicas sufren una intensa serpentinización.

A partir de los datos expuestos hasta el momento y de acuerdo con TEX y otros (1972) el metamorfismo M_1 puede asignarse a un tipo bárico de intermedia a alta presión en el sentido de MIYASHIRO (1961), con un gradiente situado en el límite entre las series de facies intermedia y alta de TEX (1971a). Del mismo modo, dado que no se aprecian cambios sustanciales en las condiciones de P y T con respecto al M_1, el metamorfismo M_2 podría asignarse al mismo tipo bárico. Con respecto al metamorfismo M_3, en facies anfibolítica (subfacies distena-almandino-moscovita), la presencia de cianita y granate estables permite afirmar que corresponde al menos a un tipo de presión intermedia aunque no se dispone por el momento de suficientes datos para hacer más precisiones.

METAMORFISMO DE CONTACTO

En los materiales que forman el encajante de los granitoides hercinianos epizonales, así como en sus enclaves, se desarrollan fenómenos de metamorfismo de contacto. En la mayor parte de los casos este proceso es poco importante y, salvo en el entorno de los plutones de Forgoselo y La Tojiza, no es posible diferenciar cartográficamente la aureola de metamorfismo de contacto.

Desde el punto de vista mineralógico, las rocas afectadas por este metamorfismo se caracterizan por el desarrollo de blastos de biotita, moscovita, clorita, andalucita (generalmente en la variedad de quiastolita) y, en ocasiones, de cordierita y sillimanita (fibrolita). Todos estos minerales son claramente postectónicos sobreimponiéndose a las microestructuras preexistentes.

Las paragénesis encontradas corresponden generalmente a la facies de las corneanas hornbléndicas, alcanzándose en enclaves de algunos granitoides condiciones de la facies de las corneanas piroxénicas.

En algunos de estos plutones han sido descritos procesos de retrometamorfismo afectando a estas paragénesis.

ROCAS PLUTONICAS

ROCAS GRANITICAS

Los granitoides hercínicos ocupan una notable extensión dentro de la hoja, estando representados en ella practicamente todos los tipos descritos para el NW de la Península. Para la sistematización de estas rocas en este sector NW, se han utilizado diversos criterios. En este sentido, CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA y FLOOR (1970) y FLOOR (1970) han usado como criterio la tendencia química de los granitoides, con lo cual distinguieron dos grandes series:

1.—Granitoides alcalinos de dos micas (γ^2_{m-b})
2.—Granitoides calcoalcalinos con biotita dominante ($\gamma\eta^2$-γ^2_b)

Con posterioridad, CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR (1973) los han clasificado de acuerdo con su origen, distinguiendo también dos grandes grupos:

1.—Granitoides palingenéticos o de origen mesocortical.
2.—Granitoides híbridos o de origen infra o basicortical.

Otro criterio de sistematización, en el que a veces se ha puesto un énfasis especial, ha sido la edad de emplazamiento de los cuerpos ígneos (por ejemplo, PABLO MACIA 1981). CAPDEVILA (op. cit.) ha combinado este criterio con el relativo a la tendencia química y emplea para cada serie geoquímica de granitos una notación que define su edad, distinguiendo así granitos G_1, G_2, G_3 y G_4.

Una sistematización basada exclusivamente en la edad de los granitos es difícil de aplicar, ya que las relaciones cronológicas entre los macizos de rocas ígneas o entre estos y la deformación de los materiales encajantes son a veces difíciles de establecer. Además, el emplazamiento de los granitos es a menudo un proceso largo y relativamente continuo, con lo cual se tiene que granitos con distintas edades, tienen idénticas características petrológicas. Por estas razones, creemos que este criterio sólo es útil cuando se subordina a otro de mayor significado petrológico, es decir, tal como lo ha aplicado CAPDEVILA (1969).

Los dos primeros criterios citados, quimismo y origen, han conducido a resultados idénticos, ya que existe una correlación biunívoca entre los tipos de granitos que se distinguen mediante ambos métodos. No obstante, dado que el criterio genético conlleva una mayor carga interpretativa, utilizaremos principalmente el criterio químico en la descripción que sigue a continuación. Distinguiremos, por consiguiente, dos grandes grupos de granitoides dentro del área de la hoja:

1.—Granitoides de dos micas con tendencia alcalina.
2.—Granitoides con tendencia calcoalcalina y biotita dominante.

Granitoides de dos micas con tendencia alcalina

Dentro de esta serie pueden distinguirse en la hoja de La Coruña dos grupos, que son:
—Granitos de dos micas.
—Granitos de dos micas con megacristales.

Granitos de dos micas.—Dentro de este grupo se han considerado en la presente hoja los siguientes cuerpos ígneos (Fig. 27):
—Leucogranitos de La Coruña
—Granito de La Espenuca
—Granito de El Barquero
—Granito de Muras
—Granito de San Ciprián
—Granito de Penedo Gordo
—Granito de Monseibán.

Existen además diversos stocks pequeños y de menor entidad que los citados en lo que se refiere a su extensión superficial. La situación e intensidad de la deformación de estos granitoides se encuentran representadas en la Fig. 27.

En afloramiento, estos cuerpos presentan un tamaño variable y aparecen frecuentemente como bandas o macizos alargados en la dirección de las estructuras hercinianas, aunque a veces presentan una forma irregular como, por ejemplo, en los casos del granito de San Ciprián y del granito de Monseibán.

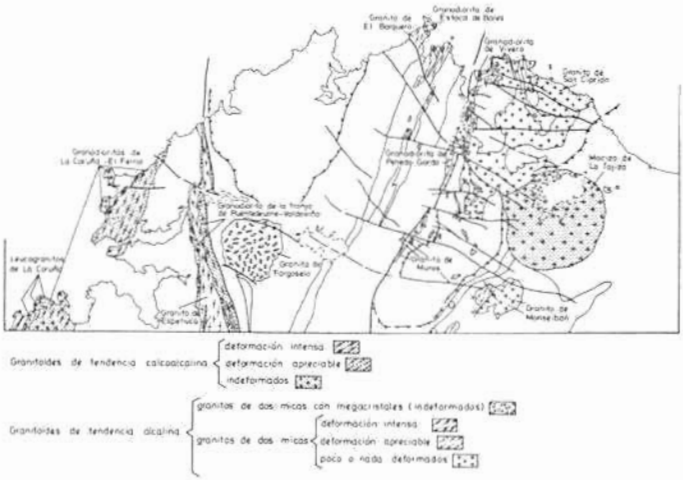

Fig. 27.— Situación, nomenclatura y características diferenciales de los principales macizos de granitoides existentes en el ámbito de la hoja.

Composición y tipos de facies.—Los macizos presentan un carácter heterogéneo, con frecuentes diferenciaciones de facies, habiéndose distinguido unas facies comunes y unas facies de variación (CAPDEVILA 1969). Estas facies se diferencian entre sí por su composición, textura, estructura y edad de emplazamiento. El tamaño de grano de estos granitos es variable, pero generalmente se trata de rocas con grano medio a fino.

Mineralógicamente, las facies comunes están constituidas por cuarzo, feldespato potásico (esencialmente microclina), plagioclasa, moscovita y biotita. Las plagioclasas están constituidas por albita y oligoclasa ácida y la moscovita predomina netamente sobre la biotita. En algunos casos, la biotita puede incluso faltar (por ejemplo, en los leucogranitos de La Coruña). Como minerales accesorios aparecen, prácticamente siempre, apatito y circón y, mucho más raramente, opacos, turmalina, rutilo, andalucita, sillimanita, cordierita y berilo. La composición modal de algunos de estos granitos se encuentra ilustrada en el diagrama de la Fig. 28, a partir del cual se desprende que, desde el

punto de vista petrográfico, se trata de granitos (s. s.), de dos micas o leucogranitos, situándose la mayoría de las muestras en el campo de los granitos monzoníticos (adamellitas); existen abundantes muestras, no obstante, del granito de El Barquero que corresponden a granitos sieníticos y la muestra del macizo de Monseibán se sitúa en el límite con las granodioritas.

Las facies de variación son generalmente, de acuerdo con CAPDEVILA (1969), más ácidas que las comunes, presentan albita como única plagioclasa y son frecuentes en ellas minerales que son raros en las facies comunes, tales como turmalina y granate. Así mismo, en estas facies de variación, las manifestaciones deutéricas adquieren notable importancia y se reflejan como cristalización y recristalización de moscovita, microclina y turmalina, albitización de plagioclasas y transformación de biotitas pardas a verdes y a cloritas (CAPDEVILA op. cit.). Ejemplos particularmente relevantes de estas facies de variación son las diferenciaciones, menos deformadas y a veces con carácter aplítico, que aparecen en la parte meridional del granito de La Espenuca y el "stock" tardío, aplítico y de grano grueso, que se diferencia en la parte S del Macizo de Monseibán.

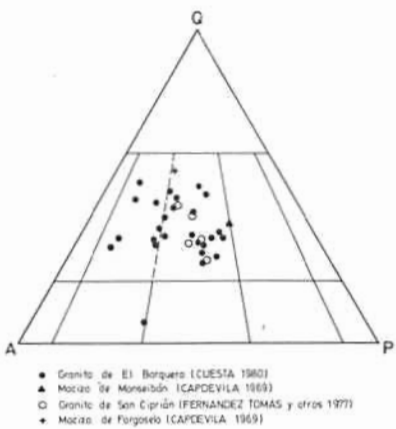

Fig. 28.— Composición modal de algunos de los granitoides de tendencia alcalina existentes dentro del área de la hoja.

Desde el punto de vista químico, los granitos de dos micas presentan, de acuerdo con los datos aportados por CAPDEVILA (1969), ARCE DUARTE y otros (1976), MARTINEZ ALVAREZ y otros (1977) y CUESTA (1980), un elevado contenido en sílice, alúmina y álcalis y un contenido bajo en Ca, Fe y Mg. Los resultados de diversos análisis para las facies comunes de algunos de los macizos existentes en la hoja se encuentran

representados en la Fig. 29. Las diferenciaciones tardías son generalmente más ricas en potasio que las facies comunes.

En estos granitoides, son abundantes los enclaves de rocas metamórficas (esquistos o neises) de tamaño muy variable. Prácticamente no existen enclaves de rocas básicas, salvo en el caso del granito de La Espenuca, donde se han citado algunos en su parte meridional. Hay que destacar también que estos granitoides suelen estar acompañados de abundantes venas y diques de cuarzo, aplitas, pegmatitas, turmalinitas, etc; este cortejo filoniano es siempre importante, lo cual constituye un rasgo característico de este grupo de granitos (CAPDEVILA y FLOOR 1970; CAPDEVILA y otros 1973).

Relaciones con el metamorfismo y la deformación.—Los contactos de estos macizos con el encajante son netos en algunas ocasiones, pero a veces son difusos y graduales, apareciendo íntimamente relacionados con material migmatítico (esto se observa claramente, por ejemplo, en los límites W y NW del macizo de Monseibán y en la parte occidental del de San Ciprián). Esto, unido al hecho de que estos granitos se emplazan siempre en rocas mesozonales, indica que existe una relación entre el origen de los granitos y el metamorfismo regional. No obstante, hay que destacar que frecuentemente cortan a isogradas de dicho metamorfismo. Se trata, en consecuencia, de macizos autóctonos o parautóctonos que, de acuerdo con CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA y FLOOR (1970) y CAPDEVILA y otros (1973), se habrían originado por anatexia húmeda de rocas mesocorticales. Se trata, en definitiva, de granitos de tipo S (WHITE y CHAPPELL 1977).

Las características estructurales, grado de deformación y edad de estos granitos varían notablemente de unos macizos a otros e incluso entre diferentes facies de un mismo macizo (Fig. 27). De ello se desprende que el emplazamiento de estos granitos ha sido un proceso largo, por lo cual cada macizo tiene su propia problemática a este respecto, no pudiendo darse una edad precisa para el conjunto de estos cuerpos ígneos, sino que únicamente se puede hablar de un período de tiempo dentro del cual se emplazan todos los granitos descritos. El grado de deformación que presentan es también muy diferente, existiendo desde granitos fuertemente deformados a otros que sólo presentan una ligera anisotropía en los bordes; algo parecido sucede si se consideran las relaciones estructurales entre los cuerpos ígneos y su medio encajante. A continuación expondremos algunos ejemplos concretos que ponen de manifiesto las diferencias que acabamos de mencionar.

En el caso del macizo de Moseibán, se trata de una intrusión laminar concordante con la esquistosidad S_2 y que desarrolla una foliación principalmente en los bordes cuya posición coincide también con la S_2 de las rocas encajantes (CAPDEVILA 1969). Se trata, por tanto, de un granito sintectónico o sintectónico precoz con la segunda fase de deformación, que ha sido desplazado con el Manto de Mondoñedo desde una posición inicial situada más al W. Por ello, y tal como puede verse en el corte II-II'

Oxidos	GRANITOS DE DOS MICAS			GRANITOS DE DOS MICAS CON MEGACRISTALES
	El Barquero	Monseibán	S. Ciprián	Forgoselo
SiO_2	76,04	72,80	73,36	69,90
Al_2O_3	14,19	14,85	15,03	15,21
Fe_2O_3	0,28	0,25	0,96	1,02
FeO	0,37	0,30	1,36	1,16
MnO	0,01	0,05	0,02	0,05
MgO	0,14	0,75	0,42	1,06
CaO	0,55	0,90	0,52	0,98
Na_2O	3,52	4,05	2,42	3,08
K_2O	4,01	4,45	4,27	5,64
TiO_2	0,02	0,09	0,18	0,32
P_2O_5	0,04	0,12	0,04	0,36
P.F.	0,84	1,35	1,03	0,64
TOTAL	100,01	99,46	99,61	99,42

Fig. 29.— Porcentaje medio en óxidos para diversos granitos de tendencia alcalina, basados en datos de CUESTA (1980) (Granito de El Barquero); CAPDEVILA (1969) (macizos de Monseibán y Forgoselo); MARTINEZ-ALVAREZ y otros (1977) y ARCE DUARTE y FERNANDEZ TOMAS (1976) (Granito de San Ciprián).

del mapa, el afloramiento actual corresponde a una pequeña masa aislada y desconectada de la fuente magmática inicial.

El Macizo de San Ciprián se encuentra, al contrario del anterior, muy poco deformado en su mayor parte y corta claramente al cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (MARTINEZ CATALAN 1981), por lo cual es un granito postcinemático respecto a la segunda fase de deformación. Unicamente en su parte occidental presenta zonas con deformación apreciable (G. GALAN, com. pers.), lo que sugiere un emplazamiento no sincrónico de unas partes del macizo respecto a otras.

El Granito de El Barquero se encuentra deformado en los bordes, existiendo en la Playa de Xiloy algunos diques graníticos plegados que cortan a la esquistosidad S_1 y presentan como esquistosidad de plano axial la esquistosidad S_3 desarrollada en el "Ollo de Sapo". El emplazamiento de este granito es, por tanto, posterior a la primera fase de deformación y bastante anterior a la tercera fase.

Los granitos situados junto a las fallas de Vivero y de Prado, como, por ejemplo, el Granito de Muras y el de La Espenuca, se encuentran, en general, intensamente deformados, si bien esto no aporta mucha luz al

conocimiento de la edad de estos granitos, ya que la historia de estas fallas no se conoce bien y, por tanto, su situación en el tiempo no es fácil de establecer.

Finalmente, el Granito de Penedo Gordo solamente se encuentra afectado por deformaciones cataclásticas asociadas a las fallas transversales que lo afectan, desarrollando además una aureola de metamorfismo de contacto en el encajante epizonal, por todo lo cual parece tardi-hercínico. De acuerdo con sus características, este granito presenta ciertas afinidades con los granitos del tipo de Forgoselo que más adelante describiremos, al menos en lo que se refiere a su origen, probablemente algo más profundo que los restantes granitos de dos micas, y edad de emplazamiento.

En consecuencia, de acuerdo con los datos existentes en torno a la deformación de los granitos de dos micas de la hoja de La Coruña, podemos decir que su período de emplazamiento comprende desde estadios tempranos de la segunda fase de deformación hasta la época de desarrollo de la tercera fase, si bien este último límite está peor definido. MARTINEZ CATALAN (1981) ha diferenciado en la Unidad del Manto de Mondoñedo dos grupos de granitos de dos micas de acuerdo con su edad de emplazamiento, distinguiendo unos granitos emplazados durante el desarrollo de la segunda fase, y desplazados con el Manto de Mondoñedo, y otros posteriores a dicha fase. Un ejemplo, dentro de la hoja, del primer grupo es el Macizo de Monseibán y del segundo grupo es el Macizo de San Ciprián. Aunque esta diferenciación temporal es probable que exista también en otras unidades de la hoja, la ausencia en ellas de estructuras importantes de la segunda fase de deformación en relación con este tipo de granitos impidè su aplicación.

Granito de dos micas con megacristales: Granito de Forgoselo.—El Granito de Forgoselo se caracteriza por ser un macizo con forma redondeada y con contactos netamente cortantes con el encajante. Se trata, en consecuencia, de un macizo claramente alóctono, intruido en materiales afectados por un metamorfismo regional entre las facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas.

Se trata de rocas de color claro, de grano medio a grueso, que presentan característicamente megacristales de feldespato potásico, los cuales llegan a alcanzar a menudo varios centímetros de longitud. Mineralogicamente están compuestos por cuarzo, feldespato potásico (predominantemente microclina), plagioclasa (oligoclasa ácida), moscovita y biotita como minerales esenciales y apatito, circón, rutilo, sillimanita y opacos como accesorios. Su composición modal se encuentra representada en el diagrama de la Fig. 28; en él se observa que se trata de granitos (s. s.) cuya composición se sitúa cerca del límite entre los granitos sieníticos y los monzoníticos. Con relación a los granitos de dos micas descritos anteriormente, son algo más biotíticos, si bien sigue predominando en ellos la moscovita sobre la biotita. En los bordes, existe

a veces una facies de variación que CAPDEVILA (1969) ha denominado facies roja; según este autor se trata simplemente de la facies común deformada y alterada, de forma que, en las condiciones de deformación, la paragénesis inicial ha sido reemplazada por otra de temperatura más baja.

Por lo que se refiere a su composición química, en la Fig. 27 se expresa el porcentaje medio en óxidos para este granito. De esta tabla se deduce que los granitos del Macizo de Forgoselo son más potásicos que los de dos micas ya descritos y presentan un porcentaje algo mayor en hierro, magnesio y calcio, aunque el contenido en calcio sigue siendo bajo.

Asociados al macizo aparecen, tanto en su interior como en el encajante, filones tardíos de granitos más biotíticos, cuarzo y, más raramente, pegmatitas y aplitas. Asimismo, presenta enclaves de esquistos, frecuentemente afectados por metamorfismo de contacto,y cuarcitas.

Es un macizo postmetamórfico,ya que corta a las isogradas del metamorfismo regional, dando lugar a una aureola de metamorfismo de contacto. Con relación a la deformación, se observa que este granito corta a las estructuras de la tercera fase de deformación, por lo cual su emplazamiento es tardi o post F_3. Por lo que se refiere a su edad absoluta, CAPDEVILA y VIALETTE (1970) han obtenido una edad de 303 ± 6 m.a. mediante el método de rubidio-estroncio; no obstante, si en el cálculo de la isocrona obtenida por estos autores, se omiten los datos de las biotitas y se utiliza la constante de desintegración actualmente admitida para el Sr_{87} ($\lambda Sr_{87} = 1{,}42 \times 10^{-11}$ años^{-1}), se tiene una edad de referencia para este granito de 310 Ma.

De acuerdo con CAPDEVILA y otros (1973), parece probable para este tipo de granitos, un origen por anatexia húmeda en condiciones algo más profundas que las que corresponden a los granitos de dos micas descritos anteriormente. Por sus características composicionales, los granitos del tipo de los que constituyen el Macizo de Forgoselo han sido denominados en ocasiones granitos de "tipo mixto" (JULIVERT y otros 1980).

Granitoides con tendencia calcoalcalina y biotita dominante

Este grupo de granitoides se ha subdividido habitualmente en el NW de la Península de acuerdo con su edad de emplazamiento y con la geometría de los macizos, habiéndose distinguido dos subgrupos:

—Granodioritas precoces en macizos alargados y
—Granodioritas tardías en macizos "circunscritos"

Sin embargo, y tal como ya anunciamos anteriormente, este criterio es difícil de aplicar por razones muy diversas,pero, entre otras, porque

esta subdivisión implica la existencia única de dos épocas precisas de emplazamiento de granitoides, lo cual es, cuanto menos, dudoso. Por ello, y teniendo en cuenta que estas rocas presentan unas características químicas y mineralógicas comunes, las consideraremos conjuntamente, aun cuando podamos establecer algunas categorías al hablar de su geometría o intensidad de la deformación sufrida por ellas.

Hecha esta primera aclaración, diremos que los granitoides de tendencia calcoalcalina y biotita dominante se encuentran representados en la hoja de La Coruña por los siguientes cuerpos ígneos:

—Granodioritas de La Coruña-El Ferrol
—Granodioritas de la franja de Puentedeume-Valdoviño
—Granodiorita de Vivero
—Macizo de La Tojiza
—Macizo de Estaca de Bares

Existen además bastantes stocks de pequeño tamaño situados principalmente en la costa cantábrica oriental de la hoja y al W del Macizo de La Tojiza.

La situación, morfología e intensidad de la deformación de estos granitoides se encuentran representadas en la Fig. 25.

En afloramiento, la forma de estos macizos es variada, tratándose frecuentemente de cuerpos ígneos alargados en la dirección de las estructuras hercinianas. Este es el caso de la Granodiorita de La Coruña-El Ferrol, de las de la franja de Puentedeume-Valdoviño y de la de Vivero. Los afloramientos de estas rocas se encuentran asociados a grandes fallas; así, la Granodiorita de La Coruña-El Ferrol está cortada el W por la Falla de Esmelle, las granodioritas de la franja de Puentedeume-Valdoviño están asociadas a las fallas de Prado y Valdoviño y la Granodiorita de Vivero se encuentra asociada a la Falla de Vivero. En otros casos, estos granitoides calcoalcalinos presentan una forma redondeada, siendo particularmente relevante a este respecto el Macizo de La Tojiza.

Son rocas de color más oscuro que los granitoides de tendencia alcalina, presentan un tamaño de grano variable, aunque suele oscilar entre medio y grueso, y su textura es heterogranular, apareciendo a menudo porfidoblastos de feldespatos.

Composición y tipos de facies.—En estos granitoides, se distinguen unas facies comunes y unas diferenciaciones, cuya importancia relativa varía en función del cuerpo ígneo considerado. Sin embargo, entre estas facies no existen por lo general diferencias mineralógicas cualitativamente importantes, estando compuestas esencialmente por cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (oligoclasa-andesina), biotita y, a veces, anfíbol (hornblenda), conteniendo además circón, epidota, apatito, opacos, allanita, moscovita y esfena como minerales accesorios más frecuentes.

Desde el punto de vista petrográfico, se han distinguido granitos monzoníticos (adamellitas), granodioritas y, más raramente, cuarzodioritas (tonalitas). A modo de ejemplos representativos, en la Fig. 30 se muestra la composición modal de diversas muestras correspondientes a la Granodiorita de Vivero y a la de Estaca de Bares.

Por lo que se refiere a las diferenciaciones de facies que aparecen en estos granitoides, sus características varían, como ya hemos dicho, de unos macizos a otros. Como ejemplos de estas diferenciaciones cabe destacar los siguientes:

—En la Granodiorita de Vivero, GALAN (1980, 1981) ha observado que el tipo petrográfico dominante corresponde a tonalitas (cuarzodioritas), constatando además esta autora la existencia de una zonación, de forma que en el centro aparecen adamellitas y hacia los bordes, rodeando a estas rocas, aparecen granodioritas en primer lugar y luego en la parte externa, tonalitas.

—En el Macizo de La Tojiza, ARCE DUARTE y otros (1977a) han observado un cambio mineralógico gradual hacia los bordes, pasándose a facies más moscovíticas y menos biotíticas, a la vez que la plagioclasa se hace más ácida, pudiendo llegarse a términos albíticos.

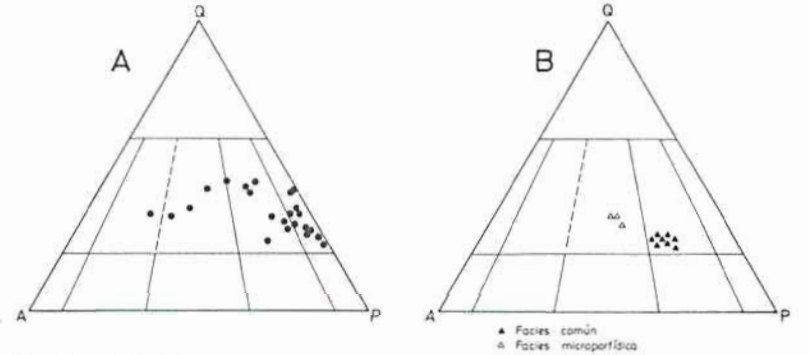

Fig. 30.— Composición modal de dos de los granitoides de tendencia calcoalcalina existentes dentro del área de la hoja. A, granodiorita de Vivero (según GALAN 1980); B, granodiorita de Estaca de Bares (según GARCIA GUTIERREZ 1975).

—En la Granodiorita de Estaca de Bares, GARCIA GUTIERREZ (1975) y CUESTA (1980) han distinguido, además de la facies común, una facies sienítica (o perortósica de CAPDEVILA 1969) y una microporfídica. La facies común corresponde a granodioritas (Fig. 30). La facies sienítica presenta un tono rosado y es más rica en feldespato potásico y más pobre en biotita que la facies común. La facies microporfídica es de naturaleza adamellítica (granitos monzoníticos) (Fig. 30) y aparece en las

proximidades del contacto con el "Ollo de Sapo", tratándose probablemente de una facies de borde.

Por lo que se refiere a la composición química de estos granitoides, en la Fig. 31 se ha representado el porcentaje medio en óxidos correspondiente a muestras de los distintos tipos petrográficos de la Granodiorita de Vivero y de la facies común del Macizo de Estaca de Bares, observándose que se trata de rocas ricas en calcio, álcalis, alúmina, hierro y magnesio.

Estas rocas presentan a menudo xenolitos de rocas parametamórficas y de rocas ígneas algo más básicas que los granitoides (precursores básicos), siendo la composición de estos últimos xenolitos tonalítica o monzodiorítica. En el caso particular de la Granodiorita de Vivero, aparecen asociados a ellas algunos afloramientos de rocas ultrabásicas (peridotitas y hornblenditas) (NISSEN 1959; ARCE DUARTE y otros 1977b; GALAN 1980, 1981). Hay que destacar además la presencia, en algunos casos, de diques ácidos tardíos generalmente micrograníticos, si bien su abundancia es siempre mucho menor que en el caso de los granitoides de tendencia alcalina.

Relaciones con el metamorfismo y la deformación.—En cuanto a las relaciones entre estos granitoides y la deformación, hay que decir que estas son muy variables, pudiendo distinguirse como vamos a ver a continuación, varios casos (Fig. 27).

De acuerdo con GALAN (1981), la Granodiorita de Vivero se emplaza con anterioridad al granito de dos micas de San Ciprián, el cual intruye dentro de la granodiorita y se encuentra menos deformado que ella. Además, dicha granodiorita engloba, según esta misma autora, xenolitos de rocas metamórficas que presentan pliegues F_1 (ensenada de Coido) y, por otro lado, presenta una foliación que GALAN (1980) asigna con dudas a la segunda fase de deformación. De acuerdo con estos datos, la Granodiorita de Vivero sería posterior a la F_1 y anterior a la F_2. Cabe añadir que esta granodiorita se encuentra intensamente deformada por la Falla de Vivero en la zona próxima a la fractura.

Las granodioritas de la franja de Puentedeume-Valdoviño se encuentran intensamente deformadas como consecuencia de su proximidad a las fallas de Prado y Valdoviño. Por esta razón, estos cuerpos ígneos son difíciles de relacionar cronológicamente con las principales fases de la deformación herciniana, ya que el significado y la situación temporal de estas fallas no son claros.

Los macizos granodioríticos de La Tojiza y de Estaca de Bares están constituidos por rocas prácticamente indeformadas que cortan netamente a las estructuras originadas durante las principales fases hercinianas de deformación, siendo por tanto posteriores a ellas; únicamente se encuentran afectadas por fallas tardías. Además, conviene

GRANITOIDES DE TENDENCIA CALCOALCALINA

Oxidos	GRANODIORITA PRECOZ DE VIVERO			GRANODIORITA TARDIA DE ESTACA DE BARES
	Facies Adamillítica	Facies Granodiorítica	Facies Tonalítica	(facies común)
SiO_2	66,96	61,47	61,00	66,94
Al_2O_3	16,66	16,36	16,33	14,63
Fe_2O_3	1,08	2,16	1,64	1,06
FeO	2,58	4,37	5,27	3,17
MnO	0,07	0,11	0,12	0,07
MgO	1,11	2,24	3,05	1,97
CaO	3,05	4,76	5,26	3,19
Na_2O	3,73	3,50	3,20	3,07
K_2O	3,84	2,84	3,08	3,56
TiO_2	0,51	0,85	0,77	0,70
P_2O_5	0,13	0,21	0,21	0,14
P.F.	0,49	1,14	0,86	1,11
TOTAL	100,21	99,62	100,79	100,14

Fig. 31.— Porcentaje medio en óxido para diversas facies de la granodiorita precoz de Vivero (basado en GALAN 1980) y para la granodiorita tardía de Estaca de Bares (basada en GARCIA GUTIERREZ 1975 y CUESTA 1980).

destacar que, con relación al metamorfismo regional, estas rocas cortan claramente a las isogradas, dando lugar en ocasiones a aureolas de metamorfismo de contacto.

En el caso de las granodioritas de La Coruña-El Ferrol, se ha incluido un complejo de granitoides de tendencia calcoalcalina con diferentes edades e intensidades de deformación. Dentro de ellos, los más occidentales, situados en la zona de Cabo Prior y al W de la Mariña, son granodioritas prácticamente indeformadas, comparables por tanto a las granodioritas de La Tojiza y de Estaca de Bares. Los granitoides limitados al W por la Falla de Esmelle presentan generalmente una deformación importante, la cual aumenta a medida que nos aproximamos a la mencionada falla, en cuyas inmediaciones la deformación es particularmente intensa. No obstante, en el borde oriental, estas rocas presentan también una deformación apreciable, existiendo diques afectados por pliegues desarrollados durante la tercera fase de deformación. Se trataría, por tanto, de rocas emplazadas con anterioridad a la tercera fase de la deformación. Conviene destacar también que, dentro de estas rocas, se ha intruido, en la parte meridional de la hoja, una granodiorita que se presenta prácticamente indeformada y que es postectónica; esta granodiorita se prolonga hacia el S en la hoja vecina de Lugo.

Sintetizando los datos expuestos anteriormente, vemos que existen unos granitoides de tendencia calcoalcalina deformados y otros sin deformar. Estos últimos son además claramente posteriores al metamorfismo regional y pueden ser englobados sin dificultad bajo el término de granodioritas tardías, de acuerdo con la terminología utilizada por CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA y FLOOR (1970) y CAPDEVILA y otros (1973). Sin embargo, en los primeros, los datos esbozados anteriormente no permiten determinar un momento preciso para su emplazamiento en el contexto de la historia geológica del área de la hoja; por esta razón, el término de granodioritas precoces utilizado por los autores mencionados, sólo puede ser aplicado en el presente caso con un significado vago para indicar simplemente que se trata de granitoides de tendencia calcoalcalina deformados.

Origen.—Por lo que se refiere al origen de este tipo de granitoides, CAPDEVILA (1969) y CAPDEVILA y otros (1973), teniendo en cuenta que no presentan una relación directa con el proceso de metamorfismo regional, así como su composición química y su relación con rocas básicas, admiten para ellas un origen profundo, bien sea por fusión a P_{H_2} o baja en la base de la corteza y contaminación con magmas básicos o por diferenciación magmática a partir de materiales del manto. Se trata, por tanto, de granitoides de tipo I (WHITE y CHAPPELL 1977).

METABASITAS

Además de los importantes afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas existentes en el Complejo de Ordenes y, sobre todo, en Cabo Ortegal y que ya han sido descritas anteriormente, aparecen en la hoja algunos afloramientos de metabasitas.

Metagabros ($M\theta$)

Afloran formando una larga banda de dirección N-S que constituye el límite entre el Complejo de Ordenes y la franja de Puentedeume-Valdoviño. Están constituidos por plagioclasas y anfíboles (hornblenda y cummingtonita) como minerales principales y cuarzo, apatito, granate, opacos, clinozoisita, esfena, clorita y biotita como accesorios. Presentan una notable variedad textural, siendo la textura flaser la más generalizada. Se encuentran claramente deformados, desarrollando una esquistosidad definida principalmente por la orientación de los anfíboles y cuya penetratividad aumenta, en líneas generales, hacia el S.

Metaperidotitas ($M_{\sigma\sigma}$)

Aparecen como pequeños afloramientos en la franja de Puentedeume-Valdoviño. Se encuentran serpentinizadas y presentan textura flaser. Están compuestas por serpentina, olivino, clorita, anfíboles (tremolita-actinolita) y opacos.

Ortoanfibolitas (Υ_1)

Aparecen al S de la hoja como bandas estrechas y alargadas en la dirección N-S, dentro de la franja de Puentedeume-Valdoviño. Están constituidas por anfíboles (actinolita), biotita, plagioclasa, cuarzo y opacos. Se encuentran apreciablemente deformadas, presentando una esquistosidad definida por la orientación de los anfíboles y de la biotita.

Metabasitas indiferenciadas ($M\Upsilon$)

Al E y SE de Puentes de García Rodriguez aparecen varios afloramientos de rocas básicas intruidas en cuarcitas cámbricas. Estas rocas se encuentran deformadas desarrollando una débil esquistosidad, habiendo sido afectadas por el metamorfismo regional. A veces presentan una marcada zonación, apareciendo hacia el núcleo metaperidotitas y metagabros y hacia los bordes esquistos y neises anfibólicos.

ROCAS FILONIANAS

Dejando a un lado los diques claramente relacionados con el emplazamiento de los macizos graníticos existentes en el área de la presente hoja y cuyas características ya han sido expuestas anteriormente, existen una serie de diques y filones de composición variada, cuya característica común es la ausencia de una deformación interna apreciable, tratándose, por tanto, de rocas tardi o posthercínicas. Dentro de estos diques y filones podemos distinguir dos grupos:

1.—Diques ácidos; son a su vez de dos tipos:

A—Diques y filones de cuarzo (q). Se encuentran representados a lo largo de toda la hoja, rellenando fracturas de direcciones WNW-ESE y NW-SE. Mineralógicamente se caracterizan por su extraordinaria pureza. Están probablemente relacionados con el desarrollo de fallas tardi o posthercínicas.

B—Diques de pórfidos y felsitas (FO). Están constituidos por pórfidos graníticos o adamellíticos, microgranitos y felsitas. Su potencia es muy variable, desde 0,5 a 20 m., si bien su espesor más frecuente oscila entre 2 y 5 m. Desde el punto de vista mineralógico, están compuestos esencialmente por cuarzo, plagioclasas (albita-oligoclasa), feldespato potásico (microclina), moscovita y biotita. Frecuentemente, estos diques aparecen en posición subhorizontal y cortan a las capas según un ángulo pequeño. En la parte oriental de la hoja, estos diques han sido afectados por un fuerte proceso de caolinización, dando lugar a yacimientos de caolín de gran interés económico.

2.—Diques básicos (E). En diversos lugares de la hoja, sobre todo en su parte occidental, existen algunos diques de escasa potencia, de composición dolerítica y compuestos esencialmente por plagioclasas (labradorita), piroxenos y, más raramente, anfíboles, olivino o cuarzo.

EDAD Y CORRELACION DE LOS PRINCIPALES EVENTOS GEOLOGICOS

En este capítulo, se tratará de establecer una correlación entre los distintos acontecimientos geológicos que se registran en las unidades diferenciadas en la hoja y precisar, en la medida de lo posible, su edad. En este trabajo se seguirá la escala convencional de tiempos geológicos recopilada por VAN EYSINGA (1978).

Tal como se ha expuesto previamente, los acontecimientos tectónicos y metamórficos son perfectamente correlacionables en las unidades del Manto de Mondoñedo y del Ollo de Sapo. En estas unidades, los datos paleontológicos existentes indican que las rocas paleozoicas más jóvenes que han sido afectadas por los procesos de deformación y metamorfismo son al menos de edad silúrica (Llandovery); teniendo en cuenta los datos existentes en áreas próximas del NW de la Península, esta edad podría extenderse hasta el Devónico inferior-medio (DROT y MATTE 1967, PEREZ-ESTAUN 1978). Entre este momento y el final del Carbonífero superior -que coincide con el tiempo en que se depositan sedimentos claramente postorogénicos en toda la cadena y en que se registran edades isotópicas K/Ar que corresponden al enfriamiento de la misma (ver RIES 1979, entre 302 y 268 Ma para la biotita y entre 316 y 278 Ma para la moscovita, ambas procedentes de rocas graníticas)- habrían tenido lugar los principales procesos de deformación, magmatismo y metamorfismo que afectan a las rocas en estas unidades.

Para aproximar más el tiempo en el que tuvieron lugar estos procesos, es necesario recurrir a las escasas edades isotópicas de que se dispone sobre las rocas graníticas de Galicia y a acontecimientos sedimentarios que se registran en áreas próximas del NW de la Península. Así, PEREZ-ESTAUN (1974), RIBEIRO y RIBEIRO (1974) y TEIXEIRA y PAIS (1973) citan la existencia, en la Zona Asturoccidental-leonesa y Norte de Portugal (Zona Centroibérica), de materiales con las características propias de los sedimentos sinorogénicos de edad Devónico superior o Carbonífero inferior. Esta edad, podría corresponder a los primeros estadios de la deformación. Por lo que respecta a los datos isotópicos, una revisión de los datos Rb/Sr existentes sobre los granitos alcalinos deformados de Galicia, basada en el reprocesamiento de los datos de CAPDEVILA y VIALETTE (1970) (granito de Friol) y de PRIEM y otros (1970) y CALSTEREN y otros (1979) (granitos alcalinos de Galicia occidental), permite obtener edades de referencia situadas entre los 328 y 339 Ma (Viseense aproximadamente). De acuerdo con las observaciones realizadas por CAPDEVILA (1969) y BUISKOOL TOXOPEUS y otros (1978), el emplazamiento de estos granitos tuvo lugar durante la fase 3 (de acuerdo con la sucesión de fases que se sigue en esta hoja); de este modo, esta edad correspondería también a la edad de la tercera fase, y postdataría el climax del metamorfismo. Los granitos de tipo Forgoselo y los granitoides calcoalcalinos indeformados postdatan la tercera fase, siendo en general más modernos de los 310 Ma y por tanto de edad

Westfaliense, Estefaniense o Pérmica (ver CAPDEVILA y VIALETTE 1965, PRIEM y otros 1970 y SUAREZ y otros 1978).

De acuerdo con estos datos, puede afirmarse que las tres fases de deformación principales que se registran en las unidades del Manto de Mondoñedo y del Ollo de Sapo y el metamorfismo regional que las acompaña, quedan temporalmente incluidas en el Devónico superior y Carbonífero inferior, aproximadamente entre los 370 y 325 Ma.

La correlación de estos acontecimientos con los que se registran en los complejos de Ordenes y Cabo Ortegal resulta ya más problemática. Así, en el ámbito de la hoja, el Complejo de Ordenes está constituido de modo exclusivo por metasedimentos de edad incierta; sin embargo, las características de la deformación y del metamorfismo que los afectan son semejantes a las antes citadas, de modo que las conclusiones obtenidas con respecto a la edad de estos acontecimientos geológicos podrían extenderse a los metasedimentos de este complejo, al menos dentro del área estudiada.

Por lo que respecta al Complejo de Cabo Ortegal, las relaciones resultan más difíciles de establecer, ya que en él los procesos de deformación y sobre todo de metamorfismo son mucho más complicados. Los datos isotópicos existentes sobre la edad de las rocas o de acontecimientos metamórficos que ofrecen suficientes garantías para ser considerados en la interpretación de las mismas constituyen dos grupos claramente diferenciados, a saber: a) un grupo de edades que coinciden en el límite Silúrico-Devónico, procedentes de análisis K/Ar sobre minerales metamórficos (CALSTEREN y otros 1979) y b) otro grupo, definido con menos precisión, que se sitúa en el Ordovícico inferior (464 $\pm$ 130 en las eclogitas, determinado por el método U/Pb por KUIJPER, 1979, 477 $\pm$ 58 en las rocas ultrabásicas y 507 $\pm$ 65 en la Formación Bacariza, ambos determinados mediante una revisión de los datos Rb/Sr publicados por CALSTEREN y otros, op. cit.). Mientras que la interpretación del primer grupo de edades es inequívoca en el sentido de que representan el cierre del sistema K/Ar con posterioridad a un acontecimiento metamórfico, la interpretación del segundo grupo es más problemática; en efecto, estas edades podrían representar tanto la edad de emplazamiento de estas rocas, como la de una homogeneización de los sistemas U/Pb o Rb/Sr durante un acontecimiento metamórfico. Debe señalarse que la edad de 472 $\pm$ 12 Ma obtenida por el método U/Pb en los paraneises del Complejo de Sobrado (comparables a los neises de Chimparra y a los neises bandeados de Cabo Ortegal) (KUIJPER 1979), apunta en este último sentido.

De acuerdo con esta interpretación de los datos isotópicos, el metamorfismo catazonal de Cabo Ortegal (M_1 y M_2) habría tenido lugar durante el Paleozoico inferior (probablemente durante el Ordovícico); tal como se ha señalado previamente, no existen en las rocas evidencias de deformación durante estos episodios metamórficos. Durante el Devónico

inferior tiene lugar un enfriamiento de las rocas suficiente como para permitir que los relojes K/Ar de minerales tales como la hornblenda, biotita y flogopita se pongan en marcha. La posición temporal del metamorfismo mesozonal M_3 en relación con este evento es incierta. En efecto, el enfriamiento podría ser tanto posterior al metamorfismo catazonal como al mesozonal, dados los minerales considerados en el análisis. Sin embargo, teniendo en cuenta que los acontecimientos estructurales que registran las rocas de Cabo Ortegal parecen constituir una secuencia encadenada y que la milonitización general (D_1) es simultánea a la retrogradación a facies anfibolítica (M_3), parece más coherente suponer que estos eventos sean posteriores a las edades K/Ar antes citadas. En consecuencia, solamente los acontecimientos geológicos designados como M_1 y M_2 corresponderían al Paleozoico inferior.

Solamente los últimos acontecimientos geológicos que se registran en las unidades del Manto de Mondoñedo / Ollo de Sapo y el Complejo de Cabo Ortegal pueden ser correlacionados con ciertas garantías. Así, las estructuras D_4 de Cabo Ortegal, que dan lugar a su geometría de conjunto actual, son las mismas que las D_3 de la Unidad del Ollo de Sapo; del mismo modo, la retrogradación final de las rocas de Cabo Ortegal a la facies de los esquistos verdes (M_4), debe corresponderse con el metamorfismo en esta misma facies de las rocas de su entorno. El emplazamiento del alóctono de Cabo Ortegal sobre la Unidad del Ollo de Sapo (D_3), puede correlacionarse con la fase de deformación tangencial diferenciada en esta última (D_2). Más especulativa, aunque no desechable, resulta la posibilidad de que la D_1 presente en las rocas paleozoicas y que da lugar al desarrollo de grandes pliegues, sea equivalente con la D_2 y D_1 de Cabo Ortegal, en el transcurso de las cuales se originan estructuras comparables.

Un esquema de evolución temporal como el que se acaba de desarrollar exige realizar algunas consideraciones en torno a la historia geológica de las rocas del Complejo de Cabo Ortegal. Así, éstas habrían sufrido una historia de metamorfismo y deformación que, considerada en su conjunto, abarca unos 200 Ma. Este lapso de tiempo parece muy dilatado como para inscribirse dentro de un mismo ciclo orogénico. Sin embargo, los primeros eventos que se registran son procesos metamórficos (M_1 y M_2), aparentemente no acompañados por deformación; estos procesos se iniciarían en el Ordovícico inferior y finalizarían antes del Devónico inferior. Esta etapa podría, en sentido estricto, considerarse como preorogénica. El resto de los acontecimientos, que incluyen todas las fases de deformación detectadas en las rocas de Cabo Ortegal y las dos etapas finales de retrogradación pueden inscribirse sin grandes dificultades dentro del ciclo orogénico propiamente herciniano.

HISTORIA GEOLOGICA

El mapa geológico de la hoja de La Coruña muestra la presencia de diversas unidades formadas por rocas diferentes separadas por cabalgamientos o fallas que ponen de manifiesto la complejidad de la historia geológica de este fragmento de la cadena hercínica de la Península Ibérica. Se han diferenciado dentro de la hoja cuatro conjuntos cuya historia sedimentaria, metamórfica y estructural muestra en algunos casos pequeñas diferencias, tal como sucede entre el Dominio del Manto de Mondoñedo y el Dominio del Ollo de Sapo, y en otros casos diferencias muy notables, sobre todo si se comparan los dominios citados con los complejos de Cabo Ortegal y Ordenes.

La evolución geológica del área del Dominio del Manto de Mondoñedo presente en esta hoja es semejante a la del resto de la Zona Asturoccidental-leonesa, que es en el momento actual bien conocida (MATTE 1968, MARCOS 1973, PEREZ-ESTAUN 1978, BASTIDA 1980, PULGAR 1980, MARTINEZ-CATALAN 1981). Existen dos conjuntos, uno Precámbrico y otro Paleozoico inferior separados por una discordancia. Los materiales precámbricos presentan rocas de origen volcánico y rocas

sedimentarias que con frecuencia muestran facies turbidíticas y que, en conjunto, pueden ser correlacionables con los materiales de la misma edad del Antiforme del Narcea. El Paleozoico inferior de este dominio está representado casi totalmente, comenzando por materiales correspondientes al Cámbrico inferior y siendo silúricas las últimas rocas que afloran. Unicamente faltan sedimentos de edad Ordovícico superior, existiendo por tanto una importante laguna entre el Ordovícico medio y el Silúrico. Las condiciones de sedimentación corresponden generalmente a medios marinos someros (Grupo Cándana, Formación Vegadeo, Serie de los Cabos).

El Dominio del Ollo de Sapo presenta algunas características diferentes con relación al Dominio del Manto de Mondoñedo; en él, los materiales más antiguos están constituidos por la Formación Ollo de Sapo, que presenta grandes dificultades en cuanto a su correlación con otros materiales de la cadena herciniana. El Paleozoico inferior comienza con rocas del Ordovícico inferior, estando también representados materiales del Ordovícico medio y superior, formando una secuencia muy completa, y culmina con materiales silúricos; estos últimos, por su gran espesor y por la abundancia de rocas de origen volcánico, se diferencian notablemente de los del resto de la Zona Asturoccidental-leonesa.

Las rocas de los dos dominios arriba mencionados sufrieron una deformación polifásica y un metamorfismo regional importante; la deformación incluye sucesivamente el desarrollo de grandes pliegues acostados (Manto de Mondoñedo) y cabalgamientos, ambos vergentes al E. Los cabalgamientos presentan en las áreas más metamórficas una ancha franja intensamente deformada, cuyas estructuras muestran las características propias de una deformación por cizalla dúctil. Con posterioridad a estas estructuras se generan pliegues que deforman las estructuras anteriores y que presentan, en general, planos axiales subverticales. Existen también a continuación diversos episodios de fracturación que generan localmente grandes fallas normales, como la Falla de Vivero, o de desgarre, como la zona de fracturación de Puentedeume-Valdoviño. Acompañando a la deformación existe un metamorfismo plurifacial cuyos primeros estadios corresponden a un gradiente de presión intermedia a baja que alcanza en algunos lugares condiciones de grado medio. Subsecuentemente se produce un descenso en el gradiente de presión pasándose a un metamorfismo típico de baja presión que se relaciona directamente con el emplazamiento de los granitoides de tendencia alcalina y durante el cual llega a producirse migmatización en algunas áreas. Este proceso tiene lugar simultáneamente o con posterioridad a las últimas etapas de la deformación tangencial. Puede destacarse la existencia de una estrecha banda metamórfica con un gradiente de presión intermedia en el entorno de y en relación con la Falla de Vivero.

La historia geológica de los complejos de Ordenes y Cabo Ortegal, sobreimpuestos tectónicamente sobre el Dominio del Ollo de Sapo,

difiere sustancialmente de la expuesta para las dos unidades que se acaban de describir. La relación entre los dos complejos no es visible en la presente hoja debido a la zona de fracturación de Puentedeume-Valdoviño. No obstante, más al S, en la hoja E 1:200.000 de Lugo, puede observarse la existencia en el Complejo de Ordenes de dos conjuntos superpuestos tectónicamente, uno de ellos constituido principalmente por rocas básicas y ultrabásicas y otro formado por rocas metasedimentarias. En la hoja de La Coruña y dentro del Complejo de Ordenes, solo es visible el conjunto superior mientras que el inferior aparece aquí formando el Complejo de Cabo Ortegal.

El Complejo de Cabo Ortegal, dejando aparte la Unidad de Moeche que se encuentra en su base, presenta una sucesión formada por rocas ultrabásicas, rocas básicas y neises que incluyen rocas eclogíticas. La geoquímica de las rocas básicas permite poner de manifiesto la relación existente entre todas ellas, así como establecer el carácter toleítico de las mismas y con toda probabilidad oceánico. Las características litológicas, geoquímicas y las relaciones entre las distintas rocas que forman este complejo apoyan la hipótesis de que estas rocas constituyen una secuencia ofiolítica. De acuerdo con los datos de edad absoluta disponibles, estas rocas sufrieron durante el Ordovícico una subducción y como consecuencia un metamorfismo catazonal, habiendo finalizado este proceso en el Devónico inferior. Posteriormente, estos materiales son obducidos, produciéndose una milonitización general y grandes pliegues que, a causa de los cabalgamientos posteriores, son colocados sobre el Dominio del Ollo de Sapo, siendo finalmente replegados. Durante el proceso de obducción tiene lugar un metamorfismo en facies anfibolítica o de los esquistos verdes y de tipo intermedio de baja presión. La relación entre los episodios de deformación en el Complejo de Cabo Ortegal y en la Zona Asturoccidental-leonesa ha sido ya puesta de manifiesto en el capítulo de síntesis estructural, haciendo equiparables las deformaciones producidas durante la obducción y posteriormente con las de dicha zona.

En relación con el proceso orogénico se originan una serie de granitoides que, por su quimismo, se han agrupado en dos conjuntos diferentes: granitoides de tendencia alcalina (origen mesocortical por anatexia húmeda) y granitoides de tendencia calcoalcalina (origen infra o basicortical). Los primeros se encuentran en su mayoria relacionados con el metamorfismo y su periodo de emplazamiento es largo, desde la sinfase 2 a sinfase 3; una excepción es el granito de Forgoselo que presenta algunas afinidades con los de tendencia calcoalcalina y que es posterior a la fase 3. En cuanto a los granitos de tendencia calcoalcalina presentan edades de intrusión muy variables, desde, tal vez, prefase 2 hasta claramente posteriores a las principales fases de deformación.

GEOLOGIA ECONOMICA

CANTERAS Y MINERIA

En la hoja de La Coruña existen numerosas explotaciones de rocas y minerales, cuya naturaleza es muy variada, siendo destacables las siguientes:

Granitoides.—En general, estas rocas presentan interés en la producción de áridos y como materiales de construcción. Las principales explotaciones se encuentran en Burela (granito de San Ciprián), Alfoz (Macizo de La Tojiza), y en las inmediaciones del Ferrol y La Coruña (granodioritas de La Coruña).

Cuarcitas y areniscas.—Existen algunas canteras de estas rocas en materiales del Grupo Cándana y de la Serie de los Cabos. Presentan una importancia escasa utilizándose localmente para áridos y para la construcción. Cabe mencionar, como cantera actualmente en actividad, la de San Pablo de Freises.

Calizas.—Se explotan frecuentemente las calizas de Vegadeo y en menor proporción las intercalaciones calcáreas del Grupo Cándana.

Existen canteras de estas rocas en Mondoñedo, Villanueva de Lorenzana y Asdónigas, utilizándose para cal, abonos, áridos y marmolería.

Pizarras.—Existen numerosas canteras de carácter muy local y muchas de ellas abandonadas en las que se explotan pizarras del Grupo Cándana, de la Serie de los Cabos, de la Formación Luarca y del Silúrico y que se utilizan para techar. Cabe mencionar las canteras existentes en Santojuana (Grupo Cándana) y en Rande (Pizarras de Luarca).

Serpentinitas.—Existen pequeñas explotaciones puntuales en la Unidad de La Capelada y en algunos de los bloques de serpentinita presentes en el Grupo de Moeche (por ejemplo, en Moeche) para usos en siderurgia y ornamentación. Cabe mencionar las explotaciones situadas en los bordes del macizo de Herbeira (en Piedra y Landoy). ARCE DUARTE y otros (1977b) destacan además la posible importancia económica que puede tener el lentejón de serpentinitas existente en las inmediaciones de Ladrido.

Gravas, arenas y arcillas.—Existen algunas explotaciones en depósitos correspondientes a terrazas fluviales (río Masusa), a la rasa costera (Cuaternario) o a pequeñas cuencas terciarias. Son destacables las explotaciones de Barreiros, San Miguel de Reinante y Fazouro, situadas todas ellas en dos depósitos de la rasa. Se utilizan como áridos (gravas y arenas) o en ladrillería (arcillas).

Caolín.—Existen explotaciones a cielo abierto de gran interés económico en las inmediaciones de Río de Oro, cerca de la costa cantábrica, en las que el caolín se ha originado por alteración de diques de microgranitos o de pórfidos graníticos. Existen además otros yacimientos que están relacionados con la alteración de granitos de dos micas, siendo destacables los situados en el granito de San Ciprián (Burela, Playa de Parãos, Sumoas, etc.) y en el granito de El Barquero (Vicedo).

Lignito.—Cabe destacar, en lo que se refiere a explotaciones de lignito, la cuenca terciaria de Puentes de García Rodríguez, en la cual alternan capas de carbón con capas de arcilla y arenas; se trata de una explotación a cielo abierto de gran interés económico.

Turba.—Se han citado algunos yacimientos (ARCE DUARTE y otros 1976; MARTINEZ ALVAREZ y otros 1977) situados en la zona N de la hoja, en la actualidad abandonados y relacionados con depósitos cuaternarios en zonas planas y con drenaje deficiente.

Anfibolitas.—Se han explotado anfibolitas de Purrido para áridos en algunas localidades del Complejo de Cabo Ortegal (p. ej. en Punta Candelaria). En la actualidad están en actividad las canteras situadas en las anfibolitas de Purrido en la carretera de Ortigueira a Ferrol.

Cuarzo.—Existen diversas explotaciones de este mineral ubicadas sobre filones que rellenan fracturas tardihercínicas. A este respecto, cabe

destacar por su importancia las canteras situadas sobre el filón de Vicedo y, con menor importancia, puede mencionarse la explotación situada al S de Landoy (Complejo de Cabo Ortegal).

Pegmatitas.—Se explotan localmente para la extracción de feldespatos las pegmatitas asociadas a diversos macizos de granitoides.

Mineral de hierro.—Dentro de la mitad oriental de la hoja, se han descrito diversos tipos de yacimientos ferríferos; cabe destacar los siguientes:

—Yacimientos estratiformes intercalados en las pizarras del Ordovícico medio-superior (Pizarras de Luarca). Estos yacimientos fueron ya descritos por HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) y son de origen probablemente sedimentario. Se trata de óxidos de hierro que muchas veces se presentan bajo la forma de oolitos. A este respecto, es destacable la capa situada al E del Antiforme del "Ollo de Sapo" y que recorre la hoja según la dirección de las estructuras, es decir, NNE-SSW. En la actualidad, todas las explotaciones situadas sobre esta capa se encuentran abandonadas, habiendo sido las más importantes, de N a S, las de Lombogordo, Silvarosa, Galdo y Bravos.

—Yacimientos intercalados en pizarras del Grupo Cándana, generalmente próximas a la intercalación de calizas presentes en dicho grupo (ARCE DUARTE y otros 1976). Sus características son análogas a las de los yacimientos descritos en el párrafo anterior. Todas las labores mineras realizadas en estos materiales se encuentran abandonadas en la actualidad, habiendo sido las más importantes las realizadas en Puente Nuevo.

—Yacimientos de óxidos de hierro interestratificados en materiales terciarios. Su origen es sedimentario, explotándose a cielo abierto en Moiñonovo (Zona S de la hoja).

—Indicios de magnetita relacionados con los pequeños "stocks" graníticos situados al NE del macizo de La Tojiza (N de la hoja) (MARTINEZ ALVAREZ y otros, 1977). No se explotan en la actualidad.

—Yacimientos ferruginosos asociados a fracturas; forman parte del cemento de brechas de falla (ARCE DUARTE y otros 1976). No se explotan en la actualidad.

Otros materiales.—Además de los yacimientos ya descritos cabe citar algunos otros, en su mayoría abandonados, entre los que cabe destacar los siguientes:

—Filones de cuarzo mineralizados. Son destacables los de las zonas de Montefaro-Meiras y de Covas (ambas en la parte occidental de la hoja) (MONTESERIN y otros, 1976). En la primera domina la mineralización de arsenopirita, con pirita, calcopirita, oro y plata asociados; estos últimos

filones fueron ya explotados en la época romana (IRIMO 1934); cabe también mencionar la antigua explotación de cobre ya abandonada, de Saucadio de Arriba; el yacimiento consiste en una zona de falla ocupada por cuarzo con mineralizaciones de pirita y calcopirita.

—Mineralizaciones asociadas a rocas básicas y ultrabásicas. Han sido citadas por FERNANDEZ POMPA y otros (1976) dentro del Complejo de Cabo Ortegal. Contienen minerales de cobre, cromo, niquel y hierro. Estos autores mencionan la conveniencia de un estudio detallado de estas rocas para establecer sus posibilidades metalogenéticas.

HIDROGEOLOGIA

Las posibilidades que presenta el área de la hoja de La Coruña son muy limitadas, como consecuencia de la impermeabilidad de la gran mayoría de las rocas que constituyen su subsuelo. Las Calizas de Vegadeo representan un volumen muy escaso y con afloramientos muy deficientes; además, se trata de una caliza muy recristalizada y con un grado de karstificación muy pequeño, siendo por todo ello unos materiales con escasas posibilidades acuíferas. Las únicas zonas donde cabe esperar ciertas reservas de aguas subterráneas y donde de hecho existen algunos pozos y manantiales, están relacionadas con depósitos recientes no consolidados, terciarios o cuaternarios, y con zonas particularmente afectadas por la fracturación. Dentro de las primeras, conviene destacar los materiales de las pequeñas cuencas terciarias que aparecen sobre todo en la parte meridional de la hoja, los depósitos aluviales de terrazas y fondos de valles, los materiales de la rasa costera y los suelos y depósitos residuales debidos a la alteración de las rocas. Dentro de estos últimos son particularmente destacables, por su carácter acuífero, los materiales resultantes de la alteración de los granitos. Por lo que se refiere al resto de los depósitos descritos, conviene resaltar que en muchos casos presentan una abundancia grande en materiales arcillosos, lo cual dificulta la acumulación de reservas importantes de agua. Los pozos y manantiales que aparecen en estas zonas de trituración y de depósitos recientes suministran generalmente un caudal escaso y cuya utilización presenta siempre un carácter muy local. Como compensación a estas características hidrogeológicas negativas, hay que constatar que el área de la hoja se caracteriza por la existencia de una elevada pluviosidad, repartida regularmente a lo largo del año y que alimenta una red hidrográfica bien constituida y jerarquizada, cuyas posibilidades de aprovechamiento son excelentes.

BIBLIOGRAFIA

ANTHONIOZ, P.M. (1969).—Etude pétrographique et structurale des régions de Braganca et Morais (Nord-Est du Portugal). Thése Univ. Poitiers, 311 pp.

————; (1972).—Les complexes polymetamorphiques précambriens de Morais et Braganca (NE du Portugal). *Mem. Serv. Géol. Portugal.*, 20, 1-192.

———— y FERRAGNE, A. (1967).—Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord Ouest de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265, 848-851.

————; ———— (1969).—Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations oeillées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269, 138-141.

————; ———— (1978).—Le Précambrien polymétamorphique allochthone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin

d'une nappe de charriage calédonienne? *In*: M. JULIVERT et al. (eds.): Geología de la Parte Norte del Macizo Ibérico. La Coruña, 23-42.

APARICIO, A. GARCIA-CACHO, C. y PEINADO, M. (1975).—Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXXLI, 416-427.

ARCE DUARTE, J. M. y FERNANDEZ TOMAS, J. (1976).—Mapa geológico de España E. 1: 50.000, hoja nº 8 (VIVERO). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.

———; ——— y ALVAREZ MENENDEZ, J. M. (1973).—Mapa geológico de España E. 1: 50.000, hoja nº 23 (PUENTES DE GARCIA RODRIGUEZ). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.

———; ——— y MONTESERIN LOPEZ, V. (1977a).—Mapa geológico de España E. 1: 50.000, hoja nº 24 (MONDOÑEDO). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.

———; ———; ——— (1977b).—Mapa geológico de España E. 1: 50.000, hoja nº 2 (CILLERO). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.

ARENAS, R. y PEINADO, M. (en prensa).—Presencia de pillow-lavas en las metavolcanitas submarinas de las proximidades de Espasante. Cabo Ortegal, NW de España. *Cuad. Geol. Ibérica*. Madrid.

ARPS, C.E.S., CALSTEREN, P.W.C. van, HILGEN, J. D., KUIJPER, R.P. y TEX, E. Den (1977).—Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. *Leidse Geol. Meded.*, 51, 63-94.

ASENSIO AMOR, I. (1965).—Erosión marina y formación de canturrales en las rias de Vivero. *Bol. Real Soc. Española de Hist. Nat.*, LXII, 4, 49-52.

——— (1970).—Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astúrica en relación con las oscilaciones glacioeustáticas. *Est. Geol.*, 26, 29-91.

ASENSIO AMOR, I. y NONN, H. (1964).—Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. I. Los depósitos de terraza del río Eo y de las margenes de su ría II. Sedimentos de terrazas y aluviones actuales de los ríos Masma y Oro. *Est. Geogra.*, 96, 319-366.

——— y TEVES RIVAS, N. (1965).—El proceso de relleno con materiales arenosos y fangoso-arenosos en la ría de Foz. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 63, 17-34.

———y——— (1966).—Estudio fisiográfico-sedimentológico de

las rías altas del Norte de Lugo. *Act. Geol. Hisp.*, I, 3, 5-10.

——— y CARBALLO MUAROTTI, L.F. (1969).—Sedimentología litoral: los cordones playeros entre la Punta de la Chirlateira y el Cabo Prior (provincia de La Coruña). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 67, 71-86.

BALDWIN, C.T. (1975).—The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain. *Brev. Geol. Ast.*, XIX, 1, 1-16.

——— (1977).—The stratigraphy and facies asociations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. *In* CRIMES y HARPER (eds.): Trace fossils, 2, *Geol. J. Spec. Issue*, 9, 9-40.

BARD, J. P. (1978).—Contribution au probleme de la signification des ceintures métamorphiques dans les orogenes antimesozoiques; elements d'approche dans la virgation Galicio-Armoricaine. *In:* "Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico". *Cuad. Sem. Est. Cerámica de Sargadelos*, 27, 73-92. Sada (La Coruña).

BARROIS, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord.* 2 (1), 1-630.

BASTIDA, F. (1980).—Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (Costa Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.

——— y PULGAR, J.A. (1978).—La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol.*, 10, 75-160.

BAYER, R. y 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.

BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).—Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique. *Publ. Inst. Geol. Univ. Barcelona*, 211, (4), 61 yp.

BRELL, J. (1972).—Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia. Tesis Univ. Complutense. Madrid, 341 pp.

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, 156-168.

CALSTEREN, P.W.C. van (1978a).—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. Meded.*, 51, 57-61.

——— (1978b).—Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Lithos*, 11, 61-72.

——— (1978).—An early Paleozoic continental rift system in Galicia (NW Spain). *In:* I.B. RAMBERG & E.R. NEUMANN (eds.): Tectonics and geophysics of continental rifts -*D. Reidel Publ. Co.*, 125-132.

———: BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.M., PRIEM, M.N.A., TEX, E. Den, VERDURMEN, E.A.Th. y VERSCHURE, R.M. (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, 35-56.

CAPDEVILA, R. (1969).—Le metamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne). These Univ. Montpellier, 430 pp.

——— y FLOOR, P. (1970).—Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.* LXXXI-II-II, 215-225.

——— y VIALETTE, Y. (1970).—Estimatión radiométrique de l'age de la deuxiéme phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, 2527-2530.

———; CORRETGE, G. y FLOOR, P. (1973).—Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bol. Soc. Geol. France*, 7, XV (3-4), 209-2228.

CARLE, W. (1947).—Ergebnisse geologischer untersuchungen im grundgebirge von Galicien (Nordwest Spanien). *Geotckt. Forsch.*, 6, 13-36. (Traduccido en *Publ. Extranjeras Geol. de España*. V, 61-90).

CENTRO DE ESTUDIOS DE LA ENERGIA (1979).—Inventario de recursos de Carbón en España. *Serv. Publ. Ministerio Ind. y Ener.*, 168 pp.

COLEMEN, R.G. (1977).—*Ophiolites*. Springer-Verlag, 299 pp.

CRIMES, T.P., LEGG, I., MARCOS, A. y ARBOLEYA, M.L. (1977).—

Late Precambrian-low Cambrian trace fossils from Spain. *In:* CRIMES y HARPER (eds.): *Trace fossils 2. Geol. J. Spec. Issue,* 9, 91-138.

CUESTA, A. (1980).—Estudio petrológico y geoquímico de las rocas graníticas de la zona de El Barquero (La Coruña). Tesis de Licenciatura. Universidad de Oviedo, 103 pp.

DIAZ GARCIA, F. (1982).—Estudio geológico del Complejo de Ordenes y su encajante en el sector comprendido entre Pantin y Cabo Prior (Costa Cantábrica, NW de España). Tesis de Licenciatura. Universidad de Oviedo.

ENCINAR, M.V. (1982).—Dinámica y sedimentación en la Ría del Eo. Tesis de Licenciatura. Universidad de Oviedo, 153 pp.

ENGELS, J.P. (1972).—The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain); a structural and petrofabric study. *Leidse Geol. Meded.* 48, 83-133.

FARBER, A. y JARITZ, W. (1964).—Die geologie des westasturischen küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb.,* 81, 679-738.

FERNANDEZ CASALS, M.J. (1974).—Significado geotectónico de la formación Gneises de la Morcuera. *Estudia Geológica,* 7, 87-106.

——— (1976).—Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozóico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Universidad de Madrid, 305 pp.

FERNANDEZ POMPA, F. y FERNANDEZ MARTINEZ, F. (1976).—Mapa geológico de España, E. 1: 50.000 hoja nº 1 (CARIÑO). *Inst. Geol. Min. España.* Madrid.

——— y MONTESERIN LOPEZ, V. (1976).—Mapa geológico de España, E. 1: 50.000 hoja nº 7 (CEDEIRA). *Inst. Geol. Min. España.* Madrid.

FERNANDEZ TOMAS, J. y MONTESERIN LOPEZ, V. (1977).—Mapa geológico de España, E. 1: 50.000 hoja nº 3 (SAN CIPRIAN). *Inst. Geol. Min. España.* Madrid.

FERRAGNE, A. (1972).—Le Précambrien et le Paléozoique de la Province de l'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne). Stratigraphie-Tectonique-Métamorphisme. Thése, Univ. Bordeaux I, 249 pp.

FLOOR, P. (1970).—Seccion de travail consacrée á la subdivisión des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest penin-

sulaire. *Bol. Geol. Min.*, LXXXI-II-III, 245-248.

———; MARQUINEZ, J.L. Y O'NEILL, A.C. (en prensa).—Complejo de dunas eólicas de la Playa de Frouxeira (Meiras, Valdoviño, La Coruña) *Actas VI xutanza GETC, Vigo.*

FLOYD, P.A. Y WINCHESTER, J.A. (1975).—Magma type and tectonic setting discrimination using inmobile elements. *Earth. Plan. Sci. Letters*, 27, 211-218.

GALAN, G. (1980).—Estudio petrológico y geoquímico de la "granodiorita precoz" de Vivero y rocas ultramáficas asociadas (Lugo). Tesis de Licenciatura. Universidad de Oviedo, 112 pp.

——— (1981).—Aportaciones previas sobre la presencia y petrografía de rocas ultramáficas asociadas a granitoides calcoalcalinos precoces en la zona de Vivero (Lugo). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2 (1), 35-43.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1965).—Datos sobre las pizarras de *Lugo. Rev. Fac. Ciencias Oviedo*, 6 (1), 131-143.

GARCIA GUTIERREZ, A. (1975).—Estudio petrológico del plutón de Bares-Viceo (La Coruña). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXXVI-V, 52-61.

GIL IBARGUCHI, I. (1970).—Etude petrographique de la region Muxia-Finisterre (NW de l'Espagne). These Univ. Pierre et Marie Curie, 199 pp.

GONZALEZ LODEIRO, F. (1980).—Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

———; HERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ-CATALAN, J.R. Y PABLO MACIA, J.G. de (en prensa).—Mapa geológico de España, E. 1:200.000 hoja nº 8 (LUGO). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.

HERNANDEZ-PACHECO, F. Y ASENSIO AMOR, I. (1959).—Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. I. Tramo comprendido entre la ría del Eo y la de Foz. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58, 73-83.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozóica de la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 36, 277-303.

——— (1922).—Criaderos de hierro de España IV: Hierros de Galicia. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 1, 466 pp.

——— (1924).—Rectificación geológica de las Cuencas del Navia y del Ibias. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XLX, (t. V, 3ª ser.), 253-261.

——— (1931).—Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (Tomo II). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, IV, 561 pp.

——— (1935).—Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (Tomo III, fase 1ª). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, IV 373 pp.

HSU, K. (1974).—Melanges and their distinction from olistostromes. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, 19, 321-333.

IGLESIAS, M. y ROBARDET, M. (1980).—El Silúrico de Galicia media (Central), su importancia en la paleogeografía varisca. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 1, 99-115.

IRIMO, A. (1934).—Yacimiento aurífero de Covas, en el término municipal de Serantes. *Catálogo inscriptivo de criaderos minerales de España*, II.

JARITZ, W. y WALTER, R. (1970).—Faziesuntersuchungen in Altpalaozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). *Geol. Jb.*, 88, 509-552.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M. RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).—Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España.*

———: MARTINEZ, F. J. y RIBEIRO, A. (1980).—The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. 26º Congrés Géologique Int., Geol. de l'Europe, 132-158. Paris.

KEASBERRY, E. J. (1979).—An interpretation model of semi-circular Bouguer anomalies found over the peripheral belt of the Ordenes Complex (Nw Spain). *Geol. Mijn.*, 58, 65-70.

———; CLASTEREN, P.W.C. van y KUIJPER, R.P. (1976).—Early Palaeozoic mantle diapirism in Galicia. *Tectonophysics*, 31, T61-T75.

KUIJPER, R.P. (1979).—U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of western Galicia (NW Spain). *Lab. Isotopen-Geol.*, 5, 101 pp.

LOTZE, F. (1945).—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. (Traducido por J.M. RIOS: Observaciones a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Plub. Extr. Geol. España*, V, 149-166. Madrid.

——— (1957).—Zur Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. *N. Jb. Geol. Palaont., Mh*, 10, 464-471.

——— (1958).—Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. Geol. Jb., 7 (3-6), 727-750.

———y SDZUY, K. (1961).—Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, 6-8, 1-411, (283-693). (Traducido por J. GOMEZ DE LLARENA: El cámbrico de España. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 75, 256. Madrid).

LUNAR HERNANDEZ, R. (1977).—Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Peninsula. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 90, 211 pp.

MAASKANT, P. (1970).—Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. *Leid. Geol. Meded.*, 45, 237-325.

MACDONALD, G.A. y KATSURA, T. (1964).—Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrol.*, 5, 82-133.

MACPHERSON, J. (1981).—Apuntes petrográficos de Galicia. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 10, 49-87.

——— (1983).—Sucesión estatigráfica de los terrenos arcaicos en España. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12, 341-378.

——— (1886).—Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15, 165-203.

MARCOS, A. (1970).—Sobre la presencia de un Flysch del Ordovicico superior en el Occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, 2, 13-28.

——— (1973).—Las series del paleozóico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol.*, 6, 113 pp.

——— (1976).—Mapa geológico de España, E. 1:50.000 hoja nº 49 SAN MARTIN DE OSCOS). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.

——— y PEREZ-ESTAUN, A. (1976).—Mapa geológico de España, hoja nº 25, (VEGADEO). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.

MARCOS, A. y PEREZ ESTAUN, A. (1981).—La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). *Trab. Geol.*, 11, 89-94.

———: PEREZ-ESTAUN, A., PULGAR, J.A., BASTIDA, F. y VARGAS,

I. (1977).—Mapa geológico de España, E. 1:50.000 Hoja nº 99, (BECERREA). *Inst. Geol. Min. España.* Madrid.

MARQUINEZ, J.L. y KLEIN, E. (1972).—Evolución temporal y distribución del metamorfismo en el Area Esquistosa de Galicia Central (NO de España). *Trab. Geol.*, 12, 227-242.

MARTINEZ, F. J. (1974).—Estudio petrológico de la parte occidental de la provincia de Salamanca. *Trab. Geol.*, 7, 125 pp.

MARTINEZ-ALVAREZ, J.A., TORRES-ALONSO, M. y GUTIERREZ CLAVEROL, M. (1977).—Mapa geológico de España, E. 1:50.000 hoja nº 9 (FOZ). *Inst. Geol. Min. España* Madrid.

MARTINEZ-CATALAN, J.R. (1980).—L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le Dome de Lugo (Galice, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris,* 290, 179-182.

——— (1981).—Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). Tesis Univ. Salamanca, 317, pp.

———; GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS PONCE DE LEON, M. y DIEZ BALDA, M.A. (1977).—La estructura del Domo de Lugo y del Anticlinorio del "Ollo de Sapo". *Stvdia Geol.*, XII, 109-122.

MARTINEZ-GARCIA, E. (1973).—Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stvdia Geol.*, 1, 47-58

———; FERNANDEZ POMPA, F. ARCE DUARTE, M., FERNANDEZ MARTINEZ, F., FERNANDEZ TOMAS, J. y MONTESERIN, V. (1975).—Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortega (Galicia, NO de España). *Tecniterrae,* 7, 8-12.

MARY, G. (en prensa).—Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trab. Geol.* Universidad de Oviedo.

MATTE, Ph. (1964).—Remarques preliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale. *C.R. Acad. Sci. Paris,* 259, 1981-1984.

——— (1966).—La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice; variation de son pendage parallélement et perpendiculairement aux estructures, et role des phases de deformation ulterieures. In: Colloque sur les étages tectoniques, 243-251, Neuchatel.

——— (1967).—Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de 1.

Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les series précambriennes plus internes de l'arc Galicien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 264, 1769-1772.

——— (1968a).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Geol. Alpine*, 44, 1-127.

MATTE, Ph. (1968b).—Precisions sur le Precambrien superieur schisto-greseux de l'ouest les Asturies. Comparaison avec les autres afleurements precambriens du Nor-ouest de l'Espagne. *Revue Geogra. Phys. Geol. Dyna.*, X (3), 205-211.

——— y RIBEIRO, A. (1967).—Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paleozoique dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions?. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264, 2268-2271.

——— y ——— (1975).—Forme et orientations de l'ellipsoide de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothéses sur la génese de l'arc Ibero-armoricain. *C.R. Acad. Sic. Paris*, 280, 2825-2828.

——— y CAPDEVILA, R. (1978).—Tectonique en grands plis couchés et plissements superposés D'age hercynien dans la série de Ordenes-Betanzos (Galice Occidentale). *Cuad. Sem. Est. Cerámicos de Sargadelos*, 27, 195-201.

MEDUS, J. (1965).—Contribution palynologique a la connaisance de la flore et de la végétation neogene de l'ouest de l'Espagne: étude des sédiments recents de Galice, These 3 cycle, Univ. de Montpellier, 92 pp.

MEER MOHR, C.G. van der (1975).—The Palaeozoic strata near Moeche in Galica, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 487-497.

MELENDEZ, B. y ASENSIO AMOR, I. (1964).—El yacimiento de trilobites del Cámbrico medio de Presa (Monte Pruida, Castropol, Asturias). *Brev. Geol. Astúrica*, VIII, 28-36.

MIYASHIRO, A. (1961).—Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, 2, 277-311.

——— (1975).—Island arc volcanic rocks series: a critical review. *Petrologie*, 1, 177-187.

MONTESERIN, V. Y FERNANDEZ POMPA, F. (1973).—Mapa geológico de España, E. 1:50.000 hoja nº 21 (LA CORUÑA). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.

——— y FERNANDEZ MARTINEZ, F. (1976).—Mapa geológico de

España, E. 1:50.000 hoja nº 6 (SAN SALVADOR DE SERANTES). *Inst. Geol. Min. España.* Madrid.

NAVIDAD, M. (1978).—Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores Nord-occidental y centro oriental del macizo Ibérico. *Est. Geol.*, 511-528.

NISSEN, H.U. (1959).—Deformation und kristallisation in nordwestspanichen kusstengebirge bei Vivero. *Diss. Math. Natur. Fak.*, Univ. Münster, 303 pp.

NONN, H. (1966).—Les régions cotiéres de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique. *Faculte des Lettres Strasburg*, 3, 591 pp.

OVERMEEREN, R.A. van (1975).—A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Tectonophysics*, 26, 293-307.

PLABO MACIA, J.G. de (1981).—Contribución a la correlación y síntesis de los granitos gallegos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 51-60.

PARGA PONDAL, I. (1956).—Nota explicativa del mapa geológico de la parte No de la provincia de la Coruña. *Leidse Geol. Meded.*, 21, 467-484.

——— (1960).—Observaciones, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 59, 353-358.

——— (1963).—Mapa petrográfico estructural de Galicia. E. 1:4000.000. *Inst. Geol. Min. España.* Madrid.

——— (1966).—Datos geologico-petrográficos de la provincia de la Coruña. *Ins:* Estudio agrobiológico de la provincia de la Coruña. Editado por *Inst. de Invest. Geol. Edag. y Agrobiológicas de Galicia*, 5-46.

——— (ED). (1967).—Carte geologique du Nord-ouest de la Péninsule Ibérique. *Serv. Geol. Portugal*, 1ª edición. Lisboa.

——— y GOMEZ DE LLARENA, J. (1963).—Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntin (Lugo, Galicia). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol.*, 61, 83-88.

——— y ALEXANDRE, T. (1966).—La arenisca ortocuarcítica del Gistral (Lugo). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 87, 59-90.

———: MATTE, Ph y CAPDEVILA, R. (1964).—Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo formation porphyroide antesilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 76, 119-154.

PEARCE, J.A. (1975).—Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.

——— (1976).—Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Jour. Petrol.*, 17, 15-43.

———; GORMAN, B.E. y BIRKETT, T.C. (1975).—The Tio_2-K_20-P_20_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth plant. Sci. Letters.*, 24, 419-426.

PEREZ-ESTAUN, A. (1978).—Estratigrafía y estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 1-151 pp.

——— y MARTINEZ FERNANDEZ, F.J. (1978).—El Precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España). *Trab. Geol.*, 10, 367-377.

——— y MARCOS, A. (1981).—La Formación Agüeira en el sinclinorio de Vega de Espinareda: Aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la Zona Asturoccidental-leonesa (Nw de España). *Trab. Geol.*, 11, 135-145.

PIBOULE, M. (1977).—Utilisation de l.analyse factoriale discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites. Application á quelques metabasites du Rovergue et du Limousin (Massif central Francais). *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 1133-1143.

PLOGMAN, H. (1973).—Zur Geologie und Petrographie der Regionen Sanabria (Prov. Zamora) und Cabrera Baja (Prov. León) in Nordwest-Spanien. Tesis Doctoral. Univ. Münster/Westf.

PRADO, c. de (1857).—Lettre á M. de Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies. *Bull. Soc. Geol. France*, 2ª ser., XV, 91-93.

PULGAR, J.A. (1980).—Análisis e interpretación de las estructuras origidas durante las fases de replegamiento en la zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España). Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo.

QUINTERO, J. (1962).—Graptolites en la provincia de Lugo. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 65, 61-68.

RIBEIRO, A. (1974).—Contribution a l étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24, 1-168.

———; CRAMEZ, C. y REBELO, J. (1964).—Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 258, 263-265.

RIEMER, W. (1963).—Entwicklung des pal ozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.*, 117, 273-285.

——— (1966).—Datos para el conocimiento de la estatigrafía de Galicia. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 81, 7-20.

RIES, A.C. y SHACKLETON, R.M. (1971).—Catazonal complexes of North-west Spain and North Porgual, remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature Phys. Sci.*, 234, 65-68.

ROBARDET, M. (1980).—Late Ordovician tillites in Iberian Peninsula. *In:* M.J. HAMBERG y W.E. HARLAND (eds.): Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge Univ. Press.

SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—El borde herciniano en el NE de Galicia. *Brev. Geol. Asturica*, 6, 66-71.

SCHAFER, G. (1969).—Geologie und Petrographie im ostlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münster. Forsch. Geol. Palaont.*, 10, 207 pp.

SCHULZ, G. (1835).—Descripción geognóstica del Reino de Galicia. Madrid Graficas Reunidas, S.A. 176 pp.

SDZUY, K. (1968).—Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trab. Geol.*, 2, 45-58.

——— (1971).—Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. *Publ. Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ.*, 2, 753 pp.

SEILACHER, A. (1970).—Cruziana stratigraphy of "non fossiliferous" Palaeozoic sandstones. *Ins:* T.P. CRIMES y J.C. HARPER (eds.), Trace fossils. *Geol. Jour. Spec. Issue*, 3, 447-476.

SUAREZ, L.M. y SUAREZ, O. (1976).—Estudio petrológico de los porfiroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias). *Est. Geol.*, 32 (1) 53-59.

TAMAIN, G. (1978).—L'évolution calédono-variśque des Hespérides. *In:* "Caledonian-Apalachian Orogen of the North-Atlantic region". *Geol. Survey Canada*, 78-13, 183-212.

TEX, E. Den, (1961).—Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 36, 211-222.

——— (1966).—Apercu pétrologique et structural de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Meded.*, 36, 221-222.

——— (1977).—Le socle polycicline et son role dans l' évolution de la

chaîne varisque en Galice occidentale (Espagne du NW). *Coll. Int. C.N.R.S.* 243: La Chaine varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. 67-78.

——— (1978).—El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena Varisca en Galicia Occidental. *In:* M. JULIVERT (eds.) Geología de la parte N del Macizo Ibérico La Coruña, 141-157.

——— (1980).—Un esquema del estado actual de la investigación geológica en Galicia. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 1, 323-339.

——— (1981).—A geological section across the Hesperian Massif in western and central Galicia. *Geol. Mijn.,* 1, 33-440.

——— y VOGEL, D.E. (1962).—A "granulitegebirge" at Cabo Ortegal (NW Spain). *Geol. Runds.,* 52, 95-112.

———; ENGELS, J.P. y VOGEL, D.E. (1972).—A high-pressure intermediate-temperature facies series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain). *24th IGC, Sec. Rept.,* 64-73.

VOGEL, D.E. (1967).—Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.,* 40, 121-213.

WALTER, R. (1963).—Beitrag zur stratigraphie des kambriums in Galicien (Nordwest Spanien). *N.Jb. Geol. Palaont.,* 117, 360-371.

——— (1965).—Die unterschiedliche Entwicklung des Altpalaozoikums ostlich und westlisch des Kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest Spanien). *N.Jb. Geol. Palaont.,* 12, 740-753.

——— (1966).—Resultados de investigaciones geológicas en el Noreste de la Provincia de Lugo (NO España). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España,* 89, 7-16.

——— (1968).—Die geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forch.,* 27, 3-70.

WHITE. A.J. R. y CHAPPELL, B.W. (1977).—Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics,* 43, 7-22.

WINKLER, H.G.F. (1974).—*Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer-Verlag, New York.

ZAMARREÑO, I., BELLAMY, J., HERMOSA, J.L. y JULIVERT, M. (1975).—Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). *Brev. Geol. Astúrica,* XIX, 3, 40-48.

ZAMARREÑO, I. y PEREJON, A. (1976).—El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa; NW de España); tipos de facies y faunas de Arqueociatos. *Brev. Geol. Astúrica*, XX, 2, 17-22.

ZUUREN, A. van (1969).—Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 45, 71 pp.

BIBLIOGRAFIA (ADENDA)

BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A., HAALEBOS, P.E.M. y 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. Ceram. Sargadelos*, 27, 95-110.

DROT, J. y MATTE, Ph. (1967).—SObre la presencia de capas del devoiano en el límite de Galicia y León (NW de España). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 93, 87-92.

PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—Aportaciones al conocimiento del carbonifero de San Clodio (Prov. de Lugo). *Brev. Geol. Ast.*, 18 (1), 3-5.

PRIEM, H.N., BOELRIJK, N., VERSCHURE, R.A., HEBEDA, E.M. y VERDURMEN, A. A. Th. (1970).—Dating events of acid plutonism through the Peleozoic of the western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helvet.*, 63 (1), 225-274.

RIBEIRO, A. y RIBEIRO, L. (1974).—Signification paleogeographique et tectonique de la presence de galets de roches metamorphiques dans un flysch d'age devonien superioeur du Tras-os-Montes oriental (NE du Portugal). *C.R. Acad. Sci., Paris*, serv. D, 1-3.

RIES, A.C. (1979).—Variscan metamorphism and K-Ar dates in the variscan fold belt of S Britatny and NW Spain. *Jour. Geol. Soc.*, 136 (1), 89-103.

SUAREZ, O., RUIZ, F., GALAN, I. y VARGAS, I. (1978).—Edades Rb-Sr de granitoides del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 10, 437-442.

TEIXEIRA, C. y PAIS, J. (1973).—Sobre a presenca de devónico na ragiao de Braganca (Guadramil e Mofreita) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Port.*, 18, 199-202.

TEX, E. DEN (1974).—The polycyclic lithosphere: an attempt to assess its orogenic memory. *In:* Geologie des domaines cristallins, *Vol. Cent. Soc. Geol. de Belgique*, 145-181.

VAN EYSINGA, F. W.B. (1978).—Geological time table. Elsevier, Amsterdam.