

EL COMPLEJO DE ORDENES: SUBDIVISION, DESCRIPCION Y DISCUSION
SOBRE SU ORIGEN

J.R.Martínez Catalán⁺, E.Klein⁺⁺, J.G. de Pablo Maciá⁺⁺ y
F.Gonzalez Lodeiro⁺⁺⁺.

⁺Depto. de Geotectónica, Universidad de Salamanca.

⁺⁺Geoprin S.A.

⁺⁺⁺Depto. de Geotectónica, Universidad de Granada.

RESUMEN

El Complejo de Ordenes, el mayor de los macizos alóctonos con rocas máficas y ultramáficas de Galicia y el N de Portugal, se ha subdividido en cinco unidades en base, fundamentalmente, a las asociaciones litológicas: U. de Santiago, U. de Villa de Cruces, U. de la Sierra del Careón-Bazar, U. de Sobrado-Mellid y U. de Betanzos-Arzúa. Todas ellas están separadas entre sí por cabalgamientos y superpuestas tectónicamente. Para cada unidad, se realiza una descripción petrológica y se analizan las relaciones de las diferentes rocas entre sí. Se efectúa, además, una revisión de los datos geoquímicos disponibles y, finalmente, se discute el origen probable de las distintas unidades.

ABSTRACT

The Ordenes Complex, the biggest of the allochthonous massifs with mafic and ultramafic rocks in Galicia and northern Portugal, has been divided into five units according to the lithological associations: Santiago Unit, Villa de Cruces Unit, Sierra del Careón-Bazar Unit, Sobrado-Mellid Unit and Betanzos-Arzúa Unit. They are separated from each other by thrust faults and tectonically stacked. For each of the units, a petrological description is given, explaining the relationships between the different rock types. Moreover, the geochemical data available are reviewed and the probable origin of the units is discussed.

INDICE

- 1 INTRODUCCION
- 2 LA UNIDAD DE SANTIAGO
 - 2.1 Esquistos micáceos, frecuentemente con porfiroblastos de albita.
 - 2.2 Ortogneises.
 - 2.3 Anfibolitas.
 - 2.4 Retroeclogitas.
 - 2.5 Metamorfismo.
- 3 LA UNIDAD DE VILLA DE CRUCES
 - 3.1 Esquistos verdes y anfibolitas derivados de vulcanitas máficas y rocas asociadas.
 - 3.1.1 Rocas blanquecinas esquistosas.
 - 3.1.2 Metaqueratófidos y plagiogranitos.
 - 3.1.3 Esquistos verdes.
 - 3.1.4 Anfibolitas.
 - 3.2 Esquistos micáceos, frecuentemente con porfiroblastos de albita y granate.
 - 3.3 Rocas ultramáficas.
 - 3.4 Metamorfismo.
- 4 LA UNIDAD DE LA SIERRA DEL CAREON - BAZAR
 - 4.1 Rocas ultramáficas.
 - 4.2 Flasergabros y anfibolitas.
 - 4.3 Metamorfismo.
- 5 LA UNIDAD DE SOBRADO - MELLID
 - 5.1 Rocas ultramáficas.
 - 5.2 Metabasitas y gabros.
 - 5.2.1 Pirigarnitas y eclogitas.
 - 5.2.2 Gneises piroxénicos.
 - 5.2.3 Gabros.
 - 5.2.4 Anfibolitas.
 - 5.3 Gneises félsicos.
 - 5.4 Metamorfismo.

6 LA UNIDAD DE BETANZOS - ARZUA

- 6.1 Rocas ultramáficas.
- 6.2 Metabasitas, gabros y dioritas.
 - 6.2.1 Anfibolitas masivas del margen occidental.
 - 6.2.2 Anfibolitas en cuerpos aislados intercaladas en los metasedimentos.
 - 6.2.3 Gabros y dioritas.
 - 6.2.4 Diques doleríticos.
- 6.3 Metasedimentos.
 - 6.3.1 Pizarras y filitas.
 - 6.3.2 Esquistos.
 - 6.3.3 Metagrauvas y paragneises.
 - 6.3.4 Esquistos grafitosos.
 - 6.3.5 Conglomerados.
 - 6.3.6 Paraanfibolitas.
 - 6.3.7 Corneanas.
 - 6.3.8 Migmatitas.
- 6.4 Granitoides y ortogneises prehercínicos.
- 6.5 Metamorfismo.

7 GEOQUIMICA

8 DISCUSION SOBRE EL ORIGEN DE LAS UNIDADES

9 CONCLUSIONES

1 INTRODUCCION

El Complejo de Ordenes está compuesto por una notable variedad de rocas entre las que destacan las máficas y ultramáficas, que se distribuyen esencialmente por su periferia y la potente secuencia metasedimentaria que ocupa la parte central (Fig.1). Su forma es la de una cubeta irregular, lo que ha dado pie a la denominación de Cuenca de Ordenes (DEN TEX 1966) con que aparece en numerosos trabajos.

Aunque áreas restringidas del Complejo han sido objeto de estudios detallados, por parte sobre todo de geólogos de la Universidad de Leiden, un estudio sintético e interpretativo sobre el mismo no ha sido presentado con anterioridad, si exceptuamos el meramente descriptivo de KUIJPER y ARPS (1983). La realización de los mapas geológicos a escala 1/200.000 de Santiago de Compostela y Lugo por parte, entre otros, de los autores, nos ha permitido establecer correlaciones entre las diversas áreas que lo constituyen y proponer una subdivisión en unidades que, básicamente, fue ya utilizada en la Hoja 1/200.000 de Lugo (GONZALEZ LODEIRO et al.1982).

Las unidades, separadas entre sí por cabalgamientos mayores, forman un empilamiento de mantos y, de abajo arriba, son las siguientes: U. de Santiago, U. de Villa de Cruces, U. de la Sierra del Careón-Bazar, U. de Sobrado-Mellid y U. de Betanzos-Arzúa (Figs.2 y 3).

No todas ellas son continuas a escala del Complejo. Por ejemplo, la Unidad de Villa de Cruces no existe al O, mientras que la de Santiago no se ha identificado al E. Esta última podría, no obstante, existir al S, si las Unidades de Forcarey y Lalín, que afloran al S de la falla de Pico Sacro y de las que no trataremos, son equivalentes a la de Santiago (GONZALEZ LODEIRO et al.1983).Según esta interpretación, la extensión de la Unidad de Santiago sería bastante mayor, pero aun así, no llegaría a rodear completamente el Complejo.

En su conjunto, el Complejo de Ordenes es una estructura alóctona, cabalgante sobre los materiales del Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental. Además del cabalgamiento basal y de los que separan las unidades, los cabalgamientos menores dentro de éstas son frecuentes, aunque difíciles de cartografiar. El emplazamiento del Complejo es atribuible a la 2ª fase de deformación hercínica regional. En

efecto, por debajo de él, en su autóctono relativo, existe una zona de cizalla de varios km. de espesor, en la cual la deformación por cizallamiento simple se produjo durante la 2ª fase identificable, y tal deformación debió de ser inducida por el cabalgamiento de una considerable masa rocosa (MARQUINEZ 1983). Todas las unidades han sufrido una deformación imputable a la traslación, bien sea de unas sobre otras, bien del conjunto y, casi siempre, esta deformación se superpone, al menos, a otra anterior.

El Complejo está plegado por la 3ª fase de deformación hercínica, que creó una serie de antiformas y sinformas con una longitud de onda de 5 a 10 km. y una amplitud de 1 a 3 km. para los pliegues mayores. Localmente, se han descrito además pliegues de dirección E-O (VAN ZUUREN 1969), que son seguramente tardíos. Sin embargo, la forma general del Complejo no está condicionada por los pliegues. Probablemente refleja la geometría de estructuras profundas y está en gran parte controlada por grandes fracturas posteriores a su emplazamiento (Fig.1). Entre ellas cabe destacar la de Valdoviño, que limita los granitoides hercínicos intruidos en el borde oriental y la de Pico Sacro que, con un trazado curvo, corta al Complejo por el SE, S y, probablemente, SO. Asociada a estas fallas existe una deformación dúctil acompañada de filonitización (VAN ZUUREN 1969, IGLESIAS y CHOUKROUNE 1980, KLEIN 1982, MARQUINEZ 1983) y su funcionamiento debe ser en parte contemporáneo con la 3ª fase de deformación. Estas y otras fallas son responsables con frecuencia del aspecto discontinuo que varias unidades exhiben en la cartografía (Fig.2), si bien es muy probable que exista, además, un desmembramiento producido durante el proceso de cabalgamiento.

2 LA UNIDAD DE SANTIAGO

Aflora como una banda alargada de 1 a 5 km. de anchura en el borde occidental del Complejo. Al N está intruida por numerosos granitos hercínicos e inyectada por multitud de venas de composición granítica, aplítica y pegmatítica. Al S, las inyecciones son mucho menos abundantes, pero varios "stocks" graníticos han intruido a la Unidad entre Agualada y Santiago de Compostela (Fig.1).

La Unidad fue considerada como independiente de los Esquistos de Ordenes (pertenecientes a nuestra Unidad de Betanzos-Arzúa), por WARNAARS (1967) y VAN ZUUREN (1969),

quien la denominó Complejo de Santiago de Compostela.

La aloctonía de la Unidad se deduce de la existencia en ella de rocas que han sufrido un metamorfismo de alta presión (retroeclogitas), lo que no se ha encontrado en el Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental. Además, la existencia de texturas miloníticas es frecuente en los niveles de ortogneis y, en las proximidades de Santiago, se localizó, en el contacto entre la Unidad y metasedimentos típicos del Dominio Esquistoso, una ultramilonita de grano muy fino que puede ser una roca de falla del cabalgamiento basal de la Unidad.

En los metasedimentos, existe una filonitización, descrita por WARNAARS (1967) y VAN ZUUREN (1969), que es más intensa cerca del contacto con las unidades orientales. En algunos casos, puede estar asociada a la 2ª fase, pero en la zona de Santiago, el sentido de movimiento de microcizallas subverticales y de dirección N-S a NO-SE indica un desplazamiento subhorizontal y senestro. Este movimiento fue señalado por VAN ZUUREN en la banda de dirección NO-SE de Susana, pero para la banda de dirección N-S de Santiago, propuso un sentido de movimiento dextro que se ha mostrado incorrecto. Las microcizallas afectan también al granito que hay al N de Santiago, intruido con posterioridad a la 2ª fase.

Las estrías y lineaciones en las cizallas cabecean al N entre 10 y 30°, indicando una componente normal, con el labio oriental hundido, además de la componente en dirección. Dado que un movimiento de este tipo es coherente con el de la falla de Pico Sacro (KLEIN 1982, MARQUINEZ 1983) y que la Unidad de Santiago está aquí en contacto con la de Betanzos-Arzúa, faltando al menos entre ambas la de la Sierra del Carreón-Bazar, que aflora más al N, se ha supuesto que el contacto entre las dos unidades se realiza por medio de una falla (Fig.2) que es, muy probablemente, una ramificación hacia el N de la de Pico Sacro. En la falla se han localizado algunos lentejones de rocas ultramáficas (talcoesquistos y clorititas) que derivan de alguna de las unidades que faltan.

Seguidamente, se describen los tipos litológicos que constituyen la Unidad.

2.1 Esquistos micáceos, frecuentemente con porfiroblastos de albita.

El tipo normal es un esquisto con mica blanca y clorita, biotita escasa o ausente y plagioclasa de composición casi siempre albitica que suele formar porfiroblastos ovoides. Otros minerales de metamorfismo son granates, en general pequeños, cloritoide, estaurolita y andalucita. Como accesorios, se observan apatito, circón, turmalina, opacos y óxidos. La textura es esquistosa, observándose casi siempre relictos de una fábrica anterior, como charnelas aplastadas y recristalizadas entre micas que definen la nueva fábrica, una "schistosity" a la que denominaremos S_2 . Esta esquistosidad está a veces microplegada y es muy frecuente que esté afectada por microcizallas.

Los porfiroblastos de albita crecieron en general durante la 2ª fase, sobre todo en sus primeros estadios. Engloban pequeños porfiroblastos de granate, mica blanca, biotita, rutilo, esfena, turmalina y opacos, con frecuencia pulvulentos. Las inclusiones marcan una fábrica interna, a veces recta y a veces plegada, que debe corresponder a la 1ª esquistosidad de las rocas de la Unidad. El granate es, por tanto, anterior a la 2ª fase de deformación.

El cloritoide es escaso. VAN ZUUREN (1969) lo cita como producto de metamorfismo de contacto y lo mismo hace WARNAARS (1967), para quien se desarrolla porfiroblásticamente cerca de los granitos. No obstante, este autor cita también cloritoides orientados paralelamente a la esquistosidad, lo que ha sido observado, además, por PABLO MACIA y MARTINEZ CATALAN (in litt.). Estauroilita, andalucita e incluso cordierita probable han sido citadas por WARNAARS y VAN ZUUREN como productos del metamorfismo térmico inducido por los granitos intrusivos en la Unidad. Una cita de estauroilita previa al metamorfismo térmico, de VAN ZUUREN (1969), corresponde muy probablemente a una muestra que forma parte de nuestra Unidad de Betanzos-Arzúa y lo mismo sucede con la distena citada por PABLO MACIA y MARTINEZ CATALAN (in litt.).

Además del tipo normal descrito, existen esquistos micáceos sin porfiroblastos, esquistos cuarcíticos, cuarcitas impuras y paragneises derivados de grauvacas.

El conjunto se considera derivado de sedimentos de composición pelítico-grauváquica (WARNAARS 1967) que formaban

una secuencia flyschoides y que, probablemente, contienen materiales derivados de rocas volcánicas.

2.2 Ortogneises.

Son gneises de tendencia alcalina y aspecto y composición variables que afloran en un cuerpo alargado que recorre casi toda la Unidad acuñaándose al S de Santiago (Fig.1).

Hay variedades glandulares y otras que no lo son. Las intercalaciones de esquistos y anfibolitas son comunes, aunque no frecuentes, y se ha citado un afloramiento de retroclogitas incluido en ellos.

La fábrica es planolínear o planar. Están compuestos por micas, cuarzo, albita y microclina, esta última en porfiroclastos de hasta 5 cm., aunque normalmente menores de 2. Existen variedades biotíticas y otras en las que la mica blanca es la única existente. A veces tienen granate, y, como accesorios, se han citado allanita, epidota, circón, apatito y esfena, siendo frecuente la clorita como producto de retrogradación.

Los ortogneises derivan probablemente de rocas efusivas ácidas. Esto explica la enorme longitud que presentan, en afloramiento, en relación a su espesor, así como los frecuentes cambios de facies en una misma sección y las intercalaciones de metasedimentos. Dataciones radiométricas efectuadas por el método Rb-Sr dan una edad de 470 ± 6 m.a. (GARCIA GARZON et al.1981) que es similar a la de rocas equivalentes en la Unidad de Malpica-Tuy, al O del Complejo de Ordenes.

2.3 Anfibolitas.

Forman bandas lenticulares, a veces intercaladas en los ortogneises o en contacto con ellos, a veces intercaladas en esquistos. Son rocas oscuras, con textura nematoblástica en general, de grano fino, compuestas fundamentalmente por anfíbol y plagioclasa. El anfíbol es una hornblenda verde parda a verde azulada o incolora. La plagioclasa está con frecuencia saussuritizada. Puede constituir poiquiloblastos xenomorfos con inclusiones de cuarzo, biotita, esfena, opacos y pequeños prismas de anfíbol, que marcan una esquistosidad interna discordante con la que rodea a los poiquiloblastos. En este caso, las anfibolitas presentan un aspecto moteado.

Se encuentran además, biotita, cuarzo, esfena, apatito, clorita y opacos.

Las anfibolitas, como las retroeclogitas, representan probablemente rocas efusivas o diques de composición basáltica.

2.4 Retroeclogitas.

Aparecen en un pequeño cuerpo intercalado en los ortogneises al O de Castriz (ALONSO ALONSO y GONZALEZ GONZALEZ 1981). Son rocas con abundantes granates de pequeño tamaño, semejantes a las descritas por VAN DER WEGEN (1978) en la Unidad de Malpica-Tuy. La paragénesis original se ha transformado, creciendo primero, a expensas del clinopiroxeno, un anfíbol incoloro o verde claro y desarrollándose posteriormente, a partir de él, intercrecimientos simplectíticos de anfíbol verde pálido y plagioclasa durante un proceso de retrometamorfismo. Se han formado, además, clinozoisita, esfena, clorita y plagioclasa no simplectítica.

2.5 Metamorfismo.

Los tipos de materiales que constituyen la Unidad de Santiago y su posición con respecto al Dominio Esquistoso permiten correlacionarla con la Unidad de Malpica-Tuy (ORTEGA GIRONES y GIL IBARGUCHI 1983). En ella, los autores citados distinguen cuatro estadios metamórficos basándose, sobre todo, en las asociaciones de las rocas máficas. El primero se deduce de los minerales incluidos en granates y onfacitas, entre ellos distena, lo que hace pensar en un metamorfismo de presión media a alta. El segundo, que denominan eclogítico, es responsable de la formación de eclogitas con distena y, después, del crecimiento de glaucofana, anfíbol barroisítico y fengita en las metabasitas. El tercer estadio, denominado anfíbolítico, produce una retromorfosis acusada, con aparición de simplectitas de anfíbol y plagioclasa desarrolladas a partir del piroxeno o del anfíbol barroisítico y el cuarto es un retrometamorfismo en facies de los esquistos verdes.

Esta evolución puede extrapolarse a la Unidad de Santiago, al menos para sus tres últimos estadios. En las retroeclogitas incluidas en el ortogneis al O de Castriz se identifican los pasos correspondientes a parte del segundo estadio (no se ha encontrado glaucofana pero sí anfíbol incoloro).

ro, de tipo barroísítico) y al tercero. Los pequeños granates incluidos con frecuencia en plagioclasas en los metasedimentos podrían corresponder al segundo estadio, así como parte del cloritoide. Los porfiroblastos de plagioclasa, crecidos en su mayor parte al principio de la 2ª fase de deformación, serían ya testigos del tercer estadio. La facies de los esquistos verdes es la más extendida entre los metasedimentos y sus efectos son también importantes en las metabasitas y ortogneises. Parte del desarrollo de la esquistosidad de 2ª fase responde a esas condiciones y lo mismo sucede con el desarrollo posterior de microcizallas. Entre ambas estructuras cabe situar la intrusión de los macizos graníticos y el metamorfismo térmico concomitante, responsable de la cristalización de estauroлита, andalucita, cloritoide y, quizás, cordierita (WARNAARS 1967, VAN ZUUREN 1969).

En consecuencia, la historia metamórfica de la Unidad de Santiago puede dividirse en, al menos, cuatro episodios.

El primero identificado sería un episodio de alta P y de T media o baja (12 ± 2 kbars según ORTEGA GIRONES y GIL IBARGUCHI 1983, en rocas similares de la Unidad de Malpica-Tuy). Este episodio es identificable sólo en las retroeclogitas. Sería anterior al emplazamiento de la Unidad y su edad sería como mínimo 374 m.a. en base a la datación de fengitas en las eclogitas de Malpica-Tuy (VAN CALSTEREN et al. 1979).

El segundo sería un metamorfismo de P media o baja y T también media o baja, que comenzaría en facies anfibolita y terminaría en facies de los esquistos verdes. Sería contemporáneo con la traslación de la Unidad.

El tercero sería un episodio térmico producido por la intrusión de los macizos graníticos e irregularmente distribuido. Sería de P baja y T media a alta. Además de los minerales mencionados anteriormente, VAN ZUUREN (1969) cita sillimanita en una corneana adyacente a la Unidad de Santiago unos 8 km. al N de esta localidad.

El cuarto episodio estaría relacionado con las fracturas y zonas de cizalla posteriores al emplazamiento de la Unidad, siendo contemporáneo con la 3ª fase de deformación. Correspondería a la facies de los esquistos verdes, con P y T bajas, y sería responsable de, por lo menos, una buena parte de la filonitización.

3 LA UNIDAD DE VILLA DE CRUCES

Se extiende por el borde meridional y oriental del Complejo. Al S alcanza su máxima anchura, unos 7 km., mientras que por el E aflora como una banda muy estrecha entre el resto del Complejo y el macizo granítico que lo intruye (Fig.2). Intercalados en dicho macizo, al N, existen dos afloramientos alargados de metabasitas (Fig.1) con algunas rocas ultramáficas, que hemos asimilado a esta Unidad.

Los contactos con los materiales que ocupan una posición estructural inferior son mecánicos (falla de Pico Sacro) o están ocultos debido a la intrusión de los granitoides hercínicos. Con la Unidad de la Sierra del Careón, el límite es un cabalgamiento, a menudo jalonado por rocas ultramáficas. Varios cabalgamientos menores existen dentro de la Unidad, jalonados también por rocas ultramáficas.

Está constituida por esquistos verdes y anfibolitas derivadas de rocas volcánicas o vulcanosedimentarias máficas, con rocas volcánicas félsicas intercaladas, así como por metasedimentos y las mencionadas rocas ultramáficas. Se identifican, tanto en los esquistos verdes como en los metasedimentos, al menos tres esquistosidades. La primera, S_1 , es un "slaty cleavage" que sólo se conserva en charnelas recristalizadas entre bandas de micas paralelas que marcan la segunda. S_1 debe ser paralela al plano axial de pliegues tumbados de amplitud kilométrica (DIVAR e IGLESIAS 1982) que se identifican en la cartografía en la parte meridional de la Unidad (Figs.1 y 3). La S_2 es una esquistosidad bien desarrollada, paralela al plano axial de pliegues pequeños con vergencia E, probablemente contemporáneos con la traslación. Con frecuencia está afectada por un microplegamiento que, en general, llega a dar una esquistosidad de crenulación y cuya orientación varía con su posición dentro de la Unidad. Al E, cerca de la falla de Pico Sacro, esta tercera esquistosidad buza suavemente al O, menos que S_2 , y los pliegues que a ella se asocian tienen charnelas subhorizontales y una vergencia hacia el O. Por el S, los pliegues tienen también vergencia O, pero su plano axial así como sus charnelas, están fuertemente inclinadas al N. MARQUINEZ (1983) propone que el primer tipo de pliegues está relacionado con la componente normal de la falla de Pico Sacro, mientras que el segundo se habría originado sobre todo a causa de la componente de desgarre senestro. Además de los descritos, se identifican pliegues y crenulaciones de plano axial subver-

tical y dirección N-S que son atribuibles al replegamiento de la 3ª fase de deformación.

3.1 Esquistos verdes y anfibolitas derivados de vulcanitas máficas y rocas asociadas.

Los esquistos verdes son rocas de grano fino a muy fino con gran cantidad de clorita, epidota y anfíboles, con una esquistosidad S_2 mejor o peor desarrollada según los casos, que afloran en la parte meridional de la Unidad. Las anfibolitas, oscuras y de grano fino, se encuentran dentro de la delgada banda que bordea al Complejo por el SE y en las que están intercaladas en los granitoides. Se distinguen cuatro tipos fundamentales de rocas:

3.1.1 Rocas blanquecinas esquistosas. Son de grano fino a medio y están compuestas por cuarzo, mica blanca o ligeramente coloreada y clorita. Se presentan en capas o lentejones y son muy poco abundantes.

3.1.2 Metaqueratófidos y plagiogranitos. Son rocas claras, de grano fino a medio y textura gneísica o cataclástica. Se componen de cuarzo, albita y cantidades menores de mica blanca y/o clorita. Como accesorios tienen esfena y biotita y, muy raramente, feldespato potásico. La saussuritización que se aprecia a veces en la albita apunta a una composición más cálcica de la plagioclasa original. La textura es granuda, con una fuerte recristalización, en granos pequeños, de la matriz que rodea a los numerosos clastos de cuarzo y albita, cuya presencia indica que derivan de rocas de grano medio. El cuarzo muestra extinción fuertemente ondulante y la albita presenta maclas secundarias rotas o dobladas. Hay tipos miloníticos en los que bandas de plagioclasa alternan con otras ricas en filosilicatos definiendo un bandeado. Existen rocas con textura porfídica, que han sido clasificadas como metaqueratófidos, mientras que los tipos corrientes, con textura granuda, son considerados como plagiogranitos por DIVAR e IGLESIAS (1982). Ambos tipos representan miembros de una suite magmática sódica característica de un magmatismo oceánico y constituyen una indicación del carácter ofiolítico de la Unidad.

3.1.3 Esquistos verdes. Es el tipo más común y abundante. Son de grano fino a muy fino, con una foliación generalmente débil, aunque está bien marcada en los más cloríticos, y que a veces muestran un leve bandeado mineralógico. Son fre-

cuentas los sulfuros de hierro. Los esquistos verdes muestran pasos graduales a rocas sedimentarias. Cuando se alteran adquieren una tonalidad parda o marrón, o se transforman en barros rojizos y marrones. Los minerales principales son plagioclasa (albita u oligoclasa), epidota/clinozoisita, anfíbol verde claro o verde azulado, cuarzo y clorita. Como accesorios se han observado apatito, circón, rutilo, esfena, sericita, estilpnomelana, opacos y óxidos de hierro. La textura varía desde nematoblástica a grano-lepidoblástica. El anfíbol es a menudo acicular, con pleocroismo azulado, de tipo actinolítico, sobre todo en el S. Hacia el N, el hábito es más prismático y el tono cambia a verdoso o marrón, es decir, es de tipo hornbléndico. Al mismo tiempo, la plagioclasa pasa de albita a oligoclasa y la cantidad de clorita, epidota/clinozoisita y cuarzo decrece, marcando una transición gradual a las anfíbolitas, que se describen en el siguiente apartado. La estilpnomelana se presenta en pequeños cristales aciculares que a menudo se orientan oblicuamente con respecto a la esquistosidad principal. Su existencia ha sido comprobada mediante difracción de rayos X (FELIUS 1967). Se supone para estas rocas un origen volcánico o vulcanosedimentario, en base a su composición y asociación mineralógica típica de rocas verdes ("greenstones") de origen efusivo. Se han descrito texturas porfídicas en las que los megacristales de albita indicarían la presencia de antiguos fenocristales. La abundancia local de mica blanca y la existencia de una microgranoselección de los granos de albita son indicaciones de un origen mixto.

3.1.4 Anfíbolitas. Afloran sobre todo al E del Complejo. Son rocas de grano fino y color verde oscuro, con textura nematoblástica a granoblástica, compuestas por hornblenda y plagioclasa con cantidades subordinadas de cuarzo, epidota y clorita. El anfíbol es de hábito prismático, tonos claros, de verde a marrón y pleocroismo débil. Existen cristales de hornblenda anteriores a la esquistosidad principal. La plagioclasa (An 0-42) tiene un zonado inverso y puede presentarse en agregados alargados según la esquistosidad, con textura en mosaico. Como accesorios aparecen esfena, rutilo y opacos y, como productos de retrometamorfismo, sericita, saussurita y zoisita. Con toda probabilidad, las anfíbolitas derivan también de rocas volcánicas máficas.

3.2 Esquistos micáceos, frecuentemente con porfiroblastos de albita y granate.

Los afloramientos mayores se encuentran hacia la parte superior de la Unidad, reposando, aparentemente sin contactos mecánicos, sobre los esquistos verdes. Algunas intercalaciones delgadas afloran en niveles inferiores en lo que, probablemente, es una escama tectónica (Fig.3). En uno y otro caso, los metasedimentos dibujan pliegues isoclinales en la cartografía.

Se trata de rocas de grano fino a medio, en general de bajo grado de metamorfismo. Hay esquistos cloríticos, micáceos, cuarcíticos y feldespáticos, siendo estos últimos los más abundantes y característicos. El color es gris oscuro, a menudo azulado. Las venas de cuarzo de exsudación son abundantes.

Los esquistos feldespáticos se caracterizan por la presencia de blastos pequeños de albita, que pueden alcanzar un tamaño de hasta 4 mm. Son equidimensionales, subidiomorfos o glandulares y están casi siempre teñidos de óxidos de hierro y manganeso, por lo que se confunden fácilmente con porfiroblastos de granate, también frecuentes en los esquistos. Se componen esencialmente de cuarzo, mica blanca y clorita formando la matriz en la que se distribuyen los porfiroblastos de albita y granate. En contados casos se han observado biotita verde o cloritoide. Accesorios son ilmenita, apatito, turmalina, opacos y, quizás, grafito. La textura es esquistosa y, en ocasiones, la esquistosidad principal (S_2) está crenulada. Los porfiroblastos de albita tienen inclusiones, a veces rectas y a veces sigmoidales. El granate es anterior a S_2 y tiene sombras de presión bien desarrolladas; lo mismo sucede con el cloritoide. Es frecuente el leucoxeno, derivado probablemente de ilmenita y la transformación de granate en cloritas y de albita en un agregado de sericita y óxidos. El grado de metamorfismo aumenta en la estrecha banda que bordea la Sierra del Careón.

Los metasedimentos tienen un cierto parecido con los esquistos albiticos de la Unidad de Santiago y, como ellos, derivan de sedimentos arenosopelíticos y grauváquicos.

3.3 Rocas ultramáficas.

Afloran en pequeños cuerpos lenticulares métricos a

decamétricos. Son frecuentes en las partes superior e inferior de la Unidad, pero pueden encontrarse también en las zonas centrales de la misma. Su presencia indica, probablemente, la existencia de cabalgamientos.

Son serpentinitas, a veces con porfiroblastos idiomorfos de clorita, talcoesquistos, esteatitas y clorititas. Los relictos de olivino, piroxeno o anfíbol son muy escasos.

Con toda probabilidad, son rocas que han sido incorporadas tectónicamente a la Unidad y derivan de cualquiera de las dos unidades superiores.

3.4 Metamorfismo.

La Unidad de Villa de Cruces se caracteriza por un metamorfismo en facies de los esquistos verdes y, localmente, de las anfíbolitas. La primera facies viene indicada por las paragénesis siguientes:

- cuarzo, clorita, mica blanca, (\pm)albita, (\pm)ilmenita en los metasedimentos. A ella puede añadirse granate o granate y biotita y, más raramente, cloritoide. Según BURGERHOUT (1974), las características del granate apuntan hacia una variedad rica en espesartina.

- cuarzo, albita, clorita, (\pm)mica blanca, (\pm)feldespato potásico, (\pm)biotita en las rocas félsicas.

- albita, actinolita, clorita, epidota/clinozoisita, esfena, (\pm)cuarzo, (\pm)estilpnomelana en los esquistos verdes derivados de vulcanitas máficas.

La facies anfíbolita se caracteriza por la paragénesis - oligoclasa, hornblenda verde o parda, clorita(?), esfena, (\pm)epidota/clinozoisita, (\pm)cuarzo en las anfíbolitas.

El clímax de metamorfismo se alcanzó entre las dos primeras fases de deformación o al principio de la segunda, a juzgar por las relaciones blastesis-deformación mostradas por los granates y albitas en los metasedimentos y por algunos porfiroclastos de hornblenda en las anfíbolitas. Este metamorfismo debía corresponder a un gradiente de presión media y la presencia y las relaciones texturales de la estilpnomelana sugieren que este tipo de gradiente se mantuvo hasta el final de la 2ª fase. Con posterioridad a él se identifican, por un lado, los efectos locales de una recrís-

talización que puede ser contemporánea con la intrusión de los granitoides y, por otro, una retromorfosis que produjo la transformación de granate, ilmenita y plagioclasa.

4 LA UNIDAD DE LA SIERRA DEL CAREON - BAZAR

Aflora con una extensión considerable en una banda de unos 5 km. de anchura de dirección NE-SO en la Sierra del Careón, al E de Mellid y, con una superficie más restringida, en otra más estrecha que pasa por Bazar (Fig.2). Otros afloramientos se localizan al O de Villa de Cruces y en una delgada franja NNO-SSE que es prolongación hacia el N del de la Sierra del Careón. Dado que, aunque discontinua en cartografía, parece estar presente en buena parte de la zona marginal del Complejo, se ha supuesto que esta Unidad se prolonga de forma más o menos continua por debajo de él y así se ha representado en el corte (Fig.3), atribuyéndose su ausencia local al juego de fallas posteriores y a la intrusión de los granitoides hercínicos.

Se compone casi exclusivamente de rocas ultramáficas, flasergabros y anfibolitas, metamorfizadas en grados medio a bajo. Excepcionalmente, se han localizado afloramientos con rocas que han sufrido un metamorfismo en facies granulita, que parecen representar elementos provenientes de la Unidad de Sobrado-Mellid incorporados tectónicamente.

Las rocas de esta Unidad presentan solo una esquistosidad visible, a veces microplegada. Por su posición y características debe de ser la S_2 o, mejor dicho, una fábrica resultante de la deformación tangencial que culminó con la 2ª fase. Los materiales que la constituyen son poco apropiados para conservar, como micropliegues, relictos de una esquistosidad anterior.

Los contactos con las unidades adyacentes suelen ser cabalgamientos, aunque a veces, éstos han sido retocados por fallas (Fig.2).

4.1 Rocas ultramáficas.

Afloran en grandes extensiones en la Sierra del Careón y en una banda estrecha al E de Agualada. Son frecuentísimos, además, los pequeños cuerpos lenticulares intercalados en las anfibolitas y metagabros, a veces tan íntimamente que es difícil decidir cuál es la litología dominante. Los contactos

con las demás rocas se caracterizan por su intensa tectonización, con desarrollo de talcoesquistos, clorititas, actinolititas y anfibolititas muy deformadas en bandas métricas o decamétricas.

En general están bastante serpentinizadas, más las de la Sierra del Careón que las de Bazar. Las primeras deben clasificarse petrográficamente como serpentinitas. Se componen de serpentinas, tanto planares como fibrosas, clorita y talco. Como relictos se encuentran olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, representantes de la paragénesis original, y anfíboles (hornblenda incolora, cummingtonita, antofilita, tremolita y uralita), que pueden considerarse minerales de metamorfismo y de los que existen varias generaciones que se sustituyen unas a otras. Accesorios son opacos (entre ellos magnetita y piritita secundaria), espinela, carbonatos (secundarios) y bastita plagada de opacos pulvulentos distribuidos según los planos de exfoliación del clinopiroxeno original. Anfíboles, clorita y opacos pueden marcar una esquistosidad. De las normas de RITTMANN de 6 ultramafitas, analizadas para el mapa a escala 1/200.000 de Lugo, proyectadas en un triángulo Ol-Opx-Cpx, tres caen en el campo de las harzburgitas, una en el de las dunitas muy cerca del anterior y dos en el de las lherzolitas.

Las ultramafitas de la región de Bazar fueron descritas por WARNAARS (1967) y MAASKANT (1970). Se encuentran wehrlitas, que es el tipo más común, wehrlitas con anfíbol y espinela, wehrlitas con plagioclasa, peridotitas con anfíbol y clorita y piroxenitas. Para su descripción seguiremos esencialmente a MAASKANT.

Las wehrlitas se componen de clinopiroxenos grandes y con frecuencia poiquilíticos y olivinos subredondeados que incluyen espinelas primarias hipidiomorfas de color verde oscuro o marrón. A veces hay pequeños granos de anfíbol marrón anaranjado, clinopiroxeno recristalizado, espinela y ortopiroxeno formando coronas alrededor de los granos grandes de clinopiroxeno.

Las wehrlitas con espinela y anfíbol se encuentran generalmente en los márgenes de las rocas ultramáficas. Tienen relictos de clinopiroxeno poiquilítico, pero en general los minerales han recristalizado y han sido remplazados por otros (clinopiroxeno por anfíbol, olivino por ortopiroxeno y anfíbol incoloro entre otros) y se han desarrollado anfíboles

poiquilíticos de color marrón-naranja y anfíboles verdosos en agregados con núcleos de espinela o corindón en el centro. A veces tienen plagioclasa y sus productos de alteración, en pequeñas bolsas entre olivino y clinopiroxeno.

Más plagioclasa hay en las wehrlitas con plagioclasa, formadas por un agregado granoblástico de olivino (con delgadas coronas de ortopiroxeno y una simplectita de ortopiroxeno y espinela cuando está en contacto con plagioclasa) y clinopiroxeno hipidiomorfo. Algunos granos grandes de clinopiroxeno y olivino han resistido la recristalización. Espinela y anfíbol se encuentran en cantidades menores.

Las peridotitas con anfíbol y clorita son también frecuentes cerca de los contactos. Tienen relictos de olivino y clinopiroxeno, una hornblenda débilmente marrón a incolora y clorita verdosa a menudo asociada con un miembro de la serie magnetita-cromita.

Las piroxenitas, descritas por WARNAARS (1967), se componen de un mosaico de granos subhedrales a euhedrales de clinopiroxeno con lamelas de exsolución de ortopiroxeno y granos de este último mineral. En algunas se han formado biotitas y hornblendas.

4.2 Flasergabros y anfíbolitas.

Son rocas verdes, de grano medio a grueso compuestas por anfíbol verde y plagioclasa. Se encuentran desde rocas casi sin deformar, que han conservado la textura gabroica, a veces con aspecto pegmatoide, hasta flasergabros, anfíbolitas finamente bandeadas y anfíbolitas de grano medio a fino, que se supone representan los sucesivos estadios de la deformación de los gabros originales. Estos gabros eran isótopos, sin que se haya identificado ningún bandeo que no sea el metamórfico. Dentro de ellos existen algunos diques de dolerita de espesor decimétrico a métrico.

Se componen de clinoanfíbol y plagioclasa fundamentalmente, existiendo, además, una clorita incolora que al microscópio es similar a la de las rocas ultramáficas, así como zoisita y clinozoisita. Menos frecuentes y en cantidades subordinadas, hay mica blanca (¿paragonita?), cuarzo, uralita y zeolitas y, como accesorios, esfena, rutilo, apatito y opacos. El anfíbol suele tener un hábito prismático tabular. Es casi siempre incoloro en la región meridional

de la Sierra de Careón, con características ópticas que apuntan hacia una variedad tremolítica, mientras que es a menudo verde, verde azulado o marrón en el N de la misma. En la zona de Bazar, el color verde o verde azulado siempre pálido sugiere un tipo actinolítico (WARNAARS 1967). La plagioclasa es albita en las zonas de menor grado de metamorfismo, encontrándose oligoclasa y hasta labradorita o bitownita en las rocas menos retromorfizadas. En general está sustituida por zoisita y sericita. La textura varía de granuda palimpsestica en los tipos con aspecto de gabro, a foliada nematoblástica e incluso milonítica o filonítica. Muestran una sola foliación, marcada por los anfíboles y el bandeado composicional.

En la zona de Bazar, WARNAARS encuentra relictos de clinopiroxeno (augita) y olivino originales y cita, además, la presencia de granate en anfibolitas con textura flaser. Este mineral se ha identificado asimismo en anfibolitas de la Sierra del Careón.

4.3 Metamorfismo.

WARNAARS (1967) defiende que las rocas de la región de Bazar han sufrido un metamorfismo de alto grado y alta P para el cual propone unas condiciones superiores a 8 kbars a 1100°C ó 7'5 kbars a 1000°C en base a la presencia de orto y clinopiroxeno y espinela en bordes de reacción entre olivino y plagioclasa en gabros y ultramafitas con plagioclasa. La existencia de relictos de clinopiroxeno y granate en las anfibolitas con textura flaser le lleva a suponer que estas rocas han sufrido un metamorfismo en la subfacies hornblenda-almandino de la facies granulita. Sin embargo, no cita evidencias de que clinopiroxeno y granate se hallen en equilibrio.

MAASKANT (1970) cree que la presencia de anfíbol en las ultramafitas obliga a pensar en temperaturas menores (estima vagamente 900°C a 10 kbars) y propone que los bordes de reacción con piroxeno y espinela se han formado a temperaturas significativamente menores. Además, compara el quimismo de las wehrlitas con espinela y anfíbol con el de algunas rocas con granate del Complejo de Cabo Ortegal y ya que las de Bazar no tienen granate, ni tampoco pargasita, concluye que es más probable que estas rocas hayan sufrido una recristalización en condiciones de facies granulita de baja P, con desarrollo de la asociación espinela-piroxeno. En un segundo

estadio se habría producido una anfibolitización generalizada.

En la Sierra del Careón no hay más indicación de una posible facies granulita que algunas anfibolitas con relictos de clinopiroxeno y granate. Dado que no se han visto pasos graduales entre ellas y el resto de las anfibolitas, y que la Unidad está afectada por numerosos cabalgamientos, es probable que sean fragmentos derivados de alguna de las unidades superiores. Con respecto a las rocas ultramáficas, MAASKANT (1970) afirma que las condiciones de facies granulita nunca las afectaron, debido a que no encuentra en ellas porfiroblastos de espinela, que se reconocen incluso cuando la roca está muy serpentinizada por la presencia de nubes de clorita alrededor de espinelas opacas.

Se concluye, por tanto, que no hay criterios suficientes como para postular la existencia de un primer episodio metamórfico en facies granulita de P media o alta. Si exceptuamos la probable recristalización en facies granulita de baja P de las rocas ultramáficas, el primer episodio metamórfico generalizado habría tenido lugar en condiciones de la facies anfibolita. Este episodio habría provocado la transformación de las rocas ultramáficas, dando peridotitas con espinela y anfíbol y de los gabros, dando anfibolitas con hornblenda y, a veces, con granate, así como el desarrollo de la fábrica. En el curso de la deformación, las condiciones cambiaron a la facies de las anfibolitas con epidota y a la de los esquistos verdes, desarrollándose la serpentización y la formación de tremolita, clorita, cromita, talco y carbonatos en las ultramafitas y de tremolita, actinolita, epidota/clinozoisita, albita, clorita y cuarzo en los metagabros. Estas condiciones prevalecieron en muchos lugares durante la última parte del desarrollo de la esquistosidad y después, hasta, al menos, la 3ª fase de deformación, que se caracteriza por la formación de crenulaciones.

5 LA UNIDAD DE SOBRADO - MELLID

Está constituida por rocas ultramáficas, máficas y félsicas que han sufrido un metamorfismo catazonal y, con frecuencia, una retrogradación en facies de las anfibolitas y de los esquistos verdes. Aflora en el núcleo de antiformas de 3ª fase formando ventanas o semiventanas tectónicas en Sobrado y al O y SO de Mellid y bordeando la Unidad de Betanzos-Arzúa cerca de Mellid. También lo hace, como delgadas escamas, al E de Sobrado y al N y O de Villa de Cruces. Al O del Complejo, cer-

ca de Agualada y en Castriz, afloran materiales semejantes en una estrecha escama por debajo de la Unidad de Bazar. A pesar de que su posición es anómala con respecto al orden de empilamiento general, la similitud litológica sugiere que dicha escama representa un fragmento desmembrado de la Unidad de Sobrado-Mellid.

En la antifirma de Sobrado, donde la estructura es relativamente sencilla, se deduce una sucesión litológica que consta de los términos siguientes: en la base se encuentran rocas ultramáficas; sobre ellas aflora un nivel continuo de, aproximadamente, $\frac{1}{2}$ km. de espesor, de metabasitas, que son sobre todo pirigarnitas y eclogitas más o menos retrogradadas; finalmente, a techo, existe una potente sucesión de gneises félsicos con intercalaciones de gabros y de niveles lenticulares de metabasitas que, en su mayor parte, derivan de los gabros.

La parte basal de esta sucesión, con rocas ultramáficas, metabasitas y gneises félsicos se vuelve a encontrar en una antifirma al SO de Mellid (Fig.1), pero en el resto de los afloramientos, la escasa representación de la Unidad y la existencia de múltiples fracturas impiden el reconocimiento de la sucesión.

En lo que sigue, se efectúa una breve descripción de los diferentes tipos litológicos. Un análisis pormenorizado de las rocas de la antifirma de Sobrado se expone en PABLO MACIA y MARTINEZ CATALAN (este volumen).

5.1 Rocas ultramáficas.

Afloran en el núcleo de la antifirma de Sobrado y en algunos cuerpos lenticulares pequeños intercalados entre anfibolitas y gneises félsicos en varios puntos en las zonas de Sobrado, Mellid y Agualada-Castriz. Están en general muy serpentinizados, apareciendo como rocas de colores negro o verde masivas o bandeadas. En las zonas donde han sufrido una tectonización intensa se encuentran talcoesquistos, clorititas y rocas actinolíticas.

En la antifirma de Sobrado, KUIJPER (1981) describe las serpentinitas como rocas compuestas por antigorita, serpentina α y γ , clorita, grammatita (anfíbol tremolítico), talco y carbonatos. Entre los escasos relictos identificables cita olivino (Fo 85-90), ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda

pargasítica y hornblenda común. La hornblenda pargasítica puede ser indicativa de un metamorfismo en facies granulita.

En Mellid, la serpentización está menos generalizada, pudiendo analizarse mejor la composición y textura de la roca original. Se observan texturas cataclásticas y blastomiloníticas, con porfiroclastos de olivino, piroxeno, anfíboles y espinela en una matriz compuesta por los mismos minerales recristalizados y en parte transformados en serpentina, clorita y talco. El grado de recristalización de la matriz es variable, formándose a veces agregados mono o poliminerálicos, de grano más grueso que el del resto de la matriz, con granos poligonales y textura en mosaico. Los porfiroclastos muestran a menudo signos de deformación, como extinción ondulante, lamelas de deformación y maclas y lamelas de exsolución dobladas. La foliación puede estar marcada por los agregados lentiformes recristalizados, concentraciones de espinelas alargadas, agregados de clorita u opacos y láminas de carbonatos o serpentinas. Esta foliación se moldea alrededor de los porfiroclastos. MAASKANT (1970) cita la presencia de granate y anfíbol en lentes de composición especial dentro de una peridotita con espinela y pargasita. El granate presenta bordes kelifíticos compuestos de ortopiroxeno, anfíbol, espinela verde y algo de clinopiroxeno. Se han observado también fenómenos de reacción entre el granate y el olivino.

En la escama de Agualada-Castriz, MAASKANT (1970) describe las rocas del mayor de los afloramientos existentes, un lentejón de peridotita con clinopiroxeno y espinela al E de la localidad de Ferreira. La matriz, recristalizada, compuesta por olivino y, en menor proporción, orto y clinopiroxeno, engloba porfiroclastos de ambos piroxenos. Hay espinela marrón verdosa con coronas opacas formadas por minerales de la serie magnetita-cromita, que se encuentran también en fracturas dentro de los granos. Incluidas en la peridotita se encuentran bandas de piroxenita con espinela y granate compuestas fundamentalmente por clinopiroxeno, a menudo cataclástico. El granate se ha desarrollado alrededor de porfiroblastos de espinela de color verde claro, a menudo con un núcleo grisáceo debido a la presencia de numerosos opacos incluidos.

La proyección en un diagrama Ol-Opx-Cpx de las normas de RITTMANN de cuatro rocas ultramáficas analizadas para el mapa a escala 1/200.000 de Lugo (GONZALEZ LODEIRO et al.

1982), indica una composición lherzolítica para estas rocas, lo que es coherente con la mineralogía observada en las muestras menos serpentinizadas.

5.2 Metabasitas y gabros.

Este grupo abarca una gran diversidad de rocas: pirigarnitas, eclogitas, gneises piroxénicos, gabros, metagabros, gneises anfibólicos y anfibolitas.

5.2.1 Pirigarnitas y eclogitas. Se encuentran sobre todo en la banda inferior de metabasitas en la antiforma de Sobrado y en la región de Mellid. Son rocas con textura granoblástica formadas por clinopiroxeno verde claro y granate rosáceo fundamentalmente. Las pirigarnitas tienen además plagioclasa (An 25-45), de donde deriva la denominación de plagiopirigarnitas con que frecuentemente se describen. El cuarzo, intersticial, es frecuente en ambos tipos de roca y pueden contener, además, anfíbol marrón verdoso, zoisita, rutilo, esfena, apatito y opacos.

HUBREGTSE (1973) distingue, en Mellid, dos tipos de pirigarnita, que denomina tipo granofélsico y tipo granoblástico. El primero se ha conservado sólo como agregados poliminerálicos de hasta 1'5 cm. de diámetro y se caracteriza por la ausencia de orientación preferente en los minerales que, por tanto, no marcan una foliación. El segundo tipo, sin duda el más común, se caracteriza por el desarrollo de una foliación por recristalización de los componentes esenciales en mosaicos alargados con reducción del tamaño de grano. De hecho, existe un paso gradual entre los dos tipos, encontrándose a veces una roca granoblástica prácticamente sin recristalizar, en la que granate, clinopiroxeno, plagioclasa y rutilo han sufrido aplastamiento y han adquirido formas que definen una incipiente foliación. Los tres últimos minerales exhiben, en esos casos, extinciones fuertemente ondulantes.

Las eclogitas, citadas por primera vez por KUIJPER (1979, 1981), se encuentran sobre todo en las metabasitas inferiores del flanco oriental de la antiforma de Sobrado. Se componen de clinopiroxeno, granate, cuarzo, α -zoisita, rutilo y distena. KUIJPER cita simplectitas de clinopiroxeno-plagioclasa remplazando al clinopiroxeno original. Las simplectitas están rodeadas y en parte remplazadas por otras de hornblenda marrón y plagioclasa. Se han identificado además algunos niveles delgados de retroeclogitas intercalados en

gneises félsicos en la escama de Agualada-Castriz y en metabasitas del flanco occidental de la antiforma de Sobrado.

Eclogitas y pirigarnitas sufrieron una fuerte retrogradación en condiciones de facies de las granulitas de hornblenda y de facies anfibolita. Se formaron blastomilonitas en las cuales una matriz finamente recristalizada, con plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y cuarzo, engloba porfiroclastos de los constituyentes originales y porfiroblastos de hornblenda verde-parda que con frecuencia derivan, por sustitución, de los piroxenos originales. El retrometamorfismo en facies anfibolita dio lugar a una serie de rocas que se describen en el apartado .4, que son similares a las que derivan, por deformación y metamorfismo en las mismas condiciones de P y T, de los gabros.

5.2.2 Gneises piroxénicos: Son rocas claras que se encuentran como intercalaciones tanto en la banda inferior de metabasitas, como intercalados en los gneises félsicos. Se componen de porfiroclastos de clinopiroxeno y granate aislados dentro de una mesostasis recristalizada de plagioclasa, cuarzo y biotita o clorita. El clinopiroxeno, con frecuencia poiquiloblástico, tiene inclusiones de rutilo, granate, cuarzo y plagioclasa. Como accesorios se encuentran rutilo, clinozoisita, apatito, feldespato potásico y esfena. A veces tienen hornblenda y en algún caso se aprecia que proviene de la transformación de poiquiloblastos de clinopiroxeno. Probablemente derivan de rocas de composición intermedia, aunque en el caso de algunas bandas estrechas intercaladas en metabasitas, su composición, más félsica que la de éstas, puede ser consecuencia de la diferenciación metamórfica o incluso de una movilización parcial.

5.2.3 Gabros. Afloran en la antiforma de Sobrado como cuerpos redondeados dentro de bandas de metabasitas heterogéneas que se suponen derivadas de ellos (PABLO MACIA y MARTINEZ CATALAN, este volumen). HUBREGTSE (1973) cita también estas rocas en el área de Mellid, y se han encontrado, asimismo, en la escama que aflora al S de Touro. Representan vestigios de tamaño métrico a kilométrico preservados de la deformación y, con frecuencia, de la retrogradación, aunque los casos de epidioritización son comunes. Se han encontrado algunos cuerpos intercalados en las metabasitas inferiores y en las rocas ultramáficas.

Tienen textura subofítica, y están constituidos por pla-

gioclasa (An 25-40), clinopiroxeno, ortopiroxeno subordinado, hornblenda marrón, espinela y opacos. Hay variedades con olivino y otras sin él. Hay, además, rocas de composición diorítica. Por deformación en condiciones de facies granulita, subfacies hornblenda-clinopiroxeno-almandino, se transformaron localmente en rocas con textura coronítica, con coronas de granate y/u hornblenda entre los piroxenos y la plagioclasa, la cual sufrió una extensa recristalización. En sucesivos estadios, la deformación y el metamorfismo transformaron los metagabros en rocas de carácter anfibolítico, dando tipos litológicos convergentes con los que derivan de las pirigarnitas y eclogitas. En ambos casos es frecuente el desarrollo de un bandeado composicional a partir de rocas en apariencia homogéneas. En algunos casos, este bandeado parece ser el resultado de una movilización parcial.

5.2.4 Anfibolitas. Pueden subdividirse en dos tipos principales, que a veces aparecen intercalados en bandas estrechas: gneises anfibólicos y anfibolitas de grano fino. Los primeros se caracterizan por la presencia de grandes porfiroblastos de hornblenda verde-parda en una matriz constituida por clastos de granate de varios tamaños y granos recristalizados de plagioclasa, cuarzo y hornblenda. Pueden existir, además, relictos de clinopiroxeno.

Las anfibolitas de grano fino son rocas oscuras compuestas por una matriz recristalizada de hornblenda y plagioclasa. Con frecuencia tienen porfiroclastos algo mayores que la media de los granos de la matriz, de granate y hornblenda. La esfena y la epidota/clinozoisita son abundantes, encontrándose a menudo esta última concentrada en bandas.

5.3 Gneises félsicos.

Son rocas grises, esquistosas, a veces bandeadas, compuestas por plagioclasa, cuarzo, granate, distena y biotita. A veces tienen moscovita y, más raramente, feldespato potásico. Como accesorios cabe citar rutilo, turmalina, apatito, esfena, zoisita, allanita y opacos y como minerales tardíos clorita, saussurita, epidota/clinozoisita y feldespato potásico en venillas.

En general la textura es blastomilonítica, con una matriz recristalizada de grano fino que engloba porfiroclastos mayores de plagioclasa (An 20-35), granate y distena. Los primeros confieren a veces a la roca un aspecto glandular.

Estos minerales, junto con el cuarzo, constituyen la paragénesis primaria, que refleja condiciones de facies granulita. La distena no existe en todas las rocas, estando su aparición condicionada, probablemente, por la composición química. La milonitización posterior, acompañada de retromorfosis en facies de las anfibolitas y de los esquistos verdes, es responsable del crecimiento de micas (biotita fundamentalmente), de la recristalización de cuarzo y plagioclasa y de la transformación de la distena en un agregado de productos micáceos.

HUBREGTSE (1973) cita en la región de Mellid dos generaciones de distena. La primera, en cristales de hasta 2 mm. contiene inclusiones de cuarzo, biotita, granate idiomorfo y rutilo. La segunda desarrolla distena microcristalina paralela a la foliación. También cita dos generaciones de granate y también los de la primera tienen inclusiones, en este caso de biotita, plagioclasa, cuarzo y rutilo.

Las variedades en las que el feldespato potásico es abundante son raras. HUBREGTSE las cita en Mellid y se han hallado también en la escama de Agualada-Castriz. En Sobrado no se han localizado este tipo de rocas. Las que menciona KUIJPER (1981) son, en nuestra opinión, ortogneises milonitizados pertenecientes al macizo granodiorítico de Corredoiras que, en esta zona, cabalga sobre la Unidad de Sobrado-Mellid. Este puede ser también el caso de algunas de las de Mellid.

Fenómenos de migmatización han sido señalados por HUBREGTSE (1973) en Mellid, en las proximidades de gabros intrusivos y se han citado también en la zona de Agualada (KUIJPER y ARPS 1983).

Con respecto al origen de los gneises félsicos, HUBREGTSE, en base a análisis químicos, propone que es paraderivado, con composiciones compatibles con las de pelitas y grauvacas. No obstante, debido a la ausencia de cualquier vestigio de las texturas primarias, no puede descartarse que algunas de ellas sean ortoderivadas.

5.4 Metamorfismo.

La evolución metamórfica de la Unidad puede estudiarse sobre todo en las metabasitas. En ellas se identifican paragénesis correspondientes a varias facies y subfacies metamórficas que se sucedieron en el tiempo y que, de más antigua

a más moderna, son las siguientes (KUIJPER 1979):

Facies granulita, subfacies (hnbl-)cpx-alm.

Facies granulita, subfacies hnbl-cpx-alm.

Facies anfibolita.

Facies esquistos verdes.

KUIJPER (1979) propone, además, la existencia de un evento anterior, en facies eclogita, en base a la existencia, en el área de Teijeiro, de eclogitas y de simplectitas de clinopiroxeno-plagioclasa en casi todas las granulitas máficas. Según él, el desarrollo de las simplectitas es muy similar al que se observa en las eclogitas de Cabo Ortegal (VOGEL 1967) y se debe a que el clinopiroxeno onfacítico de las eclogitas (30-33% de jadeita en Cabo Ortegal) pasa, en condiciones de facies granulita a tener sólo el 18-23% de jadeita, lo que provoca la exsolución de plagioclasa.

Sin embargo, KUIJPER no consigue demostrar que las simplectitas del área de Teijeiro no se hayan producido entre sus fases de metamorfismo M-1 y M-2, es decir, entre las dos subfacies de la facies granulita. Por otra parte, las eclogitas de Teijeiro, contrariamente a lo que sucede con las de Cabo Ortegal (VAN CALSTEREN 1978), son muy pobres en sodio (Fig.5, a y b). Ello puede explicar su paragénesis eclogítica, mientras que rocas más ricas en sodio, sometidas a las mismas condiciones de P y T pueden mantener la plagioclasa como una fase estable (ROGERS 1977). Curiosamente, además, de los clinopiroxenos analizados por KUIJPER (1979) en la zona de Teijeiro, ninguno supera el 18% de jadeita, y el de la única eclogita que analiza sólo tiene un 4'6%.

Por otra parte, en Cabo Ortegal, las eclogitas aparecen únicamente intercaladas en gneises que han sufrido una anatexia parcial (VOGEL 1967) en lo que puede ser una subunidad tectónica dentro de la Unidad de la Capelada (BASTIDA et al. in litt., PEREZ-ESTAUN 1983). En Teijeiro en cambio, eclogitas en las que no se han desarrollado simplectitas afloran junto a pirigarnitas, presentando ambas rocas igual textura, granoblástica subequigranular. La plagioclasa en las pirigarnitas no es intersticial sino que, a menudo, se presenta en granos grandes semejantes a los de clinopiroxeno y es poco probable que se haya formado a partir de un piroxeno rico en jadeita.

Parece razonable concluir que no existen, en Sobrado-Mellid, datos suficientes para proponer un primer metamor-

fismo en facies eclogita seguido de otro en facies granulita y es probable que ambos sean un mismo episodio. Las inclusiones en granates y distenas sugieren la existencia de un metamorfismo anterior, pero no disponemos de datos para evaluar su grado ni su gradiente geotérmico.

La evolución metamórfica en los gneises félsicos puede correlacionarse sin problemas con la de las metabasitas. Para las rocas ultramáficas, MAASKANT (1970) propone una evolución compleja partiendo de un diapiro pirolítico ascendente. En un primer estadio se formaría una pequeña cantidad de fundido picrítico cuya cristalización, que se produciría a 1400-1500° C y 20-25 kbars, daría lugar a las bandas de piroxenitas, presentes en Cabo Ortegale y en la escama de Agualada-Castriz. El diapiro seguiría ascendiendo hasta alcanzar niveles infracrustales en condiciones de facies granulita de alta P (1100-1200°C y 15-20 kbars). En ese momento, la mineralogía de la lherzolita consistiría en olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela y, en las venas, se formaría granate a expensas de espinela y piroxeno. Las indicaciones para las últimas condiciones de P y T son, según MAASKANT, los bordes kelifíticos de ortopiroxeno, espinela y clinopiroxeno alrededor de inclusiones de ortopiroxeno aluminico en granate, así como los bordes de ortopiroxeno alrededor de olivino donde éste estaba en contacto con granate. Es probable, sin embargo, que estas reacciones no se produjeran en el momento del emplazamiento de las lherzolitas en los niveles infracrustales, sino durante el metamorfismo catazonal. En tal caso, las condiciones de P y T habrían sido algo más bajas, como se verá más adelante.

Por consiguiente, la evolución metamórfica de la Unidad de Sobrado-Mellid puede considerarse compuesta por cuatro estadios principales, si se prescinde del que evidencian las inclusiones en granates y distenas.

El primero, en facies granulita, subfacies (hnb1-)cpx-alm (denominación según DE WAARD 1965), se identifica en las metabasitas, donde se caracteriza por la paragénesis granate, clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo, rutilo, β -zoisita y hornblenda pargasítica parda en las pirigarnitas. La paragénesis granate, clinopiroxeno, cuarzo, rutilo, (\pm)distena y α -zoisita de las eclogitas pudo formarse en las mismas condiciones, aunque no puede descartarse totalmente que representen un episodio anterior. Probablemente, las condiciones de P y T se situaban en las proximidades de la curva "eclogita" de desa-

aparición de plagioclasa en el gráfico de GREEN y RINGWOOD (1967) y débiles variaciones en la composición química pudieron provocar la formación de uno u otro tipo de roca. Estas condiciones son evaluadas por KUIJPER (1979) por medio de las curvas para los coeficientes de partición Fe-Mg para granate y clinopiroxeno y las curvas del contenido en jadeita de la onfacita en eclogitas de Cabo Ortegal. Obtiene una T de 580-640°C y una P de 10-11 kbars y propone que las pirogarnitas podrían haberse formado como consecuencia de un aumento de 200-250°C en la T. Los valores de P han sido reducidos a 8 ± 2 kbars por VOGEL et al. (1983).

En Sobrado-Mellid, puede considerarse que el primer episodio metamórfico corresponde a la facies granulita y, dentro de ella, a la parte de alta presión de la subfacies de P media, próxima al límite con la facies eclogita (MIYASHIRO 1973).

En las rocas ultramáficas, este estadio parece responsable del crecimiento de pargasita y del desarrollo de bordes kelifíticos de orto y clinopiroxeno y espinela en inclusiones dentro de granates y de bordes de ortopiroxeno alrededor de olivino en contacto con granate en las bandas con granate. En los gneises félsicos, la paragénesis cuarzo, oligoclasa-andesina, granate, (+)distena, (+)rutilo, (+)ortoclasa y la textura granoblástica de grano grueso son atribuibles a este estadio.

El segundo estadio tuvo lugar en condiciones de la facies granulita, subfacies hnb1-cpx-alm; tiene un carácter retrógrado y se distingue por la cristalización de hornblenda parda o verde-parda en las metabasitas. Con frecuencia, esta cristalización va acompañada de deformación, con desarrollo de blastomilonitas en las que el clinopiroxeno recristalizó en equilibrio con granate. El desarrollo de simplectitas de clinopiroxeno-plagioclasa pudo producirse entre los dos primeros estadios metamórficos o durante el segundo.

Los gabros fueron deformados durante este estadio (y probablemente también durante el anterior), desarrollando coronas de granate alrededor de clinopiroxeno, así como anfíboles marrones. La blastomilonitización afectó también a los gneises félsicos en los que cristalizó, según HUBREGTSE (1973), una segunda generación de distena y granate. En las rocas ultramáficas este estadio se caracteriza por la aparición de algunos cristales de anfíbol y por la recristaliza-

ción parcial de los minerales primarios. La movilización de algunos de los gneises félsicos y metabasitas se habría producido durante este estadio, que se caracteriza, más que por un cambio sustancial en las condiciones de P y T, por un aumento de la PH_2O , como se deduce de la abundante formación de hornblenda.

El tercer estadio metamórfico, también retrógrado, en facies anfibolita, provocó la transformación en anfibolitas de la mayor parte de las metabasitas, así como una milonitización generalizada. Muchos de los gabros que aún no habían sido metamorfozados sufrieron una epidioritización y algunos una deformación por zonas de cizalla con desarrollo de coronas de granate alrededor de anfíbol procedente de la transformación de los piroxenos. La paragénesis típica de las metabasitas es hornblenda parda, verde o verde azulada, plagioclasa (An 20-40), cuarzo, esfena, epidota, (\pm)granate.

En los gneises félsicos, la milonitización fue acompañada del crecimiento de la mayor parte de la biotita y, cuando existe, de la moscovita. La separación en ellos de los dos últimos estadios es problemática, y es posible, tanto que durante el segundo cristalizaran ya parte de las micas, como que la última generación de distena corresponda al tercero. La recristalización produciría plagioclasa ácida (An 15) y microclina. Las rocas ultramáficas se transformaron en una peridotita con clorita y anfíbol en la que, aparte de relictos de los estadios anteriores, pueden encontrarse grammatita, hornblenda común, clorita y antigorita (KUIJPER 1981). En las bandas con granate, este mineral sufre una desestabilización, con desarrollo de bordes kelifíticos de espinela y anfíbol.

Finalmente, el cuarto estadio, en facies de los esquistos verdes, completó la serpentización de las rocas ultramáficas, que había comenzado en el anterior, formándose serpentina y, más tarde, carbonatos y talco (KUIJPER 1981).

En algunas metabasitas, este estadio produjo el crecimiento de anfíbol actinolítico, clorita, epidota/clinozoisita, albita y cuarzo. En algunos gabros, la epidioritización prosiguió en estas condiciones. En los gneises félsicos se formó clorita a expensas de granate y biotita, así como epidota/clinozoisita, en parte por saussuritización de plagioclasa, sericita y feldespatos potásicos en vetillas.

El 1º de los estadios citados corresponde a un episodio metamórfico individualizado, mientras que los tres últimos representan un proceso continuo caracterizado por un cambio en las condiciones de P, T y PH_2O , asimilable a un solo episodio relacionado con el emplazamiento de la Unidad en niveles supracrustales. Un tercer episodio, en facies esquistos verdes, sería contemporáneo con la 3ª fase de deformación.

Varias edades radiométricas obtenidas por VAN CALSTEREN et al. (1979) y KUIJPER (1979) en Cabo Ortegal y Sobrado-Mellid han sido reprocesadas por MARCOS (1982), quien llega a la conclusión de que un grupo de edades Rb-Sr (sobre roca total) y U-Pb (en circones) de 450-472 m.a. (Ordovícico Inferior) representa el inicio de un evento metamórfico que debe ser el metamorfismo catazonal. Dicho metamorfismo terminaría hace unos 384-406 m.a. (Silúrico Superior-Devónico Inferior) para MARCOS y algo más tarde (350 m.a., finales del Devónico) para VAN CALSTEREN et al. ARPS et al. (1977) precisan que esta última edad corresponde al final de la subfacies hnl-cpx-alm y la anterior, al de la subfacies (hnl-)cpx-alm del metamorfismo de facies granulita.

6 LA UNIDAD DE BETANZOS - ARZUA

Ocupa la parte central del Complejo de Ordenes, con una extensión que es varias veces superior a la del resto de las unidades juntas (Fig.2). Se compone de metabasitas, metasedimentos y rocas intrusivas de composición granodiorítica, tonalítica, cuarzodiorítica, diorítica y gabroica, además de algunos cuerpos lenticulares de rocas ultramáficas y de bandas de material felsítico intercaladas en las metabasitas.

Las metabasitas afloran sobre todo al O, en una posición estructural que sugiere que representan el sustrato de los metasedimentos, aunque existen interdigitaciones entre unos y otras. Hay, además, intercalaciones aisladas de metabasitas en los metasedimentos. Estos últimos son los materiales más abundantes de la Unidad; conocidos como Esquistos de Ordenes (PARGA PONDAL 1956), forman una gruesa secuencia de esquistos y gneises derivados de rocas de composición pelítica y grauwáquica. Las rocas intrusivas se han emplazado con frecuencia en los materiales sedimentarios. Los mayores cuerpos son el gabro de Monte Castelo, al O, y la granodiorita de Corredoiras, al E. Cuerpos menores hay en San Miguel y al N de Láracha, en la zona de Rial y en Ferreiros (Fig.1). La banda de gabros y ortogneises de Valdoviño-Jubia pertenece

también a esta Unidad.

Se identifican, especialmente en los esquistos, tres fases de deformación. La primera, de la que no existen evidencias que permitan atribuirle a la orogenia Hercínica, dio lugar a la formación de grandes pliegues tumbados, con flancos inversos de hasta 7 km. como mínimo (MATTE y CAPDEVILA 1978) y a una primera esquistosidad S_1 . La segunda, generó una "schistosity" o una esquistosidad de crenulación S_2 , que es paralela al plano axial de pliegues centimétricos a hectométricos vergentes al E. La S_2 está presente en las zonas próximas a los márgenes de la Unidad, desarrollándose dentro de una banda de unos 5 km. de espesor por encima de su cabalgamiento basal. Se supone, por tanto, que se generó por cizallamiento simple en relación con su traslación y que su edad es hercínica. En la zona central del Complejo, esta esquistosidad está ausente o su presencia es sólo local (DIAZ GARCIA 1982, BASTIDA et al. in litt.). La tercera fase es responsable del replegamiento general de la Unidad y de la aparición de una esquistosidad de crenulación S_3 subvertical.

El metamorfismo regional, de tipo Barroviense, aumenta desde la zona central, donde es de bajo grado, hacia los bordes, donde es de grado medio. En las metabasitas del margen occidental se han identificado relictos de grado alto en facies granulita. Este metamorfismo se superpone, al menos parcialmente, al metamorfismo de contacto producido por las intrusiones prehercínicas en áreas restringidas. Las intrusiones hercínicas produjeron también, localmente, metamorfismo de contacto que, en este caso, se superpuso al regional.

6.1 Rocas ultramáficas.

Afloran en cuerpos lenticulares muy pequeños no representados en la Fig.1. Tales cuerpos se han localizado dentro de las anfibolitas del margen occidental, al O de Fornás (VAN ZUUREN 1969), al N de Bazar (WARNAARS 1967, ALONSO ALONSO y GONZALEZ GONZALEZ 1981) y al NO de Coristanco (ALONSO ALONSO y GONZALEZ GONZALEZ 1982). Existen otros cuerpos, incluidos en el gabro de Monte Castelo (ALONSO ALONSO y GONZALEZ GONZALEZ 1981) y algunos más en el contacto entre esta Unidad y las inferiores.

Las ultramafitas del O de Fornás son descritas por VAN ZUUREN (1969) y MAASKANT (1970) como peridotitas de espinel-hornblenda con olivino de 1 a 3 mm. que tiene inclusiones de

espinela e ilmenita ocasionales. Los porfiroclastos de olivino se encuentran en una matriz fina de anfíbol verdoso, espinela verde oscura y ortopiroxeno pleocroico rosado, así como ilmenita rica en Mg, olivino, clorita y rutilo. Químicamente, según MAASKANT (1970), se parece a una wehrlita en la cual el clinopiroxeno aluminico y titanífero hubiera sido sustituido por hornblenda común, espinela rica en aluminio e ilmenita.

Las del N de Bazar son, según WARNAARS (1967), wehrlitas con anfíbol formadas por olivino, que incluye espinela marrón-verde alrededor de la cual se han formado coronas de broncita, diopsido, también con inclusiones de espinela, broncita, espinela, como inclusiones de color marrón-verde (picotita) y como granos grandes (pleonasto) con núcleos de corindón a veces, anfíbol marrón y, ocasionalmente, plagioclasa.

De las incluidas dentro del gabro de Monte Castelo, WARNAARS (1967) dice que exhiben simplectitas de espinela-piroxeno alrededor de olivino adyacente a plagioclasa y supone que fueron transportadas por el magma máfico desde niveles profundos.

Finalmente, las que se localizan en el contacto entre unidades son en general serpentinitas, talcoesquistos y clorititas en afloramientos lenticulares de pocos metros de espesor (VAN ZUUREN 1969, KLEIN 1982).

6.2 Metabasitas, gabros y dioritas.

Dentro de este apartado se describirán una amplia variedad de rocas que incluye pirigarnitas con hornblenda, anfibolitas granatíferas, anfibolitas con epidota, esquistos anfibólicos y cloríticos, gabros, dioritas y diques doleríticos.

Son rocas ígneas que han sufrido un metamorfismo en condiciones variables, desde la facies de los esquistos verdes a la facies granulita, y un retrometamorfismo bastante generalizado. Su procedencia es también variable existiendo, además de los gabros y dioritas, rocas derivadas de gabros, de rocas volcánicas de composición basáltica y de diques. Para su descripción, estudiaremos en primer lugar las anfibolitas masivas del margen occidental de la Unidad. Seguidamente, describiremos las anfibolitas intercaladas en los metasedimentos, los gabros y dioritas intruidas en metasedimentos y granitoides prehercínicos y, por último, los diques doleríticos.

6.2.1 Anfibolitas masivas del margen occidental. Afloran en dos cuerpos, uno al O del gabro de Monte Castelo y otro, al que denominaremos de Fornás, al E de Santiago de Compostela. El primero fue estudiado por WARNAARS (1967) y el segundo por VAN ZUUREN (1969).

Las que describe WARNAARS al E de nuestra Unidad de la Sierra del Careón-Bazar, son rocas heterogéneas entre las que se distinguen metagabros en facies granulita y varios tipos de anfibolita. El tipo más común es una anfibolita con epidota, de color oscuro y grano medio con foliación y lineación débiles, constituida por hornblenda azul-verde, a veces con inclusiones de ilmenita y hematites en el núcleo, plagioclasa, remplazada frecuentemente por pistacita, un mineral opaco que presumiblemente es ilmenita y albita secundaria. Con frecuencia se observan bandas claras, plagioclásicas, de segregación. Hay variedades con anfíbol marrón-verde. Como accesorios, cabe citar ilmenita, hematites, apatito y circón y, como productos de alteración, esfena, clorita y moscovita.

Los metagabros en facies granulita son pequeños cuerpos relictos con dos piroxenos y texturas coroníticas que suelen mostrar una ligera orientación, aunque ésta es a veces muy marcada. Son de grano fino y a menudo conservan texturas ofíticas. Las coronas son de granate y se desarrollan alrededor de piroxeno e ilmenita en contacto con plagioclasa. Esta última (An 50-65 salvo cerca de las coronas de granate, donde decrece a 30) está en general recristalizada. Existe una primera generación de anfíbol marrón verdoso (primario según WARNAARS), también con coronas de granate a veces, y una segunda, de anfíbol verde oscuro, que puede crecer alrededor de los piroxenos, de la ilmenita o del anfíbol marrón y remplaza en ocasiones al granate de las coronas. Hay a veces una tercera generación de anfíbol, de color azul-verde o verde pálido fibroso, crecido a expensas del verde oscuro en el primer caso y de hiperstena en el segundo. Como accesorios, WARNAARS cita ilmenita, pirlita y pirrotina y como productos de alteración, epidota, moscovita, esfena y clorita.

En el cuerpo de Fornás, las anfibolitas son semejantes a las anteriormente descritas. Están con frecuencia bandeadas, con lentes de composición plagioclásica y cantidades subordinadas de clinopiroxeno, epidota, escapolita, calcita y anfíbol, que VAN ZUUREN (1969) interpreta como resultado de una migmatización incipiente. Es frecuente la existencia de granate y, a veces, de clinopiroxeno. En algunas láminas se

aprecia la coexistencia de ambos minerales en equilibrio, lo que indica que han sufrido un metamorfismo en facies granulita. En estas rocas, descritas por VAN ZUUREN como plagiopirigarnitas con hornblenda, el clinopiroxeno es diopsídico, incoloro a verde claro, el granate es rosado, a veces en atolón, y tiene frecuentemente inclusiones de piroxeno, esfena, cuarzo, plagioclasa y hornblenda pardo verdosa. El anfíbol se presenta en dos generaciones; la primera, pardo verdosa, probablemente corresponde a la facies granulita, mientras que la segunda, verde azulada, indica la retrogradación en facies anfíbolita. WILLIAMS (1983) señala la existencia, al SO del cuerpo de Fornás, de metafelsitas compuestas por agregados granoblásticos de plagioclasa y un poco de cuarzo, con algo de biotita y anfíbol verde pálido, que interpreta como quera-tófidos y plagiogranitos.

En Fornás existen también metagabros y, aunque para VAN ZUUREN no han sufrido el metamorfismo en facies granulita, la existencia de coronas de granate alrededor de hornblenda que sustituye a clinopiroxeno, puede ser una herencia de ese estadio metamórfico. Por otra parte, no se encuentran fenómenos de metamorfismo de contacto en sus proximidades. Es por consiguiente muy probable que sus relaciones con las anfíbolitas adyacentes sean como en el cuerpo descrito por WARNAARS, es decir, que anfíbolitas y plagiopirigarnitas deriven en parte de los gabros. Las interdigitaciones entre anfíbolitas y esquistos, observables al N de Carballo y al N y E de Fornás (Fig.1), sugieren que una parte de las anfíbolitas derivan de rocas volcánicas o de intrusiones tabulares.

6.2.2 Anfíbolitas en cuerpos aislados intercaladas en los metasedimentos. Son frecuentes en las zonas meridional, oriental y septentrional de la Unidad, y muy escasas en su parte central. Las que afloran en las proximidades de Touro (Fig.1) han sido extensamente estudiadas debido a la existencia de mineralizaciones cupríferas. Son anfíbolitas de grano fino, en general masivas y de color oscuro, compuestas por hornblenda azul-verde y plagioclasa como minerales esenciales. El afloramiento de Arinteiro, el más próximo a Touro por el NO, ha sido estudiado por J. AYALA. En él, las anfíbolitas de grano fino, no granatíferas, pasan hacia el centro del cuerpo a anfíbolitas con pequeños granates y, finalmente, a rocas con grandes granates y anfíboles fibrosos, plagioclasa, cuarzo, clorita, biotita y mica blanca en las que se encuentra la mineralización de sulfuros (ARPS et al.1977). El contacto con los esquistos adyacentes es perfectamente concordante y no

existe evidencia alguna de aureola de metamorfismo de contacto.

BADHAM y WILLIAMS (1981) interpretan el particular quimismo de las anfibolitas con grandes granates a las que se asocia la mineralización como una consecuencia de la interacción entre el agua del mar y una roca basáltica. Se concluye, pues, que las anfibolitas de la zona de Touro, como algunas otras intercaladas en metasedimentos, derivan de coladas basálticas o de sills intercalados durante el proceso de sedimentación de los Esquistos de Ordenes.

Algunas de las anfibolitas en afloramientos aislados pueden provenir de diques doleríticos. En particular, este parece ser el caso de varios cuerpos lenticulares de muy escaso espesor que existen al E de la Unidad, ya que en esta zona aflora el macizo de Corredoiras, que está inyectado por gran número de diques de este tipo.

Los esquistos anfibólicos y cloríticos derivan por retrometamorfismo, generalmente asociado a una milonitización, de cualquiera de los tipos anfibolíticos anteriores. Se localizan tanto en la proximidad de los cabalgamientos como en fracturas y zonas de cizalla posteriores y representan una inestimable ayuda para la localización de tales estructuras. Se caracterizan por el remplazamiento de la plagioclasa por epidota, el crecimiento de anfíbol incoloro alrededor de hornblenda azul-verde y el desarrollo de clorita.

6.2.3 Gabros y dioritas. De los intrusivos en los Esquistos de Ordenes, el cuerpo mayor es el gabro de Monte Castelo, situado al O del Complejo. Cuerpos menores son los de la playa de Barrañán al N de Laracha y el de San Miguel, ambos al NO, el que aflora al N de Santiago de Compostela, el de la banda de Valdoviño-Jubia (Fig.1) y algunos otros no representados. Entre los incluidos en granitoides prehercínicos cabe destacar el de Teijeiro y el de Rial. Además de gabros y dioritas, el grupo incluye cuarzogabros, cuarzodioritas, noritas y tonalitas. Salvo en las facies muy deformadas, que no son frecuentes si exceptuamos el de Valdoviño-Jubia, se deja reconocer la textura subofítica u ofítica original.

El macizo de Monte Castelo fue estudiado por WARNAARS (1967). Es un cuerpo redondeado con algunos enclaves de metasedimentos y rocas ultramáficas en su interior, formado por gabros masivos, de grano medio a fino con bolsadas decimétricas de grano grueso. La facies común está compuesta

por cantidades variables de orto y clinopiroxeno y plagioclasa (An 48-80) con, a veces, olivino y casi siempre algo de hornblenda parda. El olivino está frecuentemente rodeado por hiperstena. Ocasionalmente, es tan abundante y el piroxeno tan escaso que la roca parece una troctolita. El clinopiroxeno es augita, con lamelas de exsolución y a veces con una corona de hiperstena; ésta forma en ocasiones cristales aislados, subidiomorfos y con lamelas de exsolución de augita. El contenido en hiperstena aumenta y el de augita disminuye en las cercanías de los enclaves de metasedimentos, llegando a dar noritas por efecto de la contaminación. El cuarzo es frecuente en algunos gabros contaminados. Otros minerales son ilmenita, pirrotina y grafito.

El gabro está epidioritizado a veces, sobre todo en los márgenes del macizo y en zonas de cizalla en su interior. Los piroxenos se han transformado en un anfíbol verde claro y la plagioclasa se ha saussuritizado durante este proceso, que en general está relacionado con la deformación. Además, se formaron esfena y cantidades a veces apreciables de clorita, albita y cuarzo.

En algunas zonas de cizalla el gabro pasa gradualmente a una anfíbolita con hornblenda verde, a menudo en grandes cristales que sustituyen a los piroxenos, aunque más comúnmente recristalizada formando un agregado poligonal. La plagioclasa también ha recristalizado dando un mosaico equigranular. El granate es frecuente, alcanzando tamaños próximos a 1 cm. Los "xenolitos" de anfíbolitas granatíferas y anfíbolitas de grano grueso y textura flaser mencionados por WARNAARS (1967) dentro del gabro corresponden muy probablemente a zonas de cizalla.

La opinión de WARNAARS de que el macizo está formado por varios sills superpuestos no ha podido ser comprobada y no parece probable desde el punto de vista de la geometría general del cuerpo. Por otra parte, su afirmación de que la esquistosidad en los metasedimentos es cortada por el macizo, puede considerarse errónea, al menos por lo que respecta a la esquistosidad dominante en esa zona, la S_2 . Esta esquistosidad se paraleliza a los contactos en las proximidades del macizo, lo que sugiere que éste ya existía, comportándose como un objeto rígido, durante la 2ª fase de deformación. Además, algunas de las zonas de cizalla dentro del gabro y en sus márgenes, así como la esquistosidad desarrollada en algunos de los enclaves de metase-

dimentos con posterioridad a la corneanización inducida por la intrusión, son atribuibles a la 2ª fase.

Los macizos de la playa de Barrañán, San Miguel y el del N de Santiago, tienen a veces una composición diorítica, con transiciones a cuarzo gabros y cuarzodioritas, y están casi siempre epidioritizados. ARPS et al.(1977) dan, para la plagioclasa zonada del de la playa de Barrañán, una composición predominantemente andesínica (An 34-53). La textura, subofítica, se conserva en casi todas las muestras, con excepción de las de San Miguel, el más deformado, que ha sido transformado en una anfibolita con estructura flaser en la que las concentraciones lenticulares de plagioclasa y anfíbol alternantes son vestigios de la textura original.

El macizo de Valdoviño-Jubia forma una banda alargada en dirección N-S de unos 35 km. de longitud (Fig.1). Las rocas están fuertemente deformadas y transformadas en anfibolitas. La existencia de pequeños cuerpos gabroicos al O del principal, dentro de los Esquistos de Ordenes, así como la presencia local de esquistos al E del cuerpo principal (FERNANDEZ POMPA y PIERA RODRIGUEZ 1975, FERNANDEZ POMPA y MONTESERIN LOPEZ 1976) y las intercalaciones, descritas por los autores citados, de anfibolitas con ortogneises de composición tonalítica y ortogneises glandulares, son criterios para considerar este macizo como parte de la Unidad de Betanzos-Arzúa.

El tipo litológico más común es una anfibolita de grano medio a fino con una fábrica planolinear a linear y estructura flaser, compuesta por plagioclasa (An 45-55) subautomorfa en las muestras menos deformadas y por una hornblenda verde con núcleos marrones en ocasiones o incolora, de tipo cummingtonítico. La plagioclasa está con frecuencia saussuritizada. Se encuentran, además de minerales del grupo de la epidota, cuarzo, apatito, circón, biotita, esfena y opacos. El granate está presente también en algunas de estas rocas. Hay variedades con aspecto pegmatoide.

Los gabros incluidos en granitoides y ortogneises prehercínicos, son similares a los anteriores, incluyendo la presencia de granate en el de Teijeiro. Como en ellos, la anfibolitización no ha conservado en general los piroxenos originales, aunque su existencia puede deducirse de las inclusiones alargadas de opacos en dos sistemas perpendiculares dentro de los anfíboles (KUIJPER 1981). Este autor cita

la existencia, en el gabro de Teijeiro, de rocas ricas en biotita y cuarzo que podrían clasificarse como cuarzodioritas. Tienen entre los accesorios allanita y restos de feldespato potásico en agregados mirmequíticos y KUIJPER las interpreta como rocas contaminadas y propone que la contaminación está relacionada con los gneises glandulares adyacentes.

En el gabro de Rial, aparentemente intrusivo en el ortogneis de igual nombre, se observan las mismas facies y paragénesis (HERNANDEZ URROZ et al.1981).

6.2.4 Diques doleríticos. Son rocas máficas, muy abundantes en el macizo de Corredoiras, que han sido transformadas en anfibolitas de grano fino a medio. Afloran como diques de espesor decimétrico a métrico y dirección N-S. Allí donde el encajante ha sido preservado de la deformación, los diques han conservado la textura ofítica característica de las doleritas, aunque los piroxenos originales han sido transformados en anfíboles.

Existen también diques doleríticos en los Esquistos de Ordenes, donde han sido transformados en anfibolitas esquistosas o masivas. MATTE y CAPDEVILA (1978) citan tales diques, oblicuos a la estratificación, en la ría de Sada.

6.3 Metasedimentos.

Bajo la denominación de Esquistos de Ordenes (PARGA PONDAL 1956), se engloba una potente formación que incluye pizarras, esquistos y gneises derivados de sedimentos de carácter flyschoides. No existe datación alguna sobre los Esquistos de Ordenes. No obstante, es importante señalar que en los Micasquistos de Lagoa, formación correlacionable con la nuestra que aflora en el núcleo del Complejo de Morais, en el N de Portugal, TIMOFEEV encontró acritarcos de edad Cámbrico Superior a Ordovícico Inferior (comunicación epistolar de J. CHACON, Universidad de Granada).

Una sucesión estratigráfica completa no ha podido ser establecida debido a las malas condiciones de afloramiento y al metamorfismo sufrido, que impide controlar los cambios de polaridad de la serie. Columnas parciales han sido levantadas en la zona septentrional del Complejo, donde el metamorfismo es de grado bajo y existen, en la costa, buenos afloramientos (MONTESERIN LOPEZ y FERNANDEZ POMPA 1975, DIAZ

GARCIA 1982). La columna que propone el último de los autores citados es la más completa. Consta de un tramo basal de metasamitas de unos 200 m. de espesor, con escasas intercalaciones de metapelitas y algunos niveles conglomeráticos. Sobre él, aparece una alternancia de metasamitas y metapelitas, de 250 m. y, encima, un tramo de metapelitas negras de unos 100 m., con algunas capas de color verde. Una nueva alternancia de metasamitas y metapelitas se superpone al tramo anterior, con un espesor de unos 800 m. En su parte media hay bancos de arenisca que superan el metro de espesor y, localmente, niveles conglomeráticos de hasta 15 m. de potencia. El tramo superior lo constituyen unos 600 m. de arcosas y gneises sericítico-cloríticos sin intercalaciones pelíticas.

En la ría de Sada y Ares, MONTESERIN LOPEZ y FERNANDEZ POMPA (1975) y MATTE y CAPDEVILA (1978) citan frecuentes huellas de carga, "flute casts" y estratificación gradada. También aparecen allí niveles de conglomerados y cabe señalar la presencia de anfibolitas en bancos decimétricos que MATTE y CAPDEVILA consideran paraderivadas.

Los mismos materiales que afloran al N del Complejo se encuentran en el resto de la formación, si bien su mineralogía y textura varían en función del grado de metamorfismo. A continuación se describen los tipos petrográficos más comunes.

6.3.1 Pizarras y filitas. Son rocas de bajo grado metamórfico que suelen presentar un bandeo debido a la presencia de niveles ricos en cuarzo. Se observan al menos dos esquistosidades, de tipo "slaty cleavage" la 1ª en general y de crenulación la 2ª. Su paragénesis más frecuente consta de cuarzo, mica blanca sericítica, clorita y, no siempre, biotita, granate y albita. Como accesorios se encuentran turmalina, apatito, circón, esfena, grafito, epidota/clinozoisita y opacos. Estas rocas son frecuentes en la parte central de la mitad N del Complejo, en una banda alargada que va aproximadamente desde Ordenes hasta la costa al N de Valdoviño.

Un tipo litológico especial lo constituyen unos niveles de hasta 50 m. de espesor de filitas de color verde claro a intenso que suelen dar débiles resaltes topográficos. Mineralógicamente, son ricos en cuarzo, clorita y mica blanca, con calcita, apatito, turmalina, circón y biotita como accesorios. A veces pasan gradualmente a rocas de composición

grauváquica.

6.3.2 Esquistos. Se encuentran siempre en áreas cuyo grado de metamorfismo está por encima de la isograda de la biotita. Suelen observarse dos esquistosidades, no siendo infrecuente la existencia de tres. Son ricos en cuarzo y con frecuencia, este mineral aparece en venas de exudación. Las asociaciones características incluyen siempre cuarzo, moscovita y biotita y, muchas veces, clorita, granate y plagioclasa. Menos frecuentes son estaurolita, distena, andalucita y sillimanita. El granate es anterior a la segunda fase de deformación y tiene inclusiones, entre las que VAN ZUUREN (1969) cita distena, que marcan una esquistosidad interna recta o débilmente sigmoidal. La estaurolita exhibe, a menudo, una esquistosidad interna recta y, en ocasiones, engloba granates. La mayor parte de la distena es posterior a la estaurolita, a la que a veces sustituye, siendo en general contemporánea con la 2ª fase. La andalucita ha sido reconocida en las proximidades de la granodiorita de La Coruña y en las del macizo granítico que bordea el Complejo por el E. La sillimanita es poco frecuente; se encuentra en la zona al N de Laracha, donde parece estar en relación con las intrusiones graníticas hercínicas, al NO de El Pino y entre el gabro de Monte Castelo y la granodiorita de La Coruña por el S de ambos macizos. En las dos últimas áreas aparece siempre como agujas de fibrolita incluidas en grandes cristales de moscovita anteriores a la 2ª fase. Como accesorios se han citado turmalina, circón, rutilo, apatito, esfena, epidota/clinozoisita y opacos.

6.3.3 Metagrauvas y paragneises. Son materiales de composición grauváquica que se diferencian entre sí por el grado de metamorfismo. Las metagrauvas, correspondientes a las áreas de menor grado, exhiben con frecuencia granoselección y contienen litoclastos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas sedimentarias o ígneas.

El cuarzo presenta, a veces, golfos de corrosión. De plagioclasa se identifican tres tipos. Uno de ellos tiene inclusiones de opacos sin orientación preferente, otro está normalmente maclado y un tercero tiene un maclado en tablero de ajedrez. No se encuentra, sin embargo, feldespato potásico, ni en las metagrauvas ni en las pizarras, filitas o esquistos, salvo en inyecciones graníticas o en venas hidrotermales. Las asociaciones incluyen siempre cuarzo y plagioclasa y, frecuentemente, moscovita, clorita, biotita

y granate y, como accesorios, circón, apatito, turmalina, esfena, epidota/clinozoisita y opacos.

Los paragneises, característicos de las zonas de metamorfismo elevado, se caracterizan por tener cuarzo, biotita, plagioclasa y, en general, moscovita, clorita y granate. Como accesorios, llevan turmalina, circón, rutilo, epidota/clinozoisita y opacos. La plagioclasa (An 14-40) se presenta en blastos en general pequeños. Blastos grandes, de hasta 1 cm., se han identificado al S de la granodiorita de La Coruña, donde WARNAARS (1967) denominó a las rocas que los contienen augengneises porfiroclásticos, atribuyendo la blastesis al efecto térmico de la intrusión de la granodiorita. Cristales de tamaño similar en el contacto con la diorita de la playa de Barrañán pueden ser también un producto de metamorfismo de contacto.

6.3.4 Esquistos grafitosos. Afloran en bandas de desigual continuidad y espesor (100 m. como máximo) repartidos por toda la formación, apareciendo ya desde lo que probablemente es su base, intercalados con las metabasitas del cuerpo de Fornás. Es característica la existencia de materia carbonosa y de pirita. Están compuestos por cuarzo, mica blanca y opacos, variando la proporción relativa de los dos primeros minerales de unos afloramientos a otros. Localmente, se han citado cuarcitas grafitosas (MONTESERIN LOPEZ y FERNANDEZ POMPA 1975).

6.3.5 Conglomerados. Se han encontrado sólo en la ría de Sada y Ares y en la costa al N de Valdoviño. La matriz, con cuarzo, plagioclasa y micas, tiene textura esquistosa. Los cantos, que llegan a tener 13 cm. de longitud, son de rocas sedimentarias de tipo arcilloso y grauváquico, de cuarzo, de plagioclasa y de leucogranitos con textura granuda gráfica.

6.3.6 Paraanfíbolitas. Son lentejones discontinuos, con un espesor que varía desde algunos centímetros hasta, como mucho, 2 metros, que se encuentran a partir de la isograda del granate. Se componen de cuarzo, anfíbol, plagioclasa y, con frecuencia, granate, clorita y biotita. Como accesorios llevan apatito, rutilo, esfena, clinozoisita y opacos. La fábrica varía de granuda a nematoblástica y se aprecia a menudo un bandeado composicional.

6.3.7 Corneanas. Se encuentran rocas de este tipo en metase-

dimentos próximos al macizo de Corredoiras al S y SE de Curtis y al O de Villa de Cruces y en enclaves dentro del gabro de Monte Castelo y de la diorita de la playa de Barrañán.

Las que están relacionadas con el macizo de Corredoiras son especialmente vistosas en los enclaves de dimensiones cartográficas de esquistos dentro del macizo. Son rocas de aspecto terroso, con fábrica planar poco acusada y grandes granates agrupados. Al microscopio se observa que los granates engloban inclusiones que no definen una fábrica previa y que la roca está débilmente esquistosada con posterioridad al crecimiento del granate. Es importante señalar que la granodiorita prehercínica encajante ha sido en esa zona muy poco afectada por la deformación. Otras rocas, observadas al O del macizo, en los metasedimentos próximos al contacto, tienen nódulos oscuros, biotíticos, que pueden haberse generado por efecto del metamorfismo térmico.

Las del gabro de Monte Castelo se localizan en enclaves, de hasta 1 km. de longitud, de metasedimentos. Son corneanas con cuarzo, hiperstena, granate, cordierita, biotita, distena, plagioclasa, espinela y, a veces, sillimanita, corindón y ortoclasa. Hay toda una gradación entre estas rocas, que WARNAARS (1967) considera que han sufrido un metasomatismo de carácter sustractivo, y los gabros, pasando por la existencia de noritas que serían rocas contaminadas. WARNAARS cita dos generaciones de granate y otras dos de distena. De éstas, la segunda es claramente posterior al metamorfismo de contacto, pues crece alrededor de cordierita. La primera sería anterior según este autor, pero los datos que aporta en este sentido no son concluyentes. Los enclaves han sido, en muchos casos, deformados intensamente con posterioridad al metamorfismo de contacto.

El cuerpo diorítico de la playa de Barrañán contiene xenolitos con cordierita y andalucita o gedrita (KUIJPER y ARPS 1983) que se interpretan como minerales de metamorfismo térmico. Además, ARPS et al. (1977), citan cordierita y granate en algunos puntos y corneanas con biotita y hornblenda en otros, en los esquistos en contacto con la diorita.

6.3.8 Migmatitas. VAN ZUUREN (1969) cita metasedimentos migmatizados al N del cuerpo anfibolítico de Fornás. En su mayor parte son gneises metatexiticos, aunque los hay también diatexiticos, a veces inhomogéneos. En general, se componen de un leucosoma, formado por cuarzo, plagioclasa (albita-

oligoclasa) y micróclina, y un melanosoma con abundante biotita marrón-rojiza y moscovita intercrecida. Grandes cristales de moscovita, con agujas de sillimanita, son relictos y lo mismo sucede con granates y distenas en general alterados y transformados. Parece que el neosoma no fue deformado por la 2ª fase, y en las diatexitas inhomogéneas se ha perdido la esquistosidad de la roca original, que era la S_2 según se deduce de las rocas adyacentes.

6.4 Granitoides y ortogneises prehercínicos.

Son un conjunto de cuerpos intrusivos, de composición entre granítica y tonalítica, que suelen aparecer intensamente deformados. El mayor de estos cuerpos es el de Corredoiras, denominado en la bibliografía ortogneis de Mellid (VAN CALSTEREN et al.1979, KUIJPER 1979). Dado que existen zonas del mismo en las que no se aprecia deformación a simple vista y muy poca al microscopio y que, aunque aflora en la localidad de Mellid, no forma parte de la Unidad de Sobrado-Mellid, hemos preferido denominarlo granodiorita de Corredoiras. Otros cuerpos menores son el de la banda Valdoviño-Jubia, el de Ferreiros y el de Rial (Fig.1).

La granodiorita de Corredoiras es el único de estos macizos que ha sido datado. Los datos Rb-Sr sobre roca total dan edades de 400 a 450 \pm 25 m.a. (VAN CALSTEREN et al.1979, KUIJPER 1979) y los obtenidos de circones y monacitas por el método U-Pb dan edades de, aproximadamente, 460-480 m.a. (KUIJPER 1979). Estas últimas deben ser interpretadas como la edad de la intrusión, que sería, pues, Ordovícico Inferior.

La granodiorita es intrusiva en los Esquistos de Ordes, según se deduce del desarrollo de corneanas y de la existencia de inyecciones graníticas en metasedimentos adyacentes a ella y alejados de los granitoides hercínicos, y cabalga sobre la Unidad de Sobrado-Mellid. El aspecto y el grado de recristalización varía con la deformación, que aumenta en intensidad con la proximidad al cabalgamiento basal de la Unidad de Betanzos-Arzúa (PABLO MACIA y MARTINEZ CATALAN, este volumen). Lejos de él y de las fallas o cizallas que con frecuencia la afectan (Fig.1), la granodiorita es una roca porfídica, con megacristales de feldespato potásico y de plagioclasa de hasta 5 cm. de largo compuesta, además, por cuarzo, biotita, moscovita, granate y, a veces, anfíbol. Como accesorios hay apatito, esfena, circón, clinzoisita, minerales radiactivos, allanita, clorita, sericita,

óxidos y opacos. El cuarzo es de color azulado. La plagioclasa varía entre albita y andesina (An 40), con zonado normal algo oscilatorio. El feldespato potásico es microclina. El granate es un constituyente menor pero muy constante; a veces se encuentra incluido en plagioclasa; es claramente anterior a la deformación y muy probablemente de origen magmático. El anfíbol es hornblenda verde y sólo ocasionalmente está presente.

Con la deformación, se produce una recristalización y una orientación preferente de los minerales de la matriz, dando una esquistosidad que se amolda a los fenocristales. Estos adquieren forma redondeada por efecto de la recristalización dinámica que afecta sobre todo a sus márgenes, siendo los nuevos granos incorporados con frecuencia a la matriz. La roca adquiere así una estructura gneísica. La foliación comenzó a desarrollarse probablemente en condiciones de la facies anfíbolita y terminó en la de los esquistos verdes. En las zonas más deformadas se desarrollaron milonitas y blastomilonitas de grano fino con escasos porfiroclastos, así como filonitas.

La composición varía entre granítica y tonalítica, situándose la mayor parte de las composiciones cerca del límite entre granito y granodiorita en el diagrama de STRECKEISEN. Las variedades tonalíticas tienen un bajo índice de color y la plagioclasa relativamente ácida (oligoclasa) lo que sugiere que deben clasificarse como trondhjemitas.

El ortogneis de Valdoviño-Jubia limita por el E a una banda de metagabros y anfíbolitas con los que, según FERNANDEZ POMPA y PIERA RODRIGUEZ (1975) y FERNANDEZ POMPA y MONTESERIN LOPEZ (1976), se encuentra con frecuencia intercalado. Según estos autores, pueden diferenciarse tres tipos de rocas: gneises tonalíticos, gneises glandulares de composición granítica o granodiorítica y gneises leucocráticos. Los primeros están compuestos por plagioclasa (An 30-46) en fenoclastos de hasta 1'5 cm., cuarzo, hornblenda y biotita; suele haber además granate y, como accesorios, apatito, circón, turmalina, probablemente tardía, y opacos. Los gneises glandulares son comparables a la facies común del macizo de Corredoiras. Los gneises leucocráticos provienen de leucogranitos o leucoadamellitas compuestos por cuarzo, microclina, oligoclasa-andesina, biotita, moscovita y granate, con circón y opacos como accesorios. Son intrusivos en los tipos anteriores y su pertenencia al

grupo de granitoides prehercínicos no es segura. La deformación en estas rocas es en gran parte atribuible a la 3ª fase de deformación, pues están incluidas en la zona de cizalla paralela a la Falla de Valdoviño. No obstante, es muy probable que también registraran los efectos de la tectónica tangencial.

Los ortogneises de Ferreiros y Rial son, composicionalmente, semejantes a la granodiorita de Corredoiras. En general son menos porfídicos y la foliación está siempre bien desarrollada. El de Rial tiene enclaves de metasedimentos en sus márgenes y variedades trondhjemíticas.

6.5 Metamorfismo.

El metamorfismo regional de la Unidad varía de epizonal a catazonal. Es epi y mesozonal en los metasedimentos, ortogneises y la mayor parte de las metabasitas, con paragénesis indicativas de un gradiente barrowiense o de P media. El metamorfismo catazonal se ha identificado sólo en algunas de las metabasitas que afloran al O, en la banda de Carballo-Coristanco-Bembibre y en Fornás. Para VAN ZUUREN (1969), este metamorfismo corresponde a la subfacies hnb1-cpx-alm de la facies granulita, y puede corresponder al mismo gradiente geotérmico que el de las rocas epi y mesozonales, aunque en condiciones más elevadas.

A escala de toda la Unidad de Betanzos-Arzúa, el máximo grado alcanzado por el metamorfismo regional aumenta desde sus zonas más superficiales, que afloran en el centro de la mitad N del Complejo, hacia sus zonas más profundas, que afloran en los márgenes E y O. Es probable que las anfibolitas del borde O representen las rocas más profundas de la Unidad y sufrieran el metamorfismo en facies granulita mientras que rocas menos profundas lo estaban sufriendo en facies anfibolita o esquistos verdes.

Otra explicación para la existencia de las rocas catazonales sería suponer que son más antiguas que el resto y hubieran sufrido un metamorfismo también más antiguo. Aunque no puede descartarse, los pasos graduales observados entre estas rocas y las anfibolitas adyacentes y el hecho de que estas últimas pasen, hacia arriba, a intercalarse con sedimentos, hacen que la explicación sea poco convincente.

Otro problema es la relación entre el metamorfismo de

contacto, inducido por los gabros o los granitoides prehercínicos, y el metamorfismo regional, que, en definitiva, es el problema de si las mencionadas intrusiones son pre, sin o postmetamórficas. WARNAARS (1967) cita, en xenolitos incluidos en el gabro de Monte Castelo, crecimiento de distena alrededor de cordierita, lo que habla en favor de que el metamorfismo regional barrowiense postdata, en parte al menos, al de contacto. Menciona también la existencia de distena anterior a la cordierita, lo que, de ser cierto, apoyaría que la intrusión es sinmetamórfica. En cualquier caso, puede excluirse que la intrusión sea postmetamórfica.

Según WARNAARS, la existencia de cordierita y sillimanita en los xenolitos, la composición del granate en las noritas producidas por contaminación (típica de los campos de P baja y media), la ausencia de simplectitas de espinelaproxeno alrededor de olivino y la existencia de hornblenda en los gabros sugiere, para el metamorfismo térmico, unas condiciones de 650-750°C y 6 kbars.

En la evolución de la Unidad, se pueden identificar tres episodios de metamorfismo regional y al menos dos de metamorfismo térmico

El primer episodio de metamorfismo regional se caracteriza, en los metasedimentos de bajo grado, por la asociación cuarzo, mica blanca, biotita, albita, granate y clinozoisita existiendo raramente cloritoide. En los de grado medio, la paragénesis incluye moscovita, biotita, granate, estauroilita y oligoclasa. VAN ZUUREN (1969) cita distena, incluida en granate, que puede corresponder a este episodio. Sin embargo es posible que en algunas áreas creciera andalucita, pues se conocen filones de cuarzo con grandes cristales de andalucita totalmente pseudomorfizados por distena en la zona de Touro.

No es seguro que los ortogneises sufrieran este episodio. Si así lo hicieron, la asociación cuarzo, moscovita, biotita, plagioclasa (albita-andesina), microclina, granate y, a veces, hornblenda, sería característica de él.

En las metabasitas y metagabros las asociaciones varían también según el metamorfismo. Las de bajo grado constan de cuarzo, albita, anfíbol, clorita y epidota y las de grado medio, de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y hornblenda, a veces con granate y epidota. El metamorfismo catazonal es,

probablemente, atribuible a este episodio. En tal caso, la asociación granate, piroxeno diopsídico, plagioclasa y hornblenda parda o pardoverdosa representaría la paragénesis estable.

En los metasedimentos puede apreciarse que este primer episodio regional es anterior a la 2ª fase de deformación y que alcanzó su clímax durante la 1ª o al final de la misma.

El primero de los episodios de metamorfismo térmico está en relación con la intrusión de los gabros, dioritas y granitoides prehercínicos. Sus efectos se identifican muy bien en los xenolitos y enclaves, donde se formaron corneanas que, en Monte Castelo, alcanzaron la subfacies de las granulitas con cordierita (WARNAARS 1967). El crecimiento de grandes moscovitas y de agujas de sillimanita dentro de ellas en las proximidades del gabro de Monte Castelo puede ser también una consecuencia de este evento.

La relación temporal entre los dos primeros episodios metamórficos descritos no ha podido ser establecida.

El segundo episodio de metamorfismo regional incluye el crecimiento de distena en los metasedimentos de grado medio e, incluso, en los que habían sido transformados en corneanas dentro del gabro de Monte Castelo. En los de grado bajo, cristalizaron o recrystalizaron clorita, moscovita, biotita y clinozoisita y, con frecuencia, se desestabilizó el granate. En los ortogneises no se establece una clara separación de dos eventos de metamorfismo regional primarios, lo que no implica que no los hayan sufrido. Las metabasitas y metagabros en facies granulita sufrieron una retrogradación a facies anfibolita y, localmente, a facies esquistos verdes.

La distena en los metasedimentos es, casi siempre, posterior a la estauroлита y, a veces, está claramente orientada paralelamente a S_2 . Este segundo evento dinamotérmico es, pues, contemporáneo con la 2ª fase de deformación y, por tanto, de edad hercínica. Con frecuencia tiene un carácter retrógrado, que se acentúa hacia el final de la 2ª fase, momento en el que las asociaciones corresponden a la facies de los esquistos verdes.

El segundo episodio de metamorfismo térmico está relacionado con la intrusión de los granitoides hercínicos y se

caracteriza por la blastesis de moscovita y biotita sobreimpuestas a la esquistosidad principal que, en las áreas donde han intruido los granitoides, es casi siempre S_2 . Se ha citado andalucita en las proximidades de la granodiorita de La Coruña (WARNAARS 1967) y en las del macizo granítico que bordea el Complejo por el E (FERNANDEZ POMPA y PIERA RODRIGUEZ 1975, NAVAL et al.1981) aunque la atribución al metamorfismo térmico en el último caso no está establecida con certeza. Se han citado también cristalizaciones postesquistosas de granate que podrían corresponder a este episodio (NAVAL et al.1981) y se han encontrado, asimismo, algunas de estaurolita. La migmatización local de los Esquistos de Ordenes puede estar en relación con este evento.

Las isogradas correspondientes a los dos primeros episodios regionales están cortadas por la granodiorita de La Coruña, que está deformada por la 3ª fase. Ello implica que el segundo episodio térmico se sitúa en el tiempo entre las fases 2ª y 3ª.

Finalmente, el tercer episodio de metamorfismo regional produjo una retromorfosis local y la recrystalización de moscovita y biotita en relación con el desarrollo de crenulaciones durante la 3ª fase de deformación.

7 GEOQUIMICA

Se ha llevado a cabo una recopilación de los análisis químicos existentes sobre rocas del Complejo de Ordenes y, en el presente capítulo, se exponen las conclusiones obtenidas de su tratamiento en conjunto. Los resultados de los análisis de rocas ultramáficas y metasedimentos se han mencionado en los capítulos anteriores, por lo que no serán considerados en éste.

De la Unidad de Santiago no contamos con ningún análisis. Del resto, hemos utilizado los publicados por los siguientes autores:

WARNAARS (1967): 3 flasergabros y epidioritas de Bazar, 2 metagabros en facies granulita de Betanzos-Arzúa, 19 gabros de Monte Castelo y 7 rocas gabroicas marginales del mismo macizo.

HUBREGTSE (1973): 17 granulitas máficas y 3 anfibolitas de Sobrado-Mellid y 8 muestras del macizo de Corredoiras.

CHABOD et al.(1976): 12 anfibolitas de Fuente Rosas, cerca de Touro, en la U. de Betanzos-Arzúa.

KUIJPER (1979): 3 eclogitas, 4 granulitas máficas y un gabro con textura coronítica de la U. de Sobrado-Mellid y 3 muestras del macizo de Corredoiras.

Sólo se han utilizado los análisis de muestras cuya localización no ofrecía dudas sobre su pertenencia a una determinada unidad.

Además, disponíamos de los análisis de 4 esquistos verdes de la U. de Villa de Cruces, 6 flasergabros de la Sierra del Careón, 7 granulitas máficas y 2 metagabros de Sobrado-Mellid y 13 muestras del macizo de Corredoiras, realizados por F.BEA (Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Salamanca) para la Hoja 1/50.000 de Sobrado de los Monjes y la Hoja 1/200.000 de Lugo. Finalmente, contábamos con los análisis de un esquisto verde de V. de Cruces, realizado por HUBREGTSE en 1970 y 5 gabros, 3 epidioritas y 2 noritas de Monte Castelo, realizados por FURSTNER en 1963, que nos fueron suministrados amablemente por C.E.S.ARPS (Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden, Holanda).

Los datos publicados por WILLIAMS (1983), en su mayor parte medias aritméticas de muchos análisis de rocas del cuerpo anfibolítico de Fornás y de la región de Bazar, no han sido procesados, pero sus resultados han sido tenidos en cuenta a la hora de elaborar las conclusiones.

Los resultados de los análisis de elementos mayores se han proyectado en varios gráficos diferentes. En las Figs.4, 5 y 6 se han representado los valores de NIGGLI (a), el triángulo AFM (b) con la separación de los campos de las rocas toleíticas (TO) y calcoalcalinas (CA) según KUNO (1968) y (c y d) los dos gráficos de PEARCE (1976) que utilizan sus funciones discriminantes F_1 , F_2 y F_3 (BIP: basaltos intraplaca, SHO: shoshonitas, BCA: basaltos calcoalcalinos, TPK: toleitas pobres en potasio, BFO: basaltos de fondo oceánico).

Los datos se han llevado también sobre gráficos $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ y $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, utilizados frecuentemente para diferenciar tendencias calcoalcalinas y toleíticas, pero no se han representado todos porque, en cuanto a su valor para separar grupos de rocas, no añaden nada a los precedentes y, en lo que respecta a las tendencias magmáticas, producen evidencias contradictorias: rocas que en el gráfico $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ caen en el campo de las toleitas de MIYA-

SHIRO (1975), en el $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ se desplazan al calcoalcalino de KUNO (1966). Curiosamente, este efecto es el contrario del que encuentra COLEMAN (1977) en ofiolitas.

En los análisis proyectados por nosotros, el efecto descrito en el párrafo anterior se acusa muy bien en las rocas máficas metamorfozadas y deformadas (pirigarnitas, anfibolitas y esquistos verdes, así como algunos metagabros) y es, en cambio, casi inexistente en los gabros no deformados de Monte Castelo (Fig.7). Deducimos de ello que la causa hay que buscarla en cambios químicos producidos durante el metamorfismo. Una posible explicación puede ser la pérdida de SiO_2 : una disminución del contenido en sílice tenderá a llevar las rocas hacia el campo de las toleitas en el gráfico $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ y hacia el de los magmas calcoalcalinos y alcalinos en el $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Los cambios químicos durante el metamorfismo pueden ser también la causa de que las mismas rocas caigan, a veces, en campos diferentes en los dos diagramas de PEARCE (1976).

Por último, los análisis se proyectaron en el triángulo $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ (PEARCE et al.1975), pero se ha mostrado poco discriminativo. Con la excepción de algunos flasergabros de la Sierra del Careón y de las anfibolitas de Fuente Rosas, los análisis caen en el campo de los basaltos de fondo oceánico.

Del estudio realizado, se deduce que las rocas máficas pueden agruparse en tres conjuntos diferentes. El primero, está formado por las granulitas máficas, eclogitas y anfibolitas de la Unidad de Sobrado-Mellid (todas las muestras provienen de la banda inferior de metabasitas), los metagabros en facies granulita del O de la Unidad de Betanzos-Arzúa y las anfibolitas de Fuente Rosas, pertenecientes a un pequeño cuerpo lenticular intercalado en los Esquistos de Ordenes al O de Touro.

Todas esas rocas se proyectan en el triángulo AFM en una zona tal que resulta imposible su pertenencia a un "trend" calcoalcalino, salvo que los cambios químicos durante el metamorfismo hayan afectado de forma importante a la relación FeO^*/MgO , lo que no se considera probable. Por otra parte, el contenido en álcalis, especialmente en potasio, es bajo, y si muchas de estas rocas caen en el campo alcalino del diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, es probablemente de-

bido a la pérdida de SiO_2 . De hecho, la mayor parte de las rocas citadas tiene hiperstena normativa y sólo una minoría da nefelina en la norma C.I.P.W. En los gráficos de PEARCE (Figs.5 y 6, c y d), caen en los campos de los basaltos de fondo oceánico, basaltos intraplaca y toleitas pobres en potasio.

Se concluye, por tanto, que son rocas con afinidades toleíticas. Las anfibolitas del cuerpo de Fornás y de los cuerpos menores situados entre él y Touro (uno de los cuales es el de Fuente Rosas), analizadas por WILLIAMS (1983), formarían también parte de este conjunto, así como, probablemente, los esquistos verdes de Villa de Cruces.

El segundo conjunto está formado solamente por los flasergabros de la Unidad de la Sierra del Careón-Bazar. Pese al escaso número de análisis con que contamos, estas rocas parecen mostrar diferencias con las del conjunto anterior en cuanto a la distribución de los parámetros al y c de NIGGLI (comparar Figs.4a y 5a). Además, en el triángulo AFM, los puntos se agrupan en dos zonas que, unidas, definen un fragmento de un "trend" calcoalcalino (Fig.4b. Es de señalar que en ambas zonas hay representados análisis de la Sierra del Careón y de la región de Bazar). En los gráficos de PEARCE, un tercio de las muestras cae dentro del campo de los basaltos calcoalcalinos (otro tercio cae fuera de cualquiera de los campos). Por otra parte, el contenido en Al_2O_3 supera con frecuencia el 17% y el contenido en TiO_2 es bajo en relación al de K_2O y P_2O_5 en más de la mitad de las muestras. Parece, pues, razonable asimilar estas rocas a una tendencia calcoalcalina.

El tercer conjunto incluye el gabro de Monte Castelo y algunas gabros de la Unidad de Sobrado-Mellid. Aunque de estos últimos sólo disponemos de un análisis completo y de dos más con hierro total expresado como FeO , es llamativa la semejanza de comportamiento de ambos gabros en los distintos gráficos.

La posición de las rocas de este conjunto en el triángulo AFM (Figs.5b y 6b) no permite atribuirles a una tendencia en particular. Lo mismo sucede con los gráficos de la Fig.7 para el de Monte Castelo, pues la mitad de los análisis cae en el campo calcoalcalino y la otra mitad en el toleítico. En los gráficos de PEARCE se incluyen en el campo de los basaltos de fondo oceánico, lo que es coherente con

el hecho de que el centro de la nube de puntos que definen coincide aproximadamente con la media de los basaltos de la dorsal medioatlántica (COLEMAN 1977).

En consecuencia, estos gabros no pueden asignarse con seguridad a una tendencia determinada. Su quimismo es probablemente toleítico, pero aparentemente no forman parte del mismo "trend" que las rocas del primero de los conjuntos (comparar Figs. 5b y 6b). Quizá el estudio de otros cuerpos semejantes, sobre todo en la Unidad de Betanzos-Arzúa, donde los hay con composiciones más ácidas, dioríticas y cuar-zodioríticas, permita precisar la tendencia de estas rocas máficas intrusivas.

8 DISCUSION SOBRE EL ORIGEN DE LAS UNIDADES

Como veremos a continuación, el Complejo de Ordenes tiene unidades que, por su asociación litológica, pueden considerarse ofiolitas según las conclusiones de la Conferencia Penrose de la Sociedad Geológica de América sobre el tema (COLEMAN 1977). Serían ofiolitas metamorfizadas, incompletas y con frecuencia desmembradas y, muy probablemente, con orígenes e incluso edades diferentes.

El orden de empilamiento deducido para el de Ordenes se mantiene, en general, en todos los complejos del NO peninsular (IGLESIAS et al. 1981, 1983) si bien pueden faltar unidades y, a veces, fragmentos de algunas ocupan posiciones anómalas. Suponiendo que la superposición de unas sobre otras se realizara de la misma forma que la del Complejo sobre el Dominio Esquistoso de Galicia Central y Occidental, es decir, a base de cabalgamientos con un sentido de traslación de O a E aproximadamente, el orden de empilamiento debe reflejar a grandes rasgos la paleogeografía previa al ensamblaje. Ello implicaría que la Unidad de Santiago debía ocupar la posición más oriental o más cercana al mencionado Dominio Esquistoso y las de Sobrado-Mellid y Betanzos-Arzúa la más occidental o alejada, con las de la Sierra del Careón-Bazar y Villa de Cruces en una situación intermedia.

La Unidad de Santiago puede correlacionarse con la de Malpica-Tuy no sólo por las semejanzas litológicas sino por criterios estructurales, ya que esta última aflora en una sinforma de 3ª fase que, al N, está muy próxima a nuestra Unidad, existiendo entre ambas únicamente una estrecha an-

tiforma. La presencia en Malpica-Tuy de rocas peralcalinas en una secuencia formada por metasedimentos y rocas volcánicas o subvolcánicas máficas y félsicas ha llevado a pensar en un proceso de "rifting" (ORTEGA GIRONES y GIL IBARGUCHI 1983) que, dada la edad de los ortogneises, se habría prolongado al menos hasta el Ordovícico Inferior (KUIJPER 1979, GARCIA GARZON et al.1981).

Si, como parece probable dada la presencia de ofiolitas, el proceso terminó por la escisión en dos partes de la masa continental primitiva, ambas unidades deben representar el margen continental de una de ellas. El hecho de que por debajo de las Unidades de Santiago y Malpica-Tuy no existan rocas que puedan asimilarse a ofiolitas, es un argumento en favor de que formaban parte de la misma masa continental que su autóctono relativo, y el que sobre la primera cabalquen ofiolitas apoya la idea de que fuera parte del margen de ese continente.

Las Unidades de Villa de Cruces y de la Sierra del Careón-Bazar han sido asimiladas a ofiolitas (KONING 1966, HUBREGTSE 1973, IGLESIAS et al.1981, 1983, GONZALEZ LODEIRO et al.1982). Serían ofiolitas incompletas y desmembradas, pues no sólo no se encuentran todos los términos de la secuencia normal, sino que ni siquiera es frecuente la presencia contigua de dos términos consecutivos. Por otra parte, los análisis químicos de elementos mayores dan un quimismo diferente para las rocas de ambas unidades (Fig.4) lo que parece indicar que, en todo caso, ambas serían niveles diferentes de ofiolitas de distinta procedencia.

La Unidad de Villa de Cruces puede correlacionarse con la Unidad media del Complejo de Cabo Ortegale (ARENAS 1983), conocida como Grupo de Moeche (FERNANDEZ POMPA y MONTESERIN LOPEZ 1976). Esta Unidad está compuesta por rocas ígneas máficas, que incluyen metavulcanitas masivas, brechas de "pillows" y diques (ARENAS y PEINADO 1981) y metasedimentos en facies esquistos verdes. Con estas rocas alternan, medianamente contactos mecánicos, rocas metamórficas de alto grado, equivalentes a las de nuestra Unidad de Sobrado-Mellid, y rocas ultramáficas. La edad de unas calizas intercaladas tectónicamente entre los materiales del Grupo de Moeche es más moderna que el Ordovícico Medio, probablemente silúrica o devónica (VAN DER MEER MOHR 1975). El Grupo de Moeche ha sido interpretado como una "mélange" tectónica por RIES y SHACKLETON (1971) y como una "mélange" ofiolítica por BAYER

y MATTE (1979). Aunque en nuestra Unidad de Villa de Cruces, las únicas rocas exóticas son las ultramáficas, la semejanza en las litologías y el metamorfismo, así como en la posición estructural, nos parecen criterios suficientes para establecer la correlación. Ambas unidades parecen corresponder a los lechos 1 (sedimentos) y 2 (basaltos) de una corteza oceánica. La existencia de un nivel más o menos continuo de metasedimentos en la parte superior de la de Villa de Cruces (Fig.1) y de rocas ácidas asimilables a plagiogranitos son criterios que sustentan esta interpretación. Los escasos análisis de que disponemos no son contradictorios con un quimismo toleítico.

La Unidad de la Sierra del Careón-Bazar puede representar el lecho inferior de una corteza (gabros isótopos) y el manto por debajo de ella (rocas ultramáficas). La ausencia de niveles de gabros bandeados, típicos de las ofiolitas formadas en una dorsal oceánica, puede difícilmente explicarse por el desmembramiento tectónico, y lo más probable es que tales rocas no existieran. Por otra parte, es casi seguro que los gabros no han sufrido metamorfismo catazonal, por lo que no es probable que formen parte de una vieja corteza continental. El carácter calcoalcalino de los gabros sugiere que se trata de rocas relacionadas con márgenes convergentes y, teniendo en cuenta las limitaciones expuestas, una posibilidad sugerente es que formen la base de un arco volcánico, sea continental o insular.

La Unidad de Sobrado-Mellid forma parte de lo que ha sido interpretado por IGLESIAS et al.(1983) como un zócalo antiguo procedente del borde adelgazado de un continente situado al O en base, sobre todo, al metamorfismo catazonal que ha sufrido.

Sin embargo, esta no es la única posibilidad. Por una parte, el quimismo toleítico que suelen exhibir las metabasitas de la banda inferior, tanto en Ordenes como en unidades equivalentes de Cabo Ortegale (PEREZ-ESTAUN 1982) no es acorde con la teoría de que la generación de la corteza continental se efectúa vía vulcanismo y plutonismo calcoalcalino (DAWSON 1977, BROWN 1982). Por otra parte, un metamorfismo de P y T altas no excluye un origen como corteza oceánica (MALPAS y STEVENS 1977). Asociaciones similares a las de alto grado de Ordenes se han citado en ofiolitas de todo el mundo (PEYVE et al.1977) alternando con rocas de bajo grado metamórfico y, aunque su origen no ha sido siem-

pre explicado, su carácter ofiolítico se considera probable.

La edad radiométrica obtenida para el comienzo del metamorfismo catazonal de más alto grado en los complejos gallegos es Ordovícico Inferior (VAN CALSTEREN et al.1979, KUIJPER 1979, MARCOS 1982). Además, se encuentran materiales semejantes a los del Complejo de Ordenes en otros lugares del cinturón hercínico de Europa Media (PIN y VIELZEUF 1983) y, en general, la datación del metamorfismo catazonal ha suministrado edades semejantes. Si el metamorfismo catazonal es paleozoico, desaparece el principal argumento en favor de que la Unidad de Sobrado-Mellid formaba parte de un zócalo precámbrico y surge la posibilidad de que tenga un carácter ofiolítico. Sobre ello volveremos más adelante.

Parte de la Unidad de Betanzos-Arzúa tiene un carácter ofiolítico. Esta es al menos la opinión de BADHAM y WILLIAMS (1981) y WILLIAMS (1983), que cuentan con cientos de análisis químicos del cuerpo anfibolítico de Fornás y de los que afloran entre él y Touro. Los criterios fundamentales para estos autores son la geoquímica de las metabasitas, típica de basaltos medio-oceánicos, la existencia de gabros y de rocas volcánicas submarinas, las cuales se interdigitan con metasedimentos, la presencia de metafelsitas, que pueden interpretarse como queratófidos y plagiogranitos, y la ausencia de metamorfismo de contacto entre las rocas máficas y los sedimentos. La existencia de gabros con un quimismo toleítico (WARNAARS 1967) y de intercalaciones de anfibolitas y metasedimentos en la banda de Carballo-Coristanco-Bembibre permite extrapolar esa opinión a todas las metabasitas masivas del margen occidental de la Unidad. Si estas rocas representan parte de una corteza oceánica, la existencia de varios miles de metros de sedimentos por encima de ellas plantea un problema, pues no es normal una tal acumulación sobre una corteza oceánica típica. Un fuerte espesor de sedimentos puede esperarse en las proximidades de un área emergida, en una de las tres situaciones siguientes: cerca de un margen continental, en la parte externa de un arco de islas o en la zona comprendida entre un arco de islas y un continente, denominada cuenca marginal o cuenca trasera de arco.

Una de las claves para discriminar entre las tres posibilidades anteriores estriba en la existencia del magmatismo bimodal intrusivo en los Esquistos de Ordenes.

En una zona próxima a un margen continental, tal magmatismo no puede ser una herencia del proceso de "rifting" porque afecta a sedimentos depositados sobre corteza oceánica y, por tanto, muy posteriores al periodo de formación del margen. No es probable tampoco que esté en relación con un diapiro o punto caliente de origen mantélico porque no se han encontrado rocas de tendencia alcalina. Podría estar en relación con una zona de subducción, pero si la fosa está a la suficiente distancia del margen continental como para que magmas originados por fusión parcial de la placa subducida intruyan en la corteza oceánica de la placa superior, lo más probable es que se forme un arco de islas, con lo cual estaríamos en una de las dos situaciones siguientes, es decir, a un lado u otro del arco.

En la parte externa de un arco no es probable la existencia de un magmatismo tan importante, aunque ha sido citada actividad magmática en algunos arcos externos del Pacífico (SHIKI y MISAWA 1982). Más probable parece la tercera situación, pues integra bastante bien todas las observaciones. Por una parte, las cuencas marginales tienen una corteza oceánica que, en muchos casos, es química, litológica y estructuralmente igual a la de los océanos abiertos (WATTS et al. 1977, DE WIT y STERN 1981), pero se distinguen por la mayor acumulación de sedimentos (MENARD 1967, PACKHAM y FALVEY 1971, STOREY y MAIR 1982) y las intercalaciones frecuentes de vulcanitas dentro de ellos (UPADHYAY y NEALE 1979). Por otra parte, pueden intruir rocas máficas en los sedimentos y, dado que el flujo de calor se mantiene elevado, estos pueden llegar a fundir, con la consecuente intrusión de granitoides (PACKHAM y FALVEY 1971, STOREY y MAIR 1982). La existencia de diques doleríticos incluso dentro de los granitoides implica un episodio distensivo que encaja perfectamente en el marco de un océano marginal.

Volviendo a la Unidad de Sobrado-Mellid, si prescindimos de la posibilidad de que represente un zócalo precámbrico, pueden aplicársele muchas de las consideraciones anteriores. La banda inferior de metabasitas, continua y de quimismo toleítico, puede representar un fragmento de corteza oceánica y los gneises félsicos, un grueso paquete sedimentario y/o volcánico que hubiera sido intruido por gabros. En este caso, la posibilidad de que entre los gneises félsicos haya rocas volcánicas obliga a añadir a las posibles situaciones discutidas para la Unidad de Betanzos-Arzúa, la de que sea un fragmento de un arco de islas.

9 CONCLUSIONES

El Complejo de Ordenes es un complejo ofiolítico compuesto por cinco unidades que se diferencian, en primer lugar, por sus asociaciones litológicas. El análisis de la información de que se dispone y la correlación con unidades semejantes en otros complejos del NO peninsular, permiten establecer además diferencias en el grado y tipo de metamorfismo, así como en el origen de las mismas.

La Unidad de Santiago proviene, aparentemente, de un margen continental adelgazado y ha sufrido un metamorfismo de P alta y T baja o media. La Unidad de Villa de Cruces parece representar la parte superior de una corteza oceánica, metamorfozada en condiciones de T baja o media con un gradiente de P media. La Unidad de la Sierra del Careón-Bazar puede provenir de la corteza inferior y el manto superior de un arco volcánico y ha sufrido un metamorfismo comparable al de la anterior. La presencia de rocas derivadas de otras unidades y el elevado número de fracturas que las afectan, confieren a las dos últimas unidades, o a parte de ellas, el carácter de "mélanges" tectónicas. La Unidad de Sobrado-Mellid ha sufrido un metamorfismo de T alta y P media a alta. Su origen puede no ser muy diferente del de la siguiente, la de Betanzos-Arzúa, que parece representar una corteza oceánica próxima a un arco de islas, probablemente en la parte trasera del arco; el metamorfismo en ella es de grado variable, de bajo a alto y el gradiente corresponde al tipo de P media.

Todas las unidades sufrieron una retrogradación hasta la facies de los esquistos verdes contemporánea con su empilamiento y traslación (obducción en el caso de las ofiolitas) sobre el autóctono relativo del Complejo. Los problemas que plantea la historia tectonometamórfica anterior de cada una de ellas, junto con las incertidumbres aún existentes en lo relativo a su origen desaconsejan, por el momento, proponer un modelo evolutivo a escala de todo el Complejo.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Mercedes Muñoz, del Depto. de Petrología y Geoquímica de la Univ. de Granada, la asesoría prestada para el tratamiento de los datos geoquímicos, así como la lectura crítica del manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ALONSO ALONSO, J.L. y GONZALEZ GONZALEZ, J.C. (1981): Santa Comba (69). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA), I.G.M.E.

ALONSO ALONSO, J.L. y GONZALEZ GONZALEZ, J.C. (1982): Sisargas-Carballo (44). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA), I.G.M.E.

ARENAS, R. (1983): Milonitización y retrometamorfismo en los cizallamientos del macizo básico/ultrabásico alóctono de Cabo Ortegal (Cadena Hercínica Ibérica, NW de España). Estudios Geol., 39, 31-39.

ARENAS, R. y PEINADO, M. (1981): Presencia de pillow-lavas en las metavolcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. Cuad. de Geol. Ibérica, 7, 105-119.

ARPS, C.E.S., VAN CALSTEREN, P.W.C., HILGEN, J.D., KUIJPER, R.P. y DEN TEX, E. (1977): Mafic and related complexes in Galicia: An excursion guide. Leidse Geol. Med., 51, 63-94.

BADHAM, J.P.N. y WILLIAMS, P.J. (1981): Genetic and exploration models for sulfide ores in metaophiolites, NW Spain. Economic Geol., 76, 2118-2127.

BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUINEZ, J., MARTINEZ CATALAN, J.R., PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J.A. (in litt.): La Coruña (1). Mapa Geológico de España E 1/200.000. I.G.M.E.

BAYER, R. y MATTE, Ph. (1979): Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (NW Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction?—A new gravity interpretation. Tectonophysics, 57, T 9-18.

BROWN, G.C. (1982): Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. Andesites, 437-461. John Wiley & Sons, New York.

BURGERHOUT, J. (1974): Structuureel-petrologische beschrijving van een gebied ten zuidwesten van Arzúa aan de zuidelijke rand van het Ordenesbekken (NW Spanje). Tesina impublished. Univ. de Leiden.

CALSTEREN, P.W.C.VAN (1978): Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NW Spain). Lithos, 11, 61-72.

CALSTEREN, P.W.C.VAN, BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A., TEX, E.DEN, VERDURMEN, E.A.Th. y VERSCHURE, R.H. (1979): Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early Paleozoic mantle plume. Chemical Geol., 24, 35-56.

CHABOD, J.C., DAROT, M., JACQUIN, J.P., MARTINEZ, L. y SERVAJEAN, G. (1976): Environnement géologique et minéralisations cuprifères de Fuente Rosas (Région de Santiago de Compostela. Galice, Espagne). Mem.h.Sér.Soc.Géol.France, 7, 155-165.

COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolites. Minerals and rocks, Springer-Verlag, Berlin, 229p.

DAWSON, J.B. (1977): Sub-cratonic crust and upper mantle models based on xenolith suites in kimberlite and nephelinitic diatremes. J.Geol.Soc.London, 134, 173-184.

DIAZ GARCIA, F. (1982): Estudio geológico del Complejo de Ordenes y su encajante en el sector comprendido entre Pantín y Cabo Prior (Costa Cantábrica, NW de España). Tesina impubliada. Univ. de Oviedo.

DIVAR, J. e IGLESIAS, M. (1982): Golada (122). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA), I.G.M.E.

FELIUS, R.O. (1967): Petrografie en mineralogische beschrijving van een gebied op de zuidelijke grens van de Ordenes-schisten met het basische complex in Galicië (NW Spanje). Tesina impubliada. Univ. de Leiden.

FERNANDEZ POMPA, F. y MONTESERIN LOPEZ, V. (1976): Cedeira (7). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.

FERNANDEZ POMPA, F. y PIERA RODRIGUEZ, T. (1975): Puente-deume (22). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.

GARCIA GARZON, J., PABLO MACIA, J.G.DE, y LLAMAS, J. (1981): Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb-Sr en dos cuerpos de ortogneises en Galicia Occidental. Bol.Geol. y

Min., 92-94, 463-466.

GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J.R. y PABLO MACIA, J.G. DE (1982): Lugo (8). Mapa Geológico de España E 1/200.000. I.G.M.E.

GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 767-833.

HERNANDEZ URROZ, J., DIVAR RODRIGUEZ, J., DIEZ BALDA, M.A. y MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981): Ordenes (70). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.

HUBREGTSE, J.J.M.W. (1973): High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Med., 49, 9-31.

IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. J. Struct. Geol., 2, 63-68.

IGLESIAS, M., MATTE, Ph., RIBEIRO, A. y RIBEIRO, L. (1981): Mise en place par obduction des nappes varisques du Nord-Ouest ibérique. Terra Cognita, Spec. issue I, 70.

IGLESIAS, M., RIBEIRO, M.L. y RIBEIRO, A. (1983): La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste peninsular. Geología de España I, 459-467. I.G.M.E.

KLEIN, E. (1982): La Estrada (121). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.

KONING, H. (1966): Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne). Leidse Geol. Med., 36, 235-242.

KUIJPER, R.P. (1979): U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of western Galicia (NW Spain). Lab. voor Isotopen Geol. Amsterdam. Verhandeling 5, 101p.

KUIJPER, R.P. (1981): Petrology of the Teijeiro area: part of the early Palaeozoic high-grade metamorphic Sobrado/Teijeiro complex (Galicia, NW Spain). Leidse Geol. Med., 52, 77-86.

KUIJPER, R.P. y ARPS, C.E.S. (1983): Los complejos de Ordenes, Lalín y Forcarey. Geología de España I, 422-430. I.G.M.E.

KUNO, H. (1966): Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volc., 29, 195-222.

KUNO, H. (1968): Differentiation of basaltic magma. Basalts, 2, 623-688. Interscience Publ. New York.

MAASKANT, P. (1970): Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Med., 45, 237-325.

MALPAS, J. y STEVENS, R.K. (1977): The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from western Newfoundland. Geotectonics, English Trans., 11, 6, 453-466.

MARCOS, A. (1982): Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). Breviora Geol. Astur., año XXVI, 1-2, 1-11.

MARQUINEZ, J.L. (1983): La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). Tesis Doctoral impublicada. Univ. de Oviedo.

MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1978): Tectonique en grands plis couchés et plissements superposés d'âge hercynien dans la série de Ordenes-Betanzos (Galice Occidentale). Cuad. Sem. Estud. Cerámicos de Sargadelos, 27, 193-201.

MEER MOHR, C.G. VAN DER (1975): The palaeozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Med., 49, 487-497.

MENARD, H.W. (1967): Transitional types of crust under small ocean basins. J. Geophys. Res., 72, 3061-3073.

MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, London. 429p.

MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geol., 83, 249-281.

MONTESERIN LOPEZ, V. y FERNANDEZ POMPA, F. (1975): La Co-

ruña (21). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA).
I.G.M.E.

NAVAL, A., IGLESIAS, M. y RUIZ ARIAS, F. (1981): Guitiriz
(46). Mapa Geológico de España E 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.

ORTEGA GIRONES, E. y GIL IBARGUCHI, I. (1983): La Unidad
de Malpica-Tuy ("Complejo antiguo"- "Fosa blastomilonítica").
Geología de España I, 430-440. I.G.M.E.

PABLO MACIA, J. DE y MARTINEZ CATALAN, J. R. (in litt.):
Santiago de Compostela (94). Mapa Geológico de España E
1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.

PABLO MACIA, J. G. DE y MARTINEZ CATALAN, J. R. (este vol.):
Estructura, petrología y evolución de la región de Sobrado
de los Monjes (La Coruña). Cuad. do Lab. Xeol. de Laxe.

PACKHAM, G. H. y FALVEY, D. A. (1971): An hypothesis for the
formation of marginal seas in the western Pacific. Tectono-
physics, 11, 79-109.

PARGA PONDAL, I. (1956): Nota explicativa del mapa geoló-
gico de la parte NO de la provincia de La Coruña. Leidse
Geol. Med., 21, 468-484.

PEARCE, J. A. (1976): Statistical analysis of major ele-
ment patterns in basalts. J. of Petrology, 17, 15-43.

PEARCE, J. A., GORMAN, B. E. y BIRKETT, T. C. (1975): The TiO_2 -
 K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between ocea-
nic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 419-
426.

PEREZ-ESTAUN, A. (1982): Características geoquímicas de
las rocas básicas del Complejo de Cabo Ortegal: Revisión
de los datos existentes. Breviora Geol. Astur., año XXVI,
3-4, 26-32.

PEREZ-ESTAUN, A. (1983): Evolución geológica del Comple-
jo de Cabo Ortegal. V Reunión de Xeoloxía e Minería do NO
Peninsular. Lab. Xeol. de Laxe.

PEYVE, A. V., BOGDANOV, N. A., KNIPER, A. L. y PERFIL'YEV, A. S.
(1977): Present status and goals of the study of ophiolites.
Geotectonics, English Trans., 11, 6, 404-409.

PIN, C. y VIELZEUF, D. (1983): Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93, 47-74.

RIES, A.C. y SHACKLETON, R.M. (1971): Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrustplate. Nature Phys.Sci., 234, 65-68.

ROGERS, N.W. (1977): Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust. Nature, 270, 681-684.

SHIKI, T. y MISAWA, Y. (1982): Forearc geological structure of the Japanese Islands. Trench-Forearc geology, Geol. Soc. of London Spec. Publ., 10, 63-73.

STOREY, B.C. y MAIR, B.F. (1982): The composite floor of the Cretaceous back-arc basin of South Georgia. J. Geol. Soc. of London, 139, 729-737.

TEX, E. DEN (1966): Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. Leidse Geol. Med., 36, 211-222.

UPADHYAY, H.D. y NEALE, E.R.W. (1979): On the tectonic regimes of ophiolite genesis. Earth Planet. Sci. Lett., 43, 93-102.

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

VOGEL, D.E., ENGELS, J.P. y TEX, E. DEN (1983): El Complejo de Cabo Ortegal. Geología de España I, 440-449. I.G.M.E.

WAARD, D. DE (1965): A proposed subdivision of the granulite facies. Am. J. Sci., 263, 455-461.

WARNAARS, F.W. (1967): Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain). Tesis. Univ. de Leiden. 208p.

WATTS, A.B., WEISSEL, J.K. y LARSON, R.L. (1977): Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific. Tectonophysics, 37, 167-181.

WEGEN, G. VAN DER (1978): Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, western Galicia, Spain. Scripta Geol. Leiden, 45, 1-95.

WILLIAMS, P. J. (1983): The geochemistry of ophiolitic mafic rocks from the polymetamorphic Ordenes Complex, Spain. J. Geol. Soc. of London, 140, 877-882.

WIT, M. J. DE y STERN, C. R. (1981): Variations in the degree of crustal extension during formation of a back-arc basin. Tectonophysics, 72, 229-260.

ZUUREN, A. VAN (1969): Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). Leidse Geol. Med., 45, 1-71.

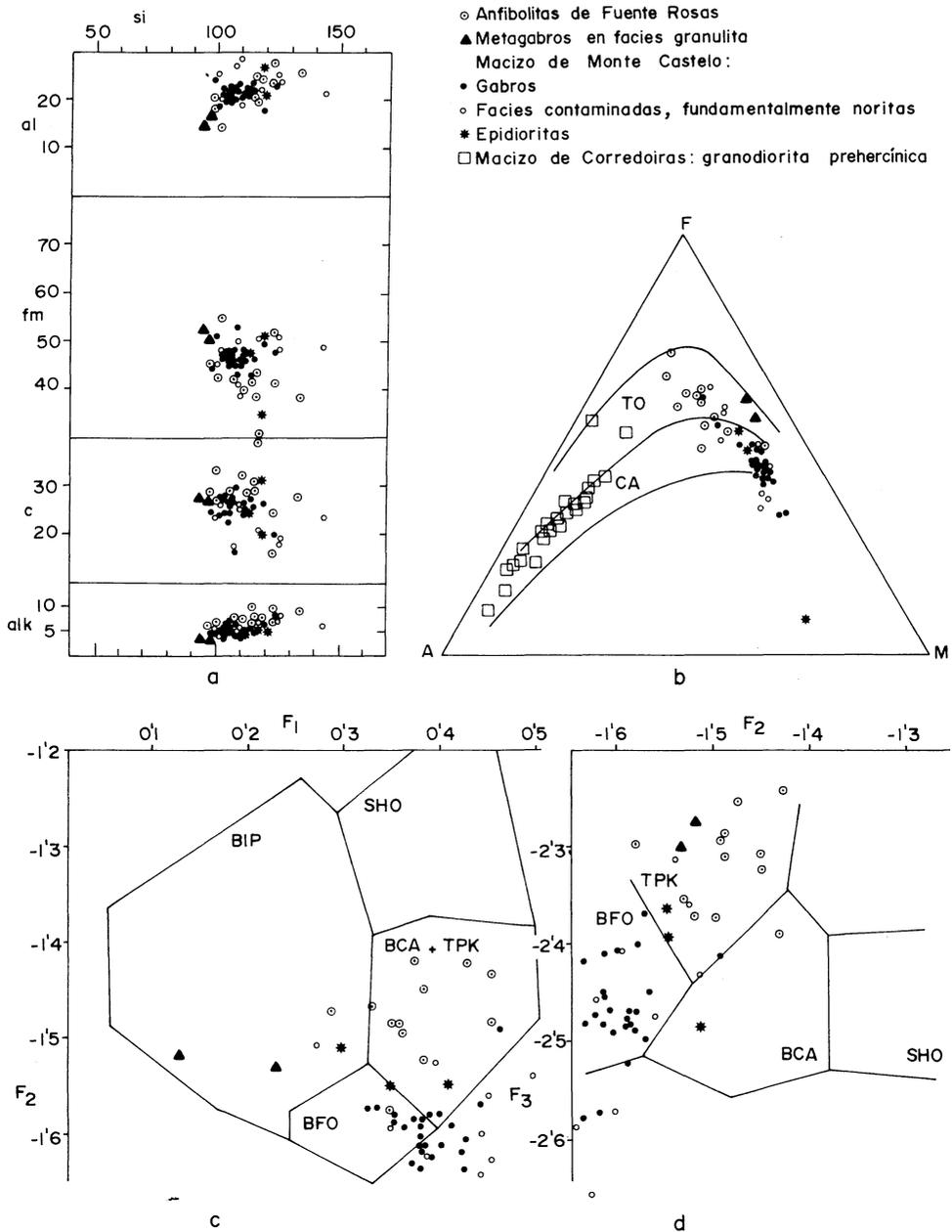


FIG.6.-Unidad de Betanzos-Arzúa

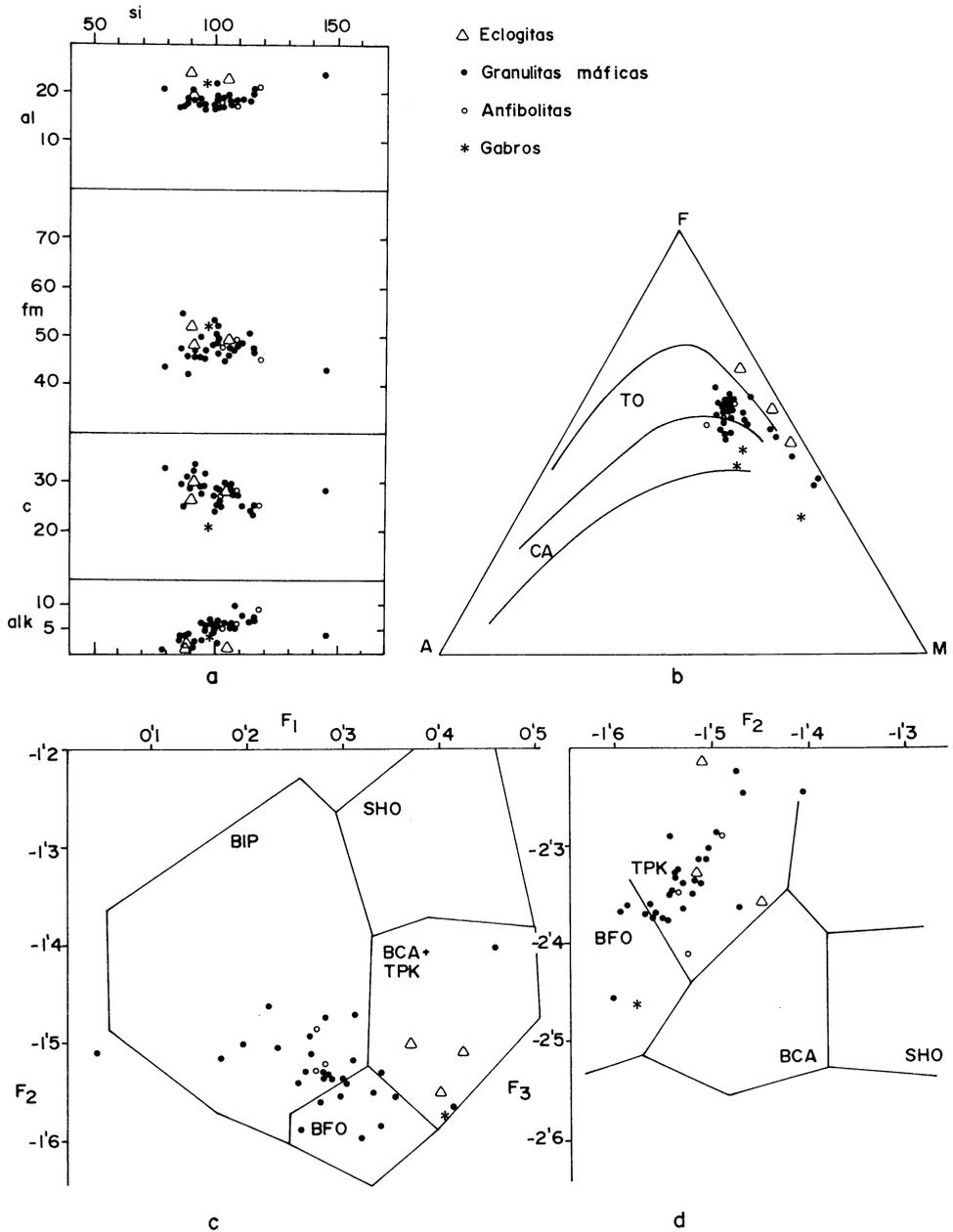


FIG.5.-Unidad de Sobrado - Mellid

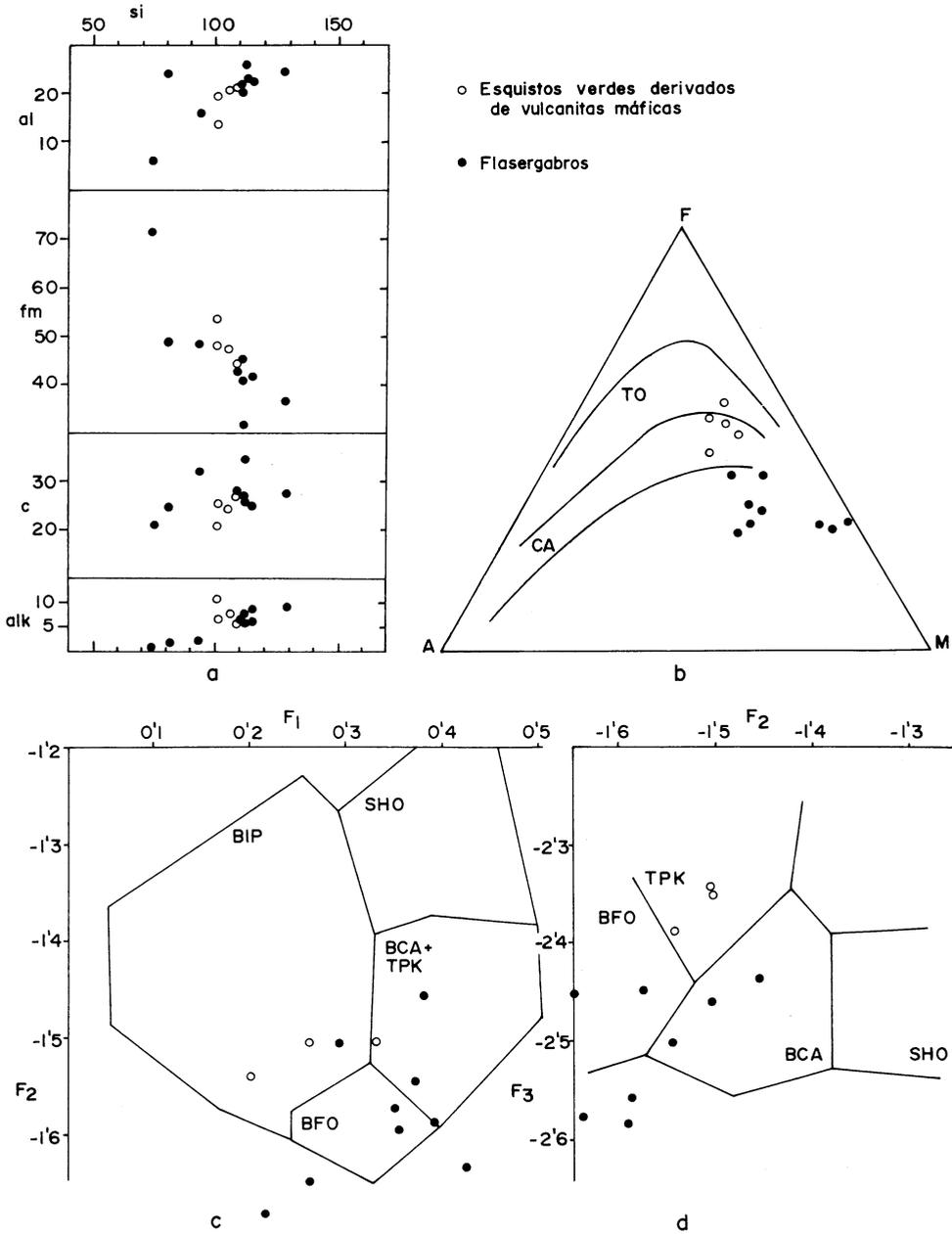


FIG.4.- Unidades de Villa de Cruces y de la S⁹ del Careón-Bazar

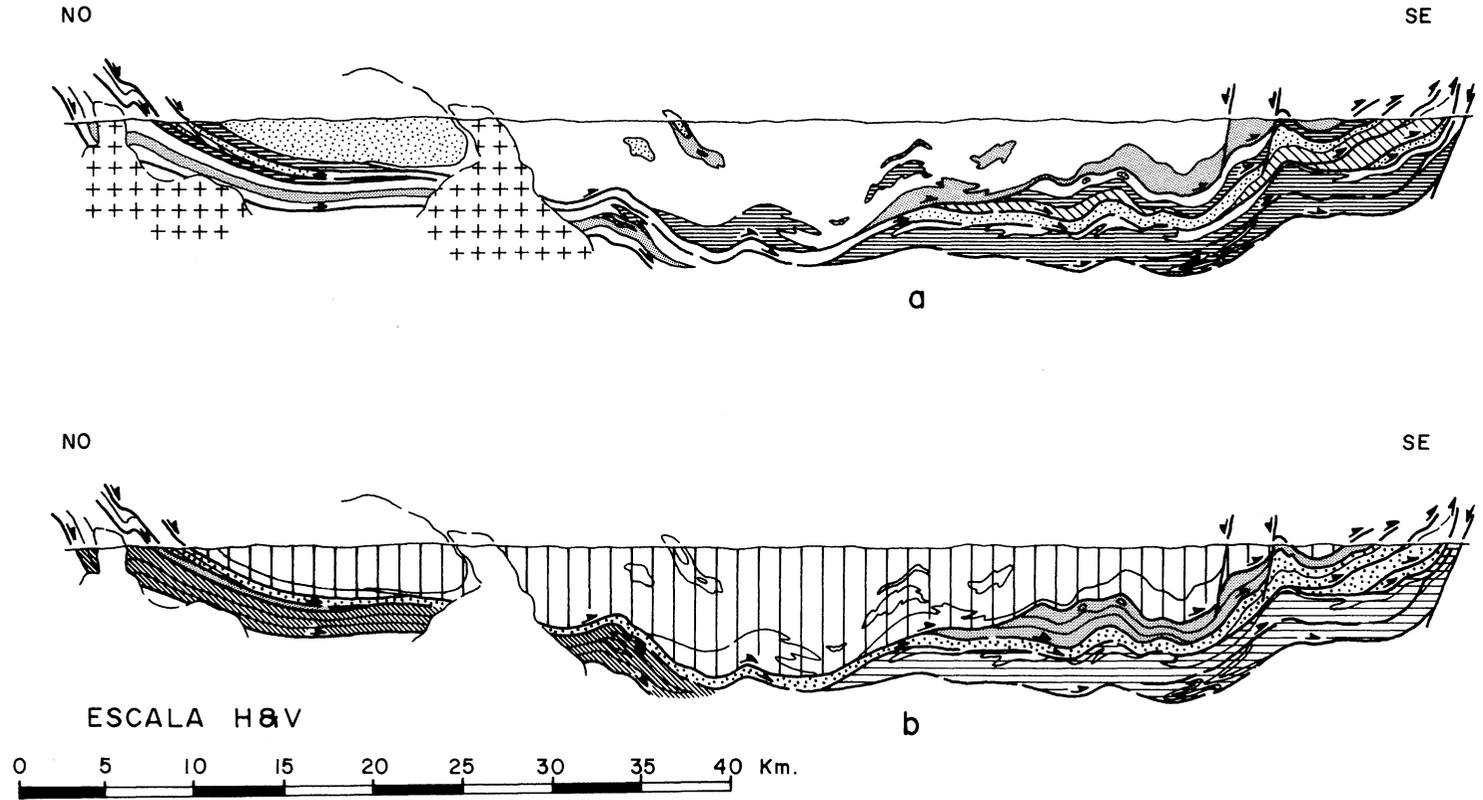


FIG.3.- Corte geológico. a.- Litologías. b.- Unidades. Leyenda como en Figs.1 y 2 respectivamente

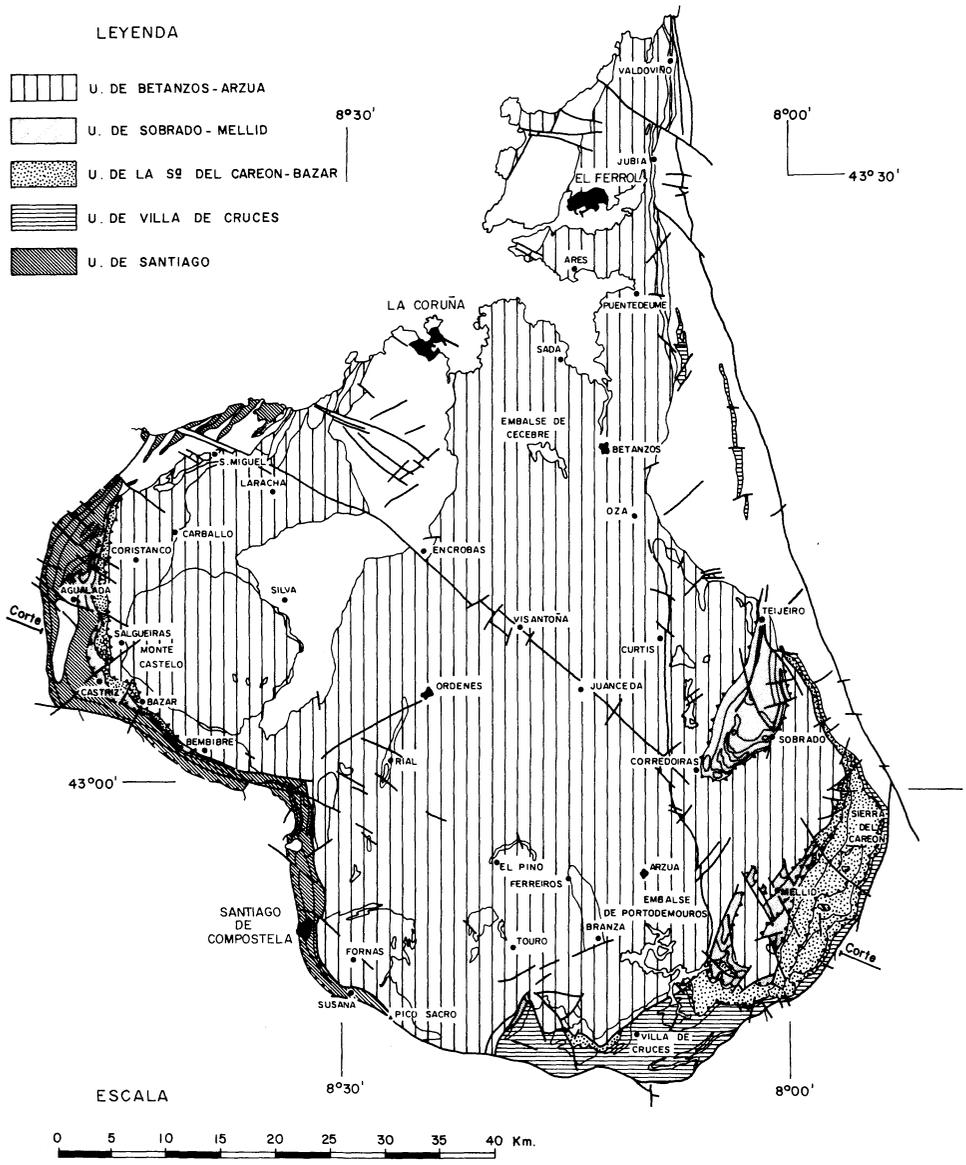


FIG. 2.- Subdivisión del Complejo de Ordenes

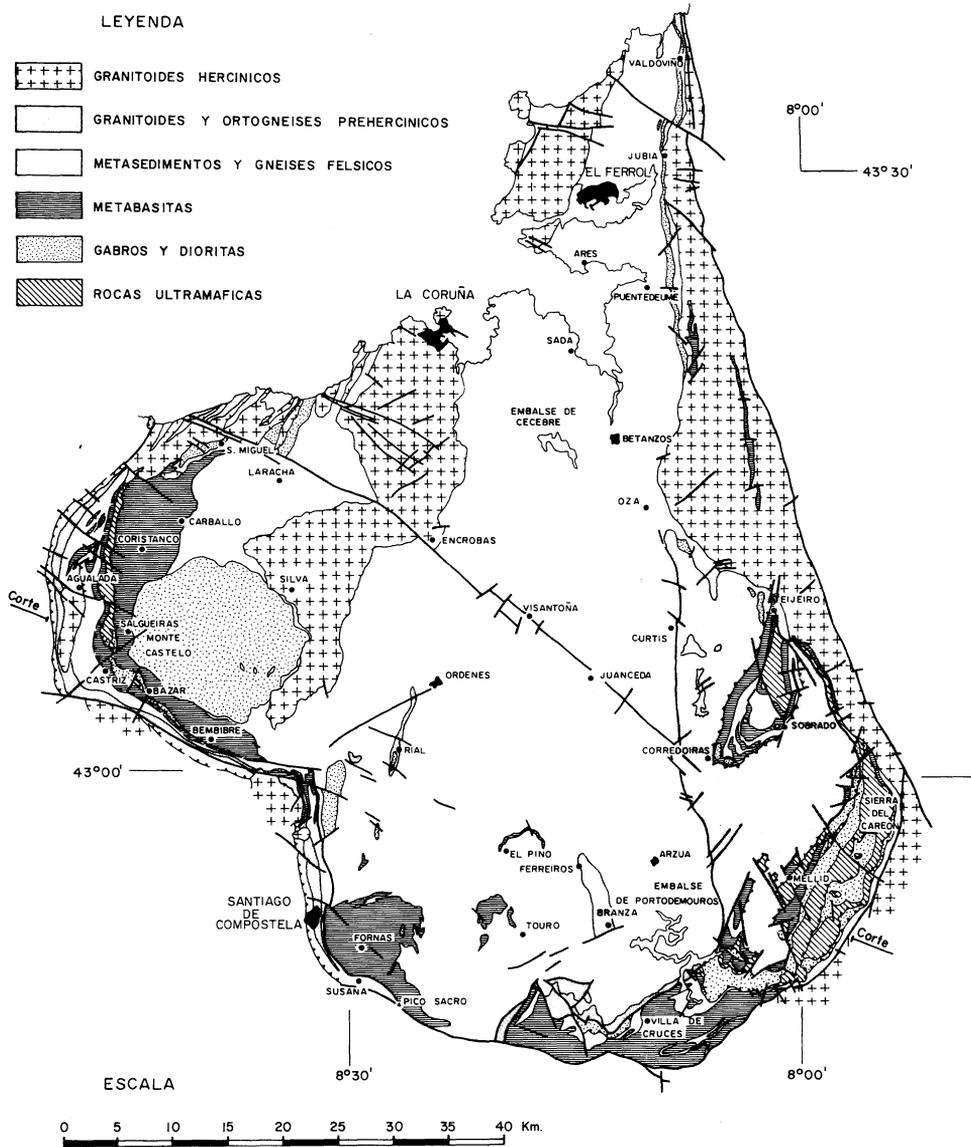


FIG.1.- Mapa geológico del Complejo de Ordenes

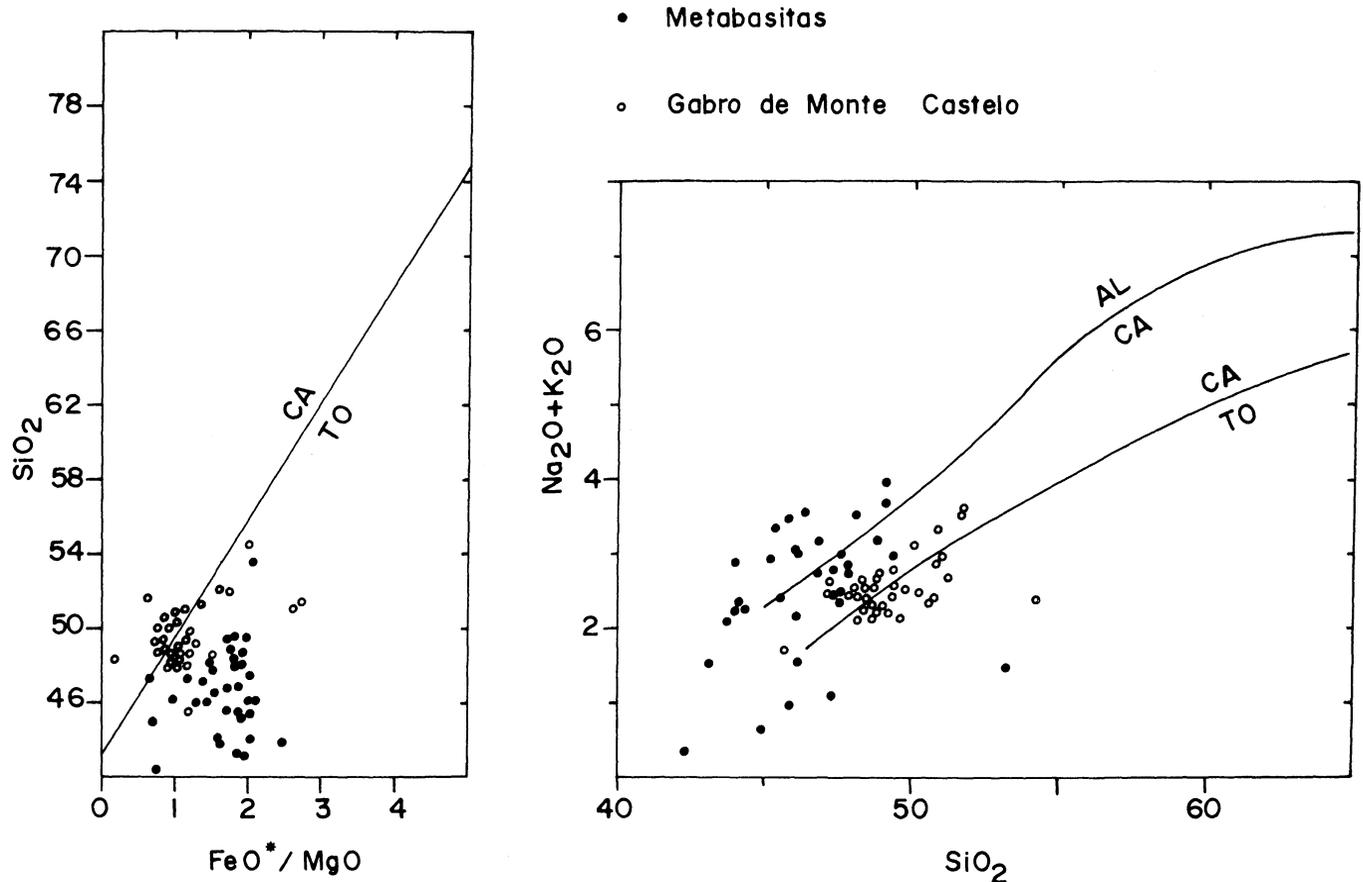


FIG.7.- Gráficos SiO₂-FeO*/MgO y Na₂O+K₂O-SiO₂ con separación en campos según MIYASHIRO (1975) y KUNO (1966)