

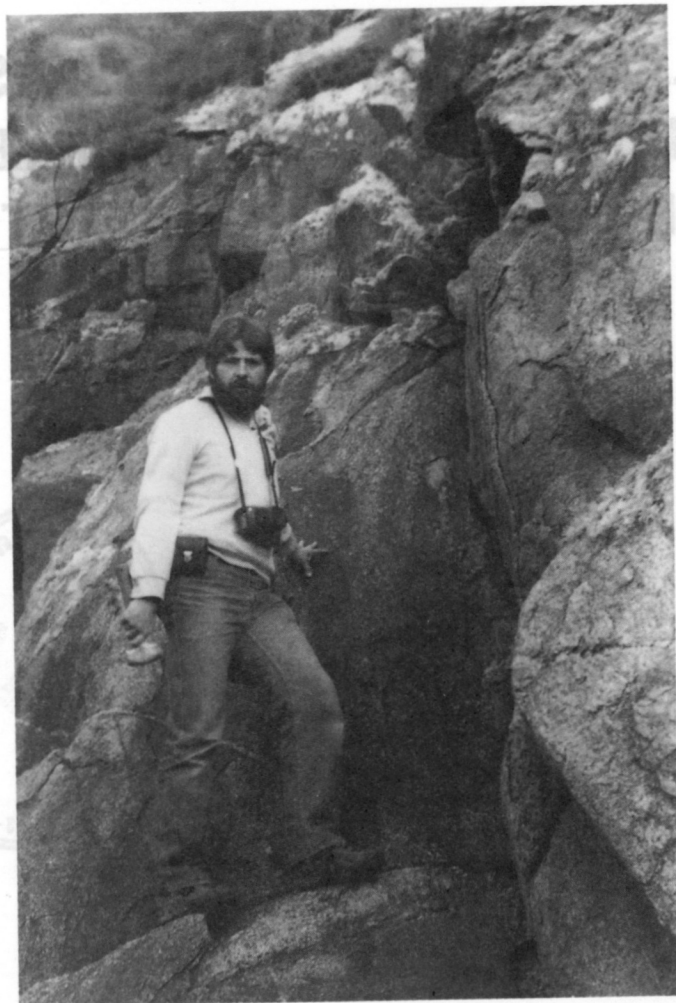
8-6-1

**LAS ROCAS GRANÍTICAS  
HERCÍNICAS DEL NORTE  
DE GALICIA Y OCCIDENTE  
DE ASTURIAS**



290.18-5  
Z. J. V. G.  
1-8-8

*Este trabajo lo dedicamos a la memoria de nuestro amigo y compañero José G. de Pablo Maciá, autor del mismo, fallecido en los Pirineos el 11 de agosto de 1987, cuando este volumen se encontraba en prensa.*



José G. de Pablo Maciá  
Geólogo  
1950-1987

## AGRADECIMIENTOS

En la realización del Estudio Geológico de las Rocas Graníticas de Galicia y Occidente de Asturias ha sido de gran valor el apoyo científico de los geólogos holandeses C.E.S. Arps y P. Floor, que han participado en numerosas discusiones en el campo y en el laboratorio, aportando una amplia experiencia en la problemática petrológica de Galicia.

Estos agradecimientos se hacen extensivos al E.C.N. de Petten (Holanda) por las determinaciones analíticas realizadas mediante técnicas de activación neutrónica que tanto han enriquecido el fondo de información geoquímica.

Queremos agradecer también a A. Huerga del I.G.M.E. las facilidades y apoyo prestados durante la primera fase de realización del Estudio Geológico de las Rocas Graníticas de Galicia como Director del mismo.

Asimismo a A. Arribas y F. Bea de la Universidad de Salamanca y al Laboratorio de Análisis Químicos de I.G.M.E. por la realización de los numerosos análisis químicos de rocas y minerales.

Por último a nuestros colegas J. L. Barrera, M. T. González, L. M. Martín, M. T. Ruiz y R. Villasante por las fructíferas discusiones y apoyos de todo tipo que nos han suministrado y con las que se ha enriquecido este estudio.

MEMORIA DEL  
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**LAS ROCAS GRANÍTICAS  
HERCÍNICAS DEL NORTE  
DE GALICIA Y OCCIDENTE  
DE ASTURIAS**

AUTORES: Bellido Mulas, F. Geoprín, S.A.  
González Lodeiro, F. Dpto. de Geodinámica  
de la Universidad de Granada.  
Klein, E. Geoprín, S.A.  
Martínez Catalán, J. R. Dpto. de Geología  
de la Universidad de Salamanca.  
Pablo Macía, J. G. de Egeo, S.A.

COORDINACION: Huerga Rodríguez, A. I.G.M.E.  
Rodríguez Fernández, L. R. I.G.M.E.

## INDICE

	Págs.
<b>PROLOGO</b> .....	5
<b>1. ANTECEDENTES</b> .....	11
<b>2. CRITICAS A LAS CLASIFICACIONES EXISTENTES. CLASIFICACION PROPUESTA</b> .....	27
<b>3. CARACTERIZACION Y CLASIFICACION PETROLOGICA DE LOS GRANITOIDES HERCINICOS</b> .....	37
3.0. INTRODUCCION.....	37
3.1. GRUPO I (Unidades sincinemáticas de emplazamiento relativa- mente profundo) .....	41
3.1.0. <b>Introducción</b> .....	41
3.1.1. <b>Subdivisión del Grupo I</b> .....	43
3.1.2. <b>Subgrupo IA (Unidades compuestas principalmente                 por granitos moscovítico-biotíticos: granitos de dos                 micas)</b> .....	47
3.1.2.1. <b>Introducción</b> .....	47
3.1.2.2. <b>Composición</b> .....	48
3.1.2.3. <b>Variabilidad interna de las unidades</b> .....	49
3.1.2.4. <b>Características macroscópicas</b> .....	51
3.1.2.4.1. <i>Contactos</i> .....	51
3.1.2.4.2. <i>Texturas</i> .....	53
3.1.2.4.3. <i>Estructuras de flujo</i> .....	54
3.1.2.4.4. <i>Deformación</i> .....	54
3.1.2.4.5. <i>Manifestaciones filonianas</i> .....	55
3.1.2.4.6. <i>Enclaves</i> .....	56

Págs.

3.1.2.4.7. <i>Metamorfismo de contacto</i> .....	57
3.1.2.4.8. <i>Mineralizaciones</i> .....	57
3.1.2.5. <i>Características microscópicas</i> .....	58
<b>3.1.3. Subgrupo IB (Unidades de los conjuntos granitoides inhomogéneos)</b> .....	61
3.1.3.1. <i>Introducción</i> .....	61
3.1.3.2. <i>Composición</i> .....	62
3.1.3.3. <i>Variabilidad interna de las unidades</i> .....	62
3.1.3.4. <i>Características macroscópicas</i> .....	63
3.1.3.4.1. <i>Contactos</i> .....	63
3.1.3.4.2. <i>Litología y texturas</i> .....	64
3.1.3.4.3. <i>Estructuras de flujo</i> .....	64
3.1.3.4.4. <i>Deformación</i> .....	64
3.1.3.4.5. <i>Manifestaciones filonianas</i> .....	65
3.1.3.4.6. <i>Enclaves</i> .....	65
3.1.3.4.7. <i>Metamorfismo de contacto</i> .....	66
3.1.3.4.8. <i>Mineralizaciones</i> .....	66
3.1.3.5. <i>Características microscópicas y consideraciones petrológicas</i> .....	67
<b>3.1.4. Subgrupo IC (Unidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos: granitoides biotíticos)</b> .....	70
3.1.4.1. <i>Introducción</i> .....	70
3.1.4.2. <i>Composición</i> .....	71
3.1.4.3. <i>Variabilidad interna de las unidades</i> .....	72
3.1.4.4. <i>Características macroscópicas</i> .....	73
3.1.4.4.1. <i>Contactos</i> .....	73
3.1.4.4.2. <i>Textura</i> .....	74
3.1.4.4.3. <i>Estructuras de flujo</i> .....	74
3.1.4.4.4. <i>Deformación</i> .....	75
3.1.4.4.5. <i>Manifestaciones filonianas</i> .....	76
3.1.4.4.6. <i>Enclaves</i> .....	77
3.1.4.4.7. <i>Metamorfismo de contacto</i> .....	77
3.1.4.4.8. <i>Mineralizaciones</i> .....	78
3.1.4.5. <i>Características microscópicas</i> .....	78
3.2. <b>UNIDADES DE EMPLAZAMIENTO SOMERO (Grupos II, III)</b> .....	80
3.3. <b>GRUPO II (Unidades sincinemáticas de emplazamiento somero).</b>	83
3.3.1. <b>Introducción</b> .....	83
3.3.2. <b>Subdivisión del Grupo II</b> .....	84
3.3.3. <b>Composición</b> .....	85
3.3.4. <b>Variabilidad interna de las unidades y subunidades</b> ...	85

Págs.

3.3.5. <b>Características macroscópicas</b> .....	87
3.3.5.1. <i>Contactos</i> .....	87
3.3.5.2. <i>Texturas</i> .....	88
3.3.5.3. <i>Estructuras de flujo</i> .....	89
3.3.5.4. <i>Deformación</i> .....	89
3.3.5.5. <i>Manifestaciones filonianas</i> .....	91
3.3.5.6. <i>Enclaves</i> .....	91
3.3.5.7. <i>Metamorfismo de contacto</i> .....	92
3.3.5.8. <i>Mineralizaciones</i> .....	93
3.3.6. <b>Características microscópicas</b> .....	93
<b>3.4. GRUPO III (Unidades postcinemáticas de emplazamiento somero)</b>	95
3.4.1. <b>Introducción</b> .....	95
3.4.2. <b>Subdivisión del Grupo III</b> .....	96
3.4.3. <b>Composición</b> .....	99
3.4.4. <b>Variabilidad interna de las unidades</b> .....	100
3.4.5. <b>Características macroscópicas</b> .....	101
3.4.5.1. <i>Contactos</i> .....	101
3.4.5.2. <i>Textura y litología</i> .....	101
3.4.5.3. <i>Estructuras de flujo</i> .....	102
3.4.5.4. <i>Deformación</i> .....	103
3.4.5.5. <i>Manifestaciones filonianas</i> .....	104
3.4.5.6. <i>Enclaves</i> .....	105
3.4.5.7. <i>Metamorfismo de contacto</i> .....	106
3.4.5.8. <i>Mineralizaciones</i> .....	107
3.4.6. <b>Características microscópicas</b> .....	108
<b>4. LA DEFORMACION DE LOS GRANITOIDES HERCINICOS</b> .....	113
4.0. <b>INTRODUCCION</b> .....	113
4.1. <b>METODOLOGIA</b> .....	114
4.2. <b>EL ANTICLINAL DE SAN MARTIN DE OSCOS</b> .....	116
4.3. <b>EL DOMO DE LUGO</b> .....	117
4.4. <b>EL ANTICLINORIO DEL «OLLO DE SAPO»</b> .....	128
4.5. <b>LA BANDA GRANITICA DE VALDOVIÑO-MONTERROSO</b> .....	131
4.6. <b>EL COMPLEJO DE ORDENES</b> .....	136
4.7. <b>LA ANTIFORMA DE MONTE NEME-PADRON</b> .....	139
4.8. <b>LA BANDA GRANITICA DE LAGE-BARBANZA</b> .....	143
4.9. <b>DISCUSION SOBRE EL MAGMATISMO HERCINICO EN RELACION CON LA TECTOGENESIS</b> .....	148
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	153

## PROLOGO

El estudio de las características petrológicas, geoquímicas y estructurales de las rocas graníticas del NO de la Península Ibérica, ha proporcionado, históricamente, una fuente de discusión para los geólogos de las diversas escuelas que han investigado este sector del Macizo Hespérico.

Desde las primeras clasificaciones de los cuerpos graníticos en base a sus características petrográficas, hasta las más recientes basadas en criterios de afinidad geoquímica o de relación temporal con las fases de deformación, se han propuesto diferentes esquemas, con rangos de validez variables, desde la simplemente local, hasta la general a escala del Orógeno Hercínico.

En las dos últimas décadas se ha producido un extraordinario esfuerzo investigador en la parte noroccidental del Macizo Hespérico motivado, entre otras causas, por la realización, prácticamente ininterrumpida, de todas las hojas del Mapa Geológico Nacional, a escalas de 1:50.000 y 1:200.000, además de acciones más o menos continuadas de otras instituciones: Universidades de Leiden, Montpellier, Oviedo, Salamanca, Laboratorio Xeológico de Laxe, etc. Este hecho ha permitido un mejor conocimiento petrológico y geoquímico de estas rocas y la propuesta de esquemas de clasificación cada vez más elaborados. El modelo propuesto por CAPDEVILA (1969) y CAPDEVILA & FLOOR (1970), ha sido, con algunas modificaciones posteriores, el más comúnmente aceptado, basándose en la diferenciación de dos grandes «familias» de rocas graníticas, por sus características geoquímicas, con varios subgrupos con caracteres petrográficos o estructurales diferenciados. Sin embargo, los cambios en los equipos investigadores, propiciados por el modelo seguido en España para la realización del Mapa Geológico Nacional, además de las dificultades para la inclusión de un cierto número de cuerpos graníticos en los esquemas generales, han conducido a un notable grado de heterogeneidad de los criterios de diferenciación de los granitos, si contemplamos las Hojas del Mapa Geológico Nacional del NO peninsular en su conjunto.

La importancia que para la exploración minera sistemática tiene un buen conocimiento de las características petrológicas y geoquímicas de las rocas graníticas, unido a la necesidad de homogeneización de los criterios de clasificación, con vistas a su tratamiento en otras áreas donde el Mapa Geológico Nacional aún está por realizar, han movido a la División de Geología del I.G.M.E. a realizar un programa de investigación sistemático de todos los cuerpos graníticos hercínicos del Noroeste Peninsular.

En sus orígenes, el programa se plantea con la idea de realizar un estudio petroológico, geoquímico y geocronológico que permitiese elaborar un catálogo de rocas graníticas, basado en los varios miles de estudios petrográficos que la realización del Mapa Geológico Nacional ha producido; este catálogo con un adecuado soporte geoquímico y, sobre todo, geocronológico, debía conducir a un esquema coherente de clasificación de los diversos tipos petrográficos, ordenados en el tiempo y emparentados por afinidades químicas. La carencia del soporte geocronológico previsto, las dificultades analíticas para establecer una buena base geoquímica de elementos mayores y trazas y, sobre todo, las deficiencias cartográficas que la realización del estudio iba descubriendo, condujeron a un replanteamiento de los objetivos y de la estrategia general y táctica operativa. A partir de este momento el objetivo del estudio se dirige a determinar las características petrológicas y geoquímicas de las rocas graníticas del NO peninsular y a obtener una base cartográfica de ellas a una escala operativa (se estableció la escala 1:100.000). La realización de mapas geológicos individualizados de todos los afloramientos graníticos del norte de Galicia, y occidente de Asturias, ha permitido establecer una clasificación de los cuerpos graníticos basada tanto en sus caracteres petrológicos como en los estructurales y texturales. La evolución temporal del magmatismo se ha podido establecer, asimismo, en base a los escasos datos geocronológicos, y a la relación de cada cuerpo granítico con las tres fases principales de deformación hercinianas.

El resultado de todo este esfuerzo es la realización de un exhaustivo estudio individualizado de todos y cada uno de los 60 macizos graníticos del norte de Galicia y occidente de Asturias, plasmado en unos mapas y memorias también individualizados. Asimismo, aunque la información no es reflejada en esta memoria, se ha establecido una base analítica recogida en numerosas tablas que incluyen información geoquímica y geocronológica tanto preexistente como generada en el curso de este estudio.

Por último se ha realizado un estudio de aproximación a las relaciones existentes entre la caracterización de los granitos según el esquema de clasificación propuesto y sus afinidades metalogénicas.

Estas últimas informaciones, así como los estudios petrológicos detallados de cada una de las unidades plutónicas establecidas se encuentran dispuestas para su consulta en los fondos documentales del I.G.M.E.

Toda esta base de datos ha permitido elaborar una memoria general sobre las características de las rocas graníticas del norte de Galicia y occidente de Asturias. Esta memoria, junto con un Mapa Geológico sintético a escala 1:500.000, con todos los afloramientos graníticos clasificados en tres grandes grupos y ocho subgrupos, constitu-

yen esta Memoria. Un estudio de características similares, en fase de realización en este momento, y cuyo ámbito territorial es el sur de Galicia, verá la luz próximamente en esta misma colección

**Luis Roberto RODRIGUEZ FERNANDEZ**  
 Director del Estudio Geológico de las Rocas  
 Graníticas de Galicia y occidente  
 de Asturias y coordinador de este Volumen

## 1. ANTECEDENTES

Los primeros intentos de establecer una clasificación de los granitos de Galicia se deben a SCHULZ (1835) quien definió tres tipos principales que correspondían a los *granitos ordinarios*, *granitos porfídicos* y *granitos gneísicos*.

Posteriormente, PARGA PONDAL (1935) realiza un ensayo de clasificación cronológica en el que se alcanza un mayor grado de complejidad, estableciendo por orden de antigüedad decreciente un tipo de *granitos arcaicos*, otro de *granitos huronianos* y uno más moderno de *granitos hercinianos*.

Los *granitos arcaicos* tienen un aspecto muy semejante a los gneises graníticos más antiguos, y en este grupo se incluyen los granitos gneísicos de Corme y Lage, correspondientes fundamentalmente al Sector Lage de la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y que se prolongan hasta el Macizo de Traba. También se incluirían en este grupo los granitos gneísicos de Buño. Estos granitos son bastante leucocráticos, caracterizándose por un predominio de la moscovita sobre la biotita, que puede faltar con frecuencia, como en el caso de los granitos del Sector Monte Neme de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda.

Los *granitos huronianos* constituyen gran parte de las masas graníticas de las provincias de Orense, Pontevedra y La Coruña y coinciden con los granitos comunes definidos por SCHULZ (1835). Estos granitos están muy inyectados por pegmatitas, que pueden estar mineralizadas y contener casiterita y wolframita. Como resultado de la intrusión de estas rocas se desarrollan grandes aureolas de metamorfismo de contacto sobre los metasedimentos encajantes.

Los *granitos hercinianos* son los más modernos de Galicia. Petrográficamente se distinguen porque sus feldespatos presentan una gran tendencia a formar fenocristales que destacan sobre la pasta granítica. También se diferencian de los restantes gra-



nitos por la ausencia total de moscovita, siendo exclusivamente biotíticos. A este grupo pertenece la gran mancha granítica de Lugo y las de Pontearreas, Caldas de Reyes, Ponte Maceira, El Pindo, Penedos de Traba, Curtis, Coruña, Bares, El Ferrol y la del oeste de Rivadavia. Una característica de estos afloramientos graníticos es su pequeña extensión y sus límites redondeados.

Los granitos hercinianos se caracterizan también por la escasez de pegmatitas y lamprófidos y por la abundancia de enclaves microgranudos (gabarros) ricos en biotita. La actividad filoniana asociada con estos granitos posiblemente está representada por algunos diques de pórfido cuarífero.

Este mismo autor (PARGA PONDAL 1956), en la Memoria del Mapa Geológico del noroeste de la provincia de La Coruña, presenta un nuevo esquema de clasificación con una mayor carga de criterios petrológicos. En este nuevo esquema distingue:

- Grupo del granito de Traba.
- Grupo de los granitos homogéneos y porfiroides no orientados:
  - Granodioritas de biotita de Bayo.
  - Granitos de biotita de La Coruña.
  - Granitos de dos micas porfiroides de La Ruña.
  - Granitos de dos micas homogéneos de Muros.
- Granito migmatítico de Lage.

Las rocas del grupo del granito de Traba forman plutones bien delimitados y en general se trata de granitos biotíticos a veces porfídicos que con frecuencia tienen colores rosados. Tienen una textura hipidiomorfa granuda sin orientación. Su actividad filoniana se encuentra representada por filones porfídicos graníticos y sieníticos, así como por diques de cuarzo, que en algunos casos, como en el granito de Traba, pueden presentar mineralizaciones de casiterita, wolframita, molibdenita y monacita. Las manifestaciones pegmatíticas son de escasa importancia y en general se reducen a pequeñas bolsadas de grano fino micropegmatíticas.

El grupo de los granitos homogéneos y porfiroides no orientados reúne una serie de rocas que constituyen plutones bien delimitados y que producen metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes. Estos plutones tienen composición granítico-granodiorítica y son de carácter intrusivo y discordante. Entre ellos se incluyen las granodioritas de biotita de Bayo (rocas de la serie de diferenciación trondhjemítica) y el granito biotítico de La Coruña.

También dentro de este grupo se encuentran grandes masas graníticas carentes de orientación y que presentan bordes más difusos con las rocas del complejo gneíco-esquistoso. Entre los tipos representativos de estas masas se encuentran el granito de dos micas porfiroide de La Ruña y el granito de dos micas de Muros.

El granito migmatítico de Lage es un granito gneísico de dos micas que engloba rocas migmatíticas con orientación concordante.

En esta memoria, PARGA PONDAL (1956) presenta un cuadro cronológico y de correlación con los grupos graníticos establecidos con anterioridad, y en el que a su vez incluye datos sobre la intensidad de la deformación que afecta a estas rocas. En este esquema, las rocas graníticas más antiguas se asociarían a la *Orogenia Arcaica* y entre ellas se encuentran los granitos de Penedo, los gneises de Borneiro y Baiñas y las manifestaciones plutónicas *Huronianas* estarían representadas por los granitos gneísicos de Lage y los granitos glandulares del Cabral. El magmatismo granítico *hercínico* se encontraría constituido por el grupo de los granitos homogéneos y porfiroides no orientados y los granitos de tipo Traba formarían parte de una actividad plutónica muy reciente asociada a la *Orogenia Alpina*.

Con posterioridad a esta memoria, PARGA PONDAL (1966) individualiza en el «Grupo de Lage» dos unidades de granitoides, representadas por una parte por los gneises graníticos de Buño y los esquistos migmatíticos granitizados de Santa Comba, Negreira y Santiago y por otra por los gneises, migmatitas y granitos gneísicos de Lage, Vimianzo, Dumbria, noreste de Muros y Barbanza.

En el grupo de las rocas graníticas establece tres subdivisiones, correspondientes a los granitos de tipo Traba, los granitos no orientados o débilmente orientados y las granodioritas de biotita de Bayo. Esta nueva subdivisión presenta la particularidad sobre la clasificación anterior (PARGA PONDAL 1956) de que se individualiza el tipo de las granodioritas de biotita. Estas rocas corresponden al conjunto de diferenciación trondhjemítica y presentan facies que fluctúan desde dioritas anfibólico-piroxénicas a granitos muy ácidos. A este tipo pertenecen los Macizos de Bayo y Negreira, incluyendo también en este grupo a la diorita cuarféra de La Estaca de Bares y la diorita biotítica de La Esclavitud.

Dentro de los estudios de las rocas graníticas en el sector occidental de Galicia, se encuentra el trabajo de RAUMER (1962) sobre la geología de la Península de Barbanza. Este autor indica que el «granito de Barbanza» (que es sólo en parte idéntico a la facies Barbanza, aquí considerada, ya que incorpora masas considerables de la facies Muros) intruyó durante la segunda fase deformativa que afectó a aquella zona. El «granito de Barbanza» es intruido por un granito de dos micas de grano más fino (idéntico a la facies Muros del presente estudio).

Posteriormente, al producirse la relajación de la presión tectónica, tendría lugar el emplazamiento de granitos de biotita, a veces porfídicos, entre los que se encontrarían el «granito de Moimenta» (Macizo de El Confurco) y los afloramientos de Ribeira y Boiro (Macizo de Caldas de Reyes).

Por último, establece la formación de los granitos rosas, a los que considera derivados a partir de los granitos de biotita por procesos metasomáticos en relación con fluidos ascendentes que circularían por algunas familias de diaclasas.

Este autor realiza una correlación entre estos granitos y los grupos de granitoides previamente establecidos en el noroeste de España y en el norte de Portugal. Dentro de esta correlación, considera la equivalencia del granito de Barbanza de grano grueso con los «Older granites» del norte de Portugal según SCHERMERHORN (1959) y

OEN (1960), con el «Mittlerer Granit» de Galicia según CARLE (1945) y con el «Granito de Lage» de PARGA (1956).

Los granitos postectónicos de Ribeira y Moimenta tienen su equivalencia con los «Younger granites» de SCHERMERHORN (1959) y OEN (1960), con el «Jüngerer Granit» de CARLE (1945) y con los «granitos homogéneos y porfiroides de dos micas no orientados» de PARGA PONDAL (1956).

Los granitos rosa relacionados con zonas de fractura, son para este autor equivalentes al grupo del «Granito de Traba» de PARGA PONDAL (1956).

En esta serie de correlaciones resulta confusa la equivalencia establecida entre los granitos de dos micas de grano fino gneísicos asociados al granito de Barbanza (facies Muros), a las que este autor hace corresponder con los «granitos postectónicos de biotita» de PARGA PONDAL (1956).

De gran interés para el conocimiento de las rocas graníticas de Galicia, han sido la serie de trabajos realizados por los geólogos holandeses de la Universidad de Leiden, cuya labor se ha concentrado fundamentalmente en el área occidental de la región.

Entre esta serie de trabajos, algunos de ellos son de carácter meramente descriptivo o muy local como los realizados por INSINGER (1961), GEUL (1964), COLLEE (1964) y PILAAR (1964). Estos trabajos carecen de trascendencia a la hora de establecer esquemas petrogenéticos sobre los granitoides o de intentar una correlación y clasificación.

De mayor profundidad e interés para la problemática de este trabajo, resulta el estudio de AVE LALLEMANT (1965) sobre la petrología y geología estructural de la región de Outes-Muros. Según este autor la intrusión de los granitos precoces con megacristales se produjo después de la primera fase deformativa hercínica reconocible.

Estos granitos posiblemente corresponderían a fundidos palingenéticos profundos, emplazados en un nivel muy superior, y de acuerdo con sus ideas, es posible que algunos granitos de dos micas de grano grueso, así como los granitos moscovíticos, sean diferenciados de ellos. Asimismo, es posible que la intrusión de los granitos precoces con megacristales tuviera lugar antes de la migmatización.

En relación con los procesos migmatíticos, se han generado los granitoides diatexiticos a expensas de los materiales del «Complejo Antiguo». Estos granitoides a veces han sufrido movilizaciones y pueden presentar carácter intrusivo.

Con posterioridad a la migmatización tiene lugar el emplazamiento de los granitos de dos micas, que son probablemente de origen palingenético. En la zona estudiada por este autor, estas rocas corresponden a los granitos de Muros y Barbanza, y es posible que su consolidación se realizara coincidiendo temporalmente con el desarrollo de la segunda fase deformativa hercínica ( $D_3$  del presente estudio). La intrusión del granito postectónico de El Pando se realizó después de una fase de filonitización (cizallamiento asimilable a la  $D_3$  del presente estudio), posiblemente a favor de un proceso de «stopping» y de fracturación anular. Es probable que una serie de diques de pórfido granítico existentes en este área, estén relacionados con este macizo granítico.

Con respecto al granito de El Pando, este autor no realiza ningún tipo de observaciones acerca de su génesis, quedando en el aire el tipo de relaciones existentes entre los granitos postectónicos y los restantes grupos graníticos.

WOENSDREGT (1966), en el estudio petrológico de la región comprendida entre el Cabo de Finisterre y el Cabo de Toriñana, define los tres tipos de granitos siguientes:

- Granitos anatexiticos.
- Granitos de dos micas.
- Granitos con megacristales (Finisterre, Mugía, La Ruña y El Pindo).

Los granitos anatexiticos corresponden a la fase granitoide de las migmatitas en su forma más homogénea, y por su composición y mineralogía se clasifican mejor como tipos granodioríticos, que se distinguen de los granitos más jóvenes por la presencia de cordierita y sillimanita. Estos granitos se forman a través de una serie de procesos de migmatización a expensas de materiales metasedimentarios y ortogneísicos. En estos procesos de migmatización se generan progresivamente fases movilizadas hidrotermaloides, pegmatoides y finalmente granitoides.

Este autor no realiza ninguna precisión en cuanto al mecanismo genético de los restantes tipos graníticos por él estudiados, si bien en su esquema petrológico los considera independientes del conjunto migmatítico. De estos granitos, tanto el de Dumbría como los de Finisterre, La Ruña y Mugía son clasificados como granitos sintectónicos, mientras que al granito de El Pindo le considera de carácter postectónico.

FLOOR (1966) estudia las rocas graníticas de la zona de Vigo, distinguiendo tres asociaciones fundamentales. La más antigua corresponde a los granitos biotíticos con megacristales que se encuentran acompañados por pequeñas cantidades de granitos moscovíticos y otros productos de diferenciación. Los magmas originarios de estas rocas posiblemente deriven de la fusión en niveles profundos del Orógeno Hercínico.

La asociación granítica de dos micas es claramente intrusiva en el área estudiada, y su emplazamiento es posterior al de los granitoides biotíticos con megacristales a los que cortan. Estas rocas corresponden a fundidos anatéticos hercínicos homogeneizados previamente a su emplazamiento.

Los granitos más recientes corresponden al Macizo de Porriño y son granitos biotíticos, cuya intrusión se produce a favor de procesos de subsidencia de caldera en una etapa posterior a las principales fases deformativas hercínicas.

Aparte de estos grupos graníticos principales, FLOOR (1966) pone de manifiesto la presencia de una red de diques y pequeños cuerpos de cuarzdioritas cordieríticas y granitos, sin relaciones visibles con el resto de las rocas plutónicas, y que por sus características corresponden posiblemente a fundidos anatéticos parautóctonos.

TEX (1966), con base en los estudios realizados en Galicia por el equipo de petrología de la Universidad de Leiden, establece un esquema de clasificación del plutonismo de Galicia, al que encuadra en el marco de los eventos geotectónicos hercínicos y pre-hercínicos.

Dentro del plutonismo hercínico, en este esquema se consideran los siguientes grupos en orden decreciente de antigüedad:

- Granitos de anatexia.
- Gabros y sus productos de diferenciación y contaminación.
- Granodioritas con megacristales.
- Granitos con dos micas. Dentro de este grupo se consideran variedades de grano grueso (tipo Barbanza), de grano fino (tipo Muros) y subporfídicos (tipo La Ruña).
- Granitos con biotita dominante en macizos circunscritos.

Desde el punto de vista de la tectónica hercínica, el emplazamiento de todos estos granitos ha tenido lugar con posterioridad al desarrollo de la primera esquistosidad hercínica y previamente a la generación de la segunda, con la excepción de los granitos con biotita dominante en macizos circunscritos. Estos últimos materiales realizan su intrusión con posterioridad a las principales fases tectónicas hercínicas.

Las manifestaciones filonianas principales asociadas a los granitos con dos micas están constituidas por pegmatitas con moscovita que pueden contener turmalina, granate, berilo y espodumena, y por diques de cuarzo que pueden estar mineralizados por Sn, W, Cu, Pb y Zn. Por el contrario, las rocas filonianas relacionadas con los granitos biotíticos en macizos circunscritos son pórfidos, doleritas, lamprófidos y escasas pegmatitas con biotita y turmalina.

Posteriormente ARPS (1970), en su estudio sobre la zona comprendida entre el Río Jallas y la Ría de Arosa, considera la existencia de tres grupos fundamentales de rocas graníticas hercínicas, que concuerdan con el esquema de FLOOR (1966) y TEX (1966) y corresponden a:

- Grupo de las granodioritas precoces con megacristales (Granodiorita de Bayo).
- Granitos de dos micas paraautóctonos o alóctonos (granitos de Banza, Muros, Barbanza y La Ruña).
- Granitos postectónicos (granito de Arbos o El Confurco, El Pando y Caldas de Reyes).

La intrusión de los granitoides de los dos primeros grupos tuvo lugar en una etapa posterior a la primera fase deformativa hercínica e inmediatamente anterior a la segunda. Dentro de este conjunto, el macizo granítico más reciente es el de La Ruña, cuya intrusión es de carácter tardicinemático. La intrusión de las granodioritas precoces con megacristales se realiza a favor de una zona de fracturas profundas de directrices fundamentales submeridianas.

Aparte de este conjunto intrusivo, existe en esta zona una serie de rocas procedentes de la migmatización de metasedimentos y ortogneises. Estas rocas, cuando los

procesos de migmatización son muy intensos pierden su estructuración, pasando a tipos diatexiticos homogéneos e inhomogéneos que pueden sufrir removilizaciones.

Los procesos anatéticos tuvieron lugar inmediatamente antes de la segunda fase deformativa hercínica, y los efectos de esta fase sobre las migmatitas son débiles.

Para este autor los granitos de dos micas son de origen anatético, en relación con los procesos de migmatización hercínicos, pudiendo presentar carácter parautóctono o alóctono en función de su emplazamiento más o menos próximo respecto a su hipotética zona de génesis.

Las granodioritas precoces con megacristales corresponden a magmas procedentes de cámaras magmáticas profundas, sin precisarse por parte de este autor la procedencia de estos magmas.

Tampoco se encuentra en este trabajo ninguna referencia acerca del origen de las rocas graníticas postectónicas.

Uno de los estudios que abordan en mayor profundidad la problemática de las rocas graníticas de Galicia, tanto en sus aspectos petrológicos como en los estructurales y genéticos, es el realizado por CAPDEVILA (1969) en Galicia oriental.

Este autor establece dos grupos fundamentales de granitos con características muy diferentes. El primero es el grupo alcalino de las leucogranodioritas y los granitos en el que incluye a las leucogranodioritas ( $G_2$ ) en macizos parautóctonos. La intrusión de estos materiales es posterior a la primera fase deformativa y al paroxismo regional y ligeramente anterior o contemporánea a la segunda fase de deformación. Están fuertemente relacionados con las formaciones migmatíticas. A este grupo también pertenecen los granitos porfídicos ( $G_3$ ) en macizos intrusivos, claramente posteriores a la segunda fase deformativa.

El segundo grupo está integrado por las granodioritas calcoalcalinas. En esta familia se incluyen las granodioritas con megacristales en macizos alargados ( $G_1$ ). Estas granodioritas son anteriores a las leucogranodioritas ( $G_2$ ) que las moscovitizan, y están afectadas por las deformaciones de la segunda fase hercínica. A su vez, son inmediatamente posteriores al paroxismo del metamorfismo regional. También en este grupo se encuentran incluidas las granodioritas con o sin megacristales en macizos circunscritos ( $G_4$ ), cuya intrusión es posterior a los principales eventos tectónicos y metamórficos hercínicos.

Según este autor, los macizos alcalinos se encuentran muy relacionados con las migmatitas y son de origen exclusivamente siálico. Su génesis estaría determinada por fusiones en la zona media de la corteza producidas por las mismas causas que provocan el metamorfismo regional y la migmatización.

Las rocas calcoalcalinas también procederían de magmas de origen siálico, generadas por fusión de la corteza inferior en condiciones deficitarias en agua. Esta fusión es debida posiblemente a causas diferentes de las que producen el metamorfismo regional. Estos magmas estarían parcialmente contaminados por fundidos basálticos o por materiales simáticos del manto superior.

La clasificación de los distintos macizos graníticos en la zona estudiada por este autor es la siguiente:

- Granodioritas calcoalcalinas con megacratales ( $G_1$ ): Macizo de Puebla de Parga; Macizo de Puebla de San Julián; Macizo de Santa Eulalia de Pena.
- Leucogranodioritas y granitos alcalinos ( $G_2$ ): Macizo de El Barquero; Macizo de Amoa; Macizo de Vivero; Macizo de Monseibán; Macizo de Román; Macizo de Friol; Macizo de Hombreiro; Macizo de Sarria.
- Granitos porfídicos alcalinos ( $G_3$ ): Macizo de Forgoselo.
- Granodioritas calcoalcalinas postectónicas ( $G_4$ ): Macizo de Estaca de Bares; Macizo de Penedo Gordo; Macizo de La Tojiza; Macizo de Lugo; Macizo de Castroverde; Macizo de Neira.

Composicionalmente, según la clasificación de JOHANNSEN (1934) la mayor parte de estas rocas tienen composiciones granodioríticas o leucogranodioríticas. Únicamente corresponden a tipos graníticos o leucograníticos las rocas de las facies comunes de los Macizos de Forgoselo, Lugo y Hombreiro.

Bajo el punto de vista textural, las leucogranodioritas ( $G_2$ ) presentan características propias de cristalización a bajas temperaturas, lo que se traduce en texturas equigranulares panxenomorfas. Estas texturas contrastan con las de los restantes grupos de granitoides, que son propias de temperaturas superiores y en las que la plagioclasa y la biotita pueden formar agrupaciones en sinneusis.

Con respecto a los enclaves, se observan notables diferencias en cuanto a su distribución y tipología en los distintos granitoides. Así, los enclaves microgranudos y los precursores básicos de composición tonalítica aparecen exclusivamente como inclusiones en las rocas calcoalcalinas. Por el contrario, los granitos alcalinos son en general más ricos en xenolitos pertenecientes a los materiales encajantes.

La actividad filoniana asociada, es en general bastante abundante en relación con los granitoides del grupo alcalino y está representada principalmente por apfitas y pegmatitas. Los filones mineralizados con Sn y W se encuentran relacionados preferentemente con los granitos porfídicos ( $G_3$ ). Los materiales filonianos asociados a los granitos calcoalcalinos son de escasa importancia.

Entre las características mineralógicas más significativas se encuentran las relativas a la plagioclasa. En los granitoides calcoalcalinos, este mineral tiene en general tendencia al automorfismo, presenta zonación oscilatoria, y su composición fluctúa entre oligoclasa básica y andesina ácida. En las leucogranodioritas, las plagioclasas tienen hábitos alotriomorfos, la zonación es rara y composicionalmente son albitas u oligoclasas ácidas. En los granitos porfídicos ( $G_3$ ) la plagioclasa tiene características intermedias.

La moscovita se restringe a los granitoides alcalinos y a las granodioritas con megacratales ( $G_1$ ) afectadas por moscovitizaciones inducidas por las leucogranodioritas, no apareciendo nunca en las granodioritas tardías.

El anfíbol se restringe a los granitoides calcoalcalinos y aparece como relictos en el núcleo de algunas plagioclasas de las granodioritas tardías y en los precursores básicos.

El único silicato de aluminio que se ha observado en estos macizos es la sillimanita que se encuentra en los granitos del Macizo de Forgoselo. Posiblemente también se encuentra sillimanita en algunas de las leucogranodioritas del grupo  $G_2$ .

Entre los minerales accesorios más característicos, la esfena y la allanita aparecen exclusivamente en las granodioritas calcoalcalinas mientras que el berilo y el topacio sólo se encuentran en las leucogranodioritas y en los granitos porfídicos.

Las mineralizaciones de W, Sn y arsenopirita se asocian a las rocas de la serie alcalina, fundamentalmente a los granitos del grupo  $G_3$ , mientras que las mineralizaciones de galena se encuentran en relación con las granodioritas tardías.

El quimismo de este conjunto granítico pone asimismo de manifiesto la discriminación entre las rocas del grupo alcalino y las del calcoalcalino. Las pautas de variación química de las granodioritas calcoalcalinas corresponden a procesos normales de diferenciación, mientras que la variabilidad en el quimismo de las rocas de la serie alcalina obedece fundamentalmente a diferencias composicionales de los materiales originarios y a pequeñas variaciones en las condiciones de los procesos de fusión.

Con la base en estos trabajos, y los realizados por el equipo de la Universidad de Leiden, CAPDEVILLA & FLOOR (1970) proponen un esquema generalizado para la clasificación de los granitoides hercínicos del noroeste de España que resulta coincidente en sus rasgos fundamentales con el de CAPDEVILA (1969).

En este esquema, el conjunto plutónico se encuentra dividido en dos grandes series constituidas respectivamente por los granitoides alcalinos de dos micas y por los granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos.

La serie de los granitoides alcalinos comprende entre sus términos a los granitos autóctonos, a los movilizados anatéticos, a los granitos con dos micas y a los granitos de dos micas con megacratales. La génesis de estos materiales se encuentra muy ligada a los procesos metamórficos regionales hercínicos que determinan la anatexia en niveles profundos del orógeno. Esta serie está representada fundamentalmente por rocas leucograníticas y granitoides anatéticos autóctonos en Galicia occidental y por rocas leucogranodioríticas en Galicia oriental.

La serie de las granodioritas calcoalcalinas con biotita dominante agrupa a las granodioritas precoces con megacratales en macizos alargados y a las granodioritas tardías en macizos circunscritos. Estas rocas, por el contrario, no muestran ningún tipo de relaciones con los procesos anatéticos y metamórficos regionales.

Estos autores establecen unos cuadros muy completos de características y de criterios de discriminación entre las dos series de granitoides y entre los distintos términos de estas series con base en sus propiedades macroscópicas, microscópicas y químicas. También realizan comparaciones entre esta asociación granítica y la del Sistema Central español, poniendo de manifiesto la importancia del desarrollo de la serie alcalina en el sector galaico.

FLOOR et al. (1970) realizan un intento de establecer la correlación entre los granitos de Galicia y los granitos del norte de Portugal. Estos últimos han sido profundamente estudiados por un equipo de geólogos de la Universidad de Amsterdam, y su encuadre dentro de la evolución regional de la Orogenia Hercínica es realizado por OEN (1970).

Con posterioridad a estos trabajos, CAPDEVILA et al. (1973) realizan un ensayo sobre la clasificación y encuadre petrogenético y geotectónico de los granitoides de la Meseta Ibérica en el que vuelven a considerarse las dos series fundamentales previamente establecidas por CAPDEVILA & FLOOR (1970). Una de las series corresponde a los granitoides palingenéticos de carácter aluminico y alcalino, generados por anatexia húmeda en la zona media de la corteza, en relación con los procesos metamórficos y anatéticos regionales. Esta serie es equivalente a la de los granitoides alcalinos de CAPDEVILA & FLOOR (1970). La otra serie corresponde a los granitoides híbridos cuya génesis se debe a procesos de fusión seca en la zona inferior de la corteza, acompañada de mezcla con productos básicos infracrustales. Esta serie coincide con el grupo de las granodioritas calcoalcalinas predominantemente biotíticas de CAPDEVILA & FLOOR (1970).

Las características y criterios de discriminación y clasificación presentados en este trabajo son completamente análogos a los establecidos por CAPDEVILA & FLOOR (1970).

SUAREZ (1970) realiza un estudio petrológico y geoquímico generalizado de los granitoides de la zona occidental asturiana, en el que considera que estas rocas pueden integrarse en los esquemas petrogenéticos previamente considerados en el ámbito de Galicia. Dentro de este conjunto plutónico, los stocks de Tapia y Salas-Belmonte presentan características que les hacen asimilables a las rocas de la serie calcoalcalina, si bien en el caso de las rocas de Tapia, según este autor, se observan ciertas afinidades toleíticas. En el resto de los afloramientos, entre los que se encuentran los macizos de Boal, El Pato, Los Ancares y Campo de Agua, no se encuentran grados de diferenciación significativos, aunque, no obstante, se pueden distinguir dos tendencias dentro de este conjunto. Por una parte, un grupo en el que se encuentran los macizos de Los Ancares y Campo de Agua que tiene tendencias evolutivas asimilables a las de los granitos alcalinos. Estas rocas tienen una composición leucogranítica con predominio de la moscovita sobre la biotita, y en algún caso pueden contener minerales aluminicos (andalucita, sillimanita o cordierita). Por otra parte, las rocas de los Macizos de Boal, El Pato y Linares tienen unas tendencias asimilables a las de la serie calcoalcalina aunque con ciertas particularidades, que hacen manifestar a este autor en el caso de los dos primeros que sus características son intermedias entre las de la serie calcoalcalina y las de la serie alcalina. Posteriormente, SUAREZ (1971, 1972) incluye a estos macizos en el grupo de los granitos alcalinos con megacrístales.

GIL IBARGUCHI (1979, 1982), siguiendo los criterios establecidos inicialmente por CAPDEVILA (1969) y con base en los trabajos de WOENSDREGT (1966), diferencia en la región de Mugía-Finisterre un conjunto asociado a la serie de los granitoides de dos micas de tendencia alcalina y otro en relación con los granitoides con biotita dominante y de tendencia calcoalcalina. En el primer grupo se incluyen las diatexitas o

granitos heterogéneos anatéticos, los leucogranitos de dos micas autóctonos o paraautóctonos (granito de Dumbria) y los granitos de dos micas con megacrístales (granito de La Ruña). El segundo grupo comprende a las granodioritas precoces con megacrístales (granodiorita de Bayo), las granodioritas tardías en macizos circunscritos (macizos de Pindo, Mugía y Finisterre) y un conjunto filoniano granítico-monzonítico que posiblemente se encuentra asociado a la intrusión de las granodioritas tardías.

Este autor propone unos mecanismos genéticos bastante similares a los indicados por CAPDEVILA et al. (1973), aunque con ciertas modificaciones. Así, para los granitoides de tendencia alcalina sugiere un origen por anatexia progresiva de materiales corticales, probablemente ortogneises de composición granítica-granodiorítica, entremezclados con esquistos y gneises paraderivados más ricos en Ca, Fe y Mg. Durante la primera etapa metamórfica, en los niveles profundos se producirían procesos anatéticos con fusión de los componentes cuarzofeldespáticos, la moscovita y parte de la biotita. Estos magmas constituirían una parte de los granitos alóctonos o paraautóctonos (tipo Dumbria) y su ascenso estaría favorecido por las compresiones asociadas a la segunda fase deformativa durante la que aún se encuentran en estado parcialmente fundido.

El metamorfismo durante la segunda fase deformativa evoluciona hacia mayores temperaturas y presiones inferiores, provocándose importantes procesos anatéticos en la catazona superior, con una importante desestabilización de la biotita. Estos procesos generan un fundido granítico rico en fases residuales que da lugar a los granitos heterogéneos. En niveles catazonales más profundos tendría lugar una fusión aún más importante de la biotita produciéndose magmas más ricos en K, Mg y Fe, cuyo ascenso y emplazamiento posterior a la segunda fase determina la formación del granito de La Ruña.

En el caso de los granitoides calcoalcalinos, sus características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas sugieren un origen profundo, aunque parece improbable su génesis como producto de diferenciación de magmas básicos infracrustales. Por el contrario, su formación posiblemente es el resultado de un proceso complejo que comenzaría durante la primera etapa metamórfica con la fusión de materiales de la parte inferior de la corteza coincidiendo con la inyección de magmas básicos profundos. Este proceso da lugar a la génesis de una gran variedad de materiales (granodioritas, trondhjemitas y enclaves básicos) que son los representantes del conjunto de las granodioritas precoces y cuyo emplazamiento se encuentra limitado superiormente por la isograda de la facies de las anfíbolitas.

Durante la segunda etapa metamórfica el grado de fusión fue más elevado y en condiciones de presión de agua inferiores a la presión confinante. Estos magmas posiblemente sufren una hibridación con productos cuarzodioríticos micáceos residuales de los procesos de anatexia húmeda. La temperatura de estos fundidos hibridados es elevada y su capacidad de ascenso es apreciable, pudiendo intruir en niveles epizonales.

En su proceso de emplazamiento, estos magmas que darán origen a las granodioritas posttectónicas, pueden sufrir una serie de cambios e hidrataciones que deter-

minan una cierta convergencia con los granitoides alcalinos. Esta convergencia se encuentra particularmente bien reflejada en el granito de Mugía que tiene unas características petrográficas bastante similares a las de los granitos de anatexia ricos en megacrístales feldespáticos.

PRIEM & TEX (1984), con base a determinaciones isotópicas Rb-Sr y U-Pb en los granitoides del noroeste de la Península Ibérica, indican que existen tres episodios variscos de intrusión granítica, que se sitúan en los siguientes intervalos de tiempo:

- 330-320 Ma (Tardiviseense-Namuriense temprano).
- 310-300 Ma (Westfaliense).
- 290-280 Ma (Tardiestefaniense-Autuniense).

Las dos primeras etapas corresponden a una serie de granitoides calcoalcalinos que han sido intruidos por un conjunto de granitos subalcalinos de dos micas, siendo estas intrusiones de carácter intercinemático. Posteriormente tiene lugar el emplazamiento de una serie de macizos postcinemáticos de carácter calcoalcalino.

Estos autores ponen énfasis en el carácter alóctono de las rocas de la serie calcoalcalina y de su falta de asociación con pegmatitas y mineralizaciones. Por el contrario, para las rocas de la serie alcalina ponen de manifiesto su carácter autóctono-subautóctono con frecuente asociación a los conjuntos migmatíticos. Asimismo, estas rocas presentan abundantes manifestaciones pegmatíticas y pueden relacionarse con mineralizaciones de W, Sn y Li.

Los datos isotópicos considerados por estos autores parecen indicar que las rocas a partir de las que se generan los granitos variscos son secuencias metasedimentarias paleozoicas inferiores y posiblemente más antiguas, derivadas a partir de una corteza continental precámbrica.

Aunque con interés relativo con respecto a la problemática de los granitos por centrarse principalmente en aspectos metalogenéticos, merece la pena el tener en cuenta el estudio de NESEN (1981) sobre los yacimientos de wolframio y estaño de Fontao y Santa Comba, ya que este autor pone de manifiesto el carácter de complejos zonados constituidos por intrusiones múltiples para los Macizos de Fontao, Carboeiro y Varilongo.

También resulta de interés el estudio de GOUANVIC (1983) sobre las mineralizaciones de wolframio y estaño asociadas a la Alineación granítica de Monte Neme. Este autor evidencia la asociación en un mismo macizo de cuatro facies, representadas por granodioritas biotíticas con megacrístales, monzogranitos heterogéneos de dos micas, monzogranitos de dos micas porfídicos o de grano fino y granitos alcalinos de dos micas o moscovíticos. Estas facies se encuentran relacionadas a través de unos procesos de diferenciación que según este autor pueden ser representados por un modelo simple de cristalización fraccionada.

La asociación petrográfica considerada contradice los esquemas petrogenéticos precedentes, en los que se propugna una independencia genética entre las granodio-

ritas con megacrístales (Serie Calcoalcalina) y los granitos de dos micas (Serie Alcalina).

Los distintos trabajos cartográficos y memorias geológicas correspondientes a las hojas geológicas del proyecto MAGNA en el sector comprendido en este estudio se han basado fundamentalmente para el estudio de las rocas graníticas en los trabajos de la escuela de Leyden y en los modelos de CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA & FLOOR (1970) y CAPDEVILA et al. (1973). Estos trabajos han sido posteriormente unificados y revisados en las hojas geológicas a escala 1:200.000 de Lugo (8), La Coruña (1) y Santiago de Compostela (7).

En la Hoja de Lugo (8), GONZALEZ LODEIRO et al. (1982) diferencian tres grupos graníticos que están representados por los granitoides precoces predominantemente biotíticos, granitos de dos micas y granitos tardíos.

En el grupo de los granitoides precoces predominantemente biotíticos se incluyen las granodioritas con megacrístales de TEX (1966) y las granodioritas precoces con megacrístales de CAPDEVILA (1969). La composición de estas rocas fluctúa entre granitos y granodioritas según los criterios de la IUGS (1973), por lo que se ha preferido evitar el nombre de granodioritas en la denominación de este conjunto plutónico. Estas rocas se encuentran afectadas según los casos por las deformaciones de la segunda o tercera fase hercínica según el esquema tectónico seguido en el presente trabajo. En este grupo se encuentran incluidos los Macizos de Chantada-Taboada, La Coruña, Puebla de Parga, Santa Eulalia de Pena y Puebla de San Julián.

Los granitos de dos micas se corresponden aproximadamente con los granitos con dos micas de TEX (1966) y los granitos alcalinos con dos micas de CAPDEVILA & FLOOR (1970). La clasificación de estas rocas a partir de la mineralogía normativa corresponde masivamente a tipos graníticos.

El intervalo de emplazamiento y de deformación de estos granitos es muy amplio, encontrándose desde macizos afectados por la segunda fase hercínica a otros que no presentan prácticamente deformación. En este grupo están incluidos los Macizos de La Coruña (Orro), Friol, Espenuca, Hombreiro, Sarria, Palas de Rey, Golada, Román, La Estrada y Fontao.

Los granitos tardíos son prácticamente equivalentes con los granitos con biotita dominante en macizos circunscritos de TEX (1966) y a las granodioritas tardías de CAPDEVILA & FLOOR (1970). Su composición varía entre tipos graníticos y granodioríticos y su emplazamiento se produce con posterioridad a la tercera fase de deformación hercínica.

GONZALEZ LODEIRO et al. (1984), en la Hoja de Santiago de Compostela (7), distinguen además de los tipos anteriores un grupo de granitos muy moscovíticos y otro de granitoides inhomogéneos.

Los granitos muy moscovíticos corresponden a pequeños afloramientos leucograníticos que presentan características transicionales con los granitos de dos micas, de los que se diferencian exclusivamente por un mayor grado de deformación y por el fuerte predominio de la moscovita que puede llegar a ser el único mineral micáceo.

Los granitoides inhomogéneos coinciden esencialmente con el grupo de los granitos de anatexia de TEX (1966). Se incluye en este grupo a unidades con una fuerte heterogeneidad y que presentan características que varían entre las diatexitas y los granitoides anatéticos autóctonos. Estas rocas a nivel de afloramiento presentan un carácter heterogéneo con frecuentes enclaves y restitas.

BASTIDA et al. (1984) en la Hoja 1:200.000 de La Coruña (1), realizan la clasificación de los granitos de acuerdo con los esquemas de CAPDEVILA (1969) distinguiendo un grupo de granitoides de dos micas con tendencia alcalina y otro de granitoides con tendencia calcoalcalina y biotita dominante.

En el primer grupo pueden distinguirse en esta hoja dos tipos que corresponden a los granitos de dos micas y a los granitos de dos micas con megacrístales.

Dentro de los granitos con tendencia calcoalcalina y biotita dominante se han incluido las granodioritas precoces en macizos alargados y las granodioritas tardías en macizos circunscritos. Estos autores ponen de manifiesto que esta subdivisión resulta problemática ya que implica la existencia de dos únicas épocas de emplazamiento para estos granitoides, hecho sobre el que manifiestan sus reservas y por tanto se inclinan a favor de la definición de un único grupo de granitoides calcoalcalinos con distinta intensidad de deformación.

La clasificación de los afloramientos graníticos existentes en las hojas geológicas 1:200.000 de La Coruña (1), Santiago de Compostela (7) y Lugo (8) de acuerdo a sus respectivos autores, se encuentra esquematizada en el Cuadro I.

## CUADRO I

### Clasificación asignada a los afloramientos graníticos en las hojas 1:200.000

HOJA DE LUGO (N.º 8)	HOJA DE SANTIAGO DE COMPOSTELA (N.º 7)	HOJA DE LA CORUÑA (N.º 1)
<p><b>Granitoides precoces</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Chantada-Taboada</li> <li>— La Coruña</li> <li>— Puebla de Parga</li> <li>— Santa Eulalia de Pena</li> <li>— Puebla de San Julián</li> </ul>	<p><b>Granitorides precoces</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Granodiorita de Bayo</li> <li>— Granodiorita de Negreira</li> <li>— Granodiorita de La Coruña</li> <li>— Granito de Finisterre</li> </ul>	<p><b>Granitoides con tendencia calcoalcalina y biotita dominante deformados</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Granodioritas de La Coruña-El Ferrol</li> <li>— Granodioritas de Puenteume-Valdoviño</li> <li>— Granodiorita de Vivero</li> </ul>
<p><b>Granitos de dos micas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— La Coruña</li> <li>— Friol</li> <li>— Espenuca</li> <li>— Hombreiro</li> <li>— Sarriá</li> <li>— Pallas de Rey</li> <li>— La Golada</li> <li>— Román</li> <li>— La Estrada</li> <li>— Fontao</li> </ul>	<p><b>Granitos de dos micas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Granito tipo Gandara</li> <li>— Granitos tipo Lage-Dumbria-Barbanza</li> <li>— Granitos tipo Muros-Padrón</li> <li>— Granito de Banza</li> <li>— Granito de Barbeito</li> <li>— Granito de Monte Neme</li> <li>— Granito de Pico de Meda</li> <li>— Granito de Vilarcloa</li> <li>— Granito tipo Niñáns</li> <li>— Granito tipo Carnés</li> <li>— Granito de La Ruña</li> <li>— Granito de Muxía</li> <li>— Granito de Vilardoa</li> <li>— Granito de Varilongo</li> <li>— Granito tipo Santiago</li> </ul>	<p><b>Granitoides de dos micas con tendencia alcalina</b></p> <p>A) <b>Granitos de dos micas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Leucogranitos de La Coruña</li> <li>— Granito de La Espenuca</li> <li>— Granito de El Barquero</li> <li>— Granito de Muros</li> <li>— Granito de San Ciprián</li> <li>— Granito de Penedo Gordo</li> <li>— Granito de Monseiban</li> </ul> <p>B) <b>Granitos de dos micas con megacrístales</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Granito de Forgoselo</li> </ul>
	<p><b>Granitoides inhomogéneos</b></p> <p><b>Granitos muy moscovíticos</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Granito de Monteagudo</li> <li>— Granito de Tremouzo</li> </ul>	
<p><b>Granitos tardíos</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Lugo</li> <li>— Castroverde</li> <li>— Neira</li> </ul>	<p><b>Granitos postcinemáticos</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Granito de Traba</li> <li>— Granito de El Pindo</li> <li>— Granito de Pando</li> <li>— Granito de Confurco</li> </ul>	<p><b>Granitoides con tendencia calcoalcalina y biotita dominante poco o nada deformados</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Macizo de La Tojiza</li> <li>— Macizo de Estaca de Bares</li> <li>— Granodioritas de Cabo Prior</li> </ul>

## 2. CRITICAS A LAS CLASIFICACIONES EXISTENTES. CLASIFICACION PROPUESTA

Una gran parte de los estudios y clasificaciones recientes de las rocas graníticas en el ámbito considerado, tienen como base los trabajos de CAPDEVILA (1969) y CAPDEVILA & FLOOR (1970). Posteriormente, CAPDEVILA et al. (1973) proponen un esquema petrográfico y clasificatorio generalizable a todos los granitoides del Macizo Hespérico que apenas introduce modificaciones sobre los criterios de caracterización de los granitoides del noroeste de España.

En los trabajos referidos se establecen dos series plutónicas principales. Una es la «Serie de los granitos de carácter alcalino y aluminico» y está constituida por los granitos de dos micas. La otra es la «Serie de los granitoides calcoalcalinos», y a ella pertenecen los granitoides predominantemente biotíticos y las rocas básicas. Estas series a su vez se subdividen en los siguientes grupos graníticos:

Serie de los granitos alcalinos.	{	Granitos de anatexia autóctonos. Granitos de dos micas s.s. Granitos de dos micas con megacristales.
Serie de los granitoides calcoalcalinos.	{	Granodioritas precoces con megacristales y precursores básicos. Granodioritas tardías.

Esta clasificación se relaciona estrechamente con una interpretación petrogenética, según la cual las dos series serían de un origen bastante contrastado. Así, los granitos de la serie alcalina de dos micas se habrían formado a partir de magmas originados por procesos de anatexia íntimamente asociados a un metamorfismo regional, en niveles crustales relativamente someros, a temperaturas moderadas y bajo condiciones húmedas. Los granitoides de la serie calcoalcalina con biotita dominante se ha-



brían formado a partir de magmas originados a mayores profundidades que los de la serie anterior, no estando su génesis claramente relacionada con el metamorfismo regional.

Esto conlleva problemas serios ya que varias unidades y complejos zonados o anulares que muy posiblemente representan unidades genéticas, estarían compuestos por granitoides tanto de una como de otra serie, lo que resulta inverosímil desde la óptica de esta clasificación. Por tanto, aunque hay un considerable número de unidades plutónicas que pueden ser asignadas con relativa claridad a estos grupos, existe también un cierto número de plutones que plantean problemas al intentar establecer su clasificación según estos esquemas.

Dentro de la «Serie Calcoalcalina», en el grupo de las «Granodioritas Precoces», se presentan problemas en la tipificación de algunos macizos graníticos, incluso en los estudiados inicialmente por CAPDEVILA (1969). Así, en el Macizo de Puebla de Parga, se observa que a pesar del predominio de la biotita en las facies más características, la presencia de moscovita es generalizada en todas las rocas. Asimismo, la extensión cartográfica de este macizo ha tenido que ser disminuida debido a que en parte de las zonas periféricas según la cartografía previa, las rocas son unos granitos de dos micas completamente asimilables a las rocas de grano más grueso del Conjunto granítico de Friol, a las que pasan gradualmente.

Según CAPDEVILA (1969), la presencia de moscovita en las rocas del Macizo de Puebla de Parga sería debida a una moscovitización inducida por la intrusión de los granitos de dos micas del Conjunto granítico de Friol. No obstante, en caso de que una intrusión produjera una moscovitización tan importante sobre un cuerpo plutónico previamente emplazado y consolidado, serían de esperar otra serie de cambios tales como transformaciones degradatorias sobre la biotita y las plagioclasas, que de hecho no se observan en la realidad. Tampoco se aprecia en el estudio microscópico de estos granitos ninguna característica que indique que la moscovita sea debida a transformaciones inducidas por causas exógenas, ni ningún tipo de cambios texturales o recristalizaciones que pudieran estar asociados con la intrusión de los granitos de dos micas.

Como ya se indica en el estudio individualizado de estos macizos, las relaciones de contacto observadas entre los granitoides «biotíticos» y las facies de grano más grueso de los granitos de dos micas son de carácter gradual y, con frecuencia a través de unas facies intermedias. Estas relaciones podrían indicar por una parte la posibilidad de una hibridación entre granitoides que hubieran entrado en contacto en un momento en que no estuvieran aún consolidados. Este hecho posibilitaría un cierto grado de entremezcla y la formación de unas facies transicionales híbridas. Al mismo tiempo, el aporte de agua y de materiales volátiles por parte del magma correspondiente a los granitos de dos micas incrementaría la presión parcial de estos componentes en el magma «biotítico», posibilitando la cristalización de moscovita en unas condiciones similares a las de los granitos de dos micas, sin tener que recurrir a procesos de moscovitización metasomáticos.

No obstante, con los datos existentes no puede rechazarse la posibilidad de que

los granitos de dos micas tengan una relación más estrecha con los granitoides biotíticos, formando parte con éstos de una unidad plutónica compleja. Esta última posibilidad, que tanto las observaciones macroscópicas como microscópicas no permiten descartar, plantea un serio problema al esquema propuesto por los autores considerados para la génesis de las rocas de las dos series graníticas.

Otra de las características «típicas» de los granitoides de la «Serie Calcoalcalina» como es la presencia de enclaves y precursores básicos, resulta de dudosa utilidad en este caso ya que en las rocas del Conjunto granítico de Friol también se encuentran enclaves de esta naturaleza. Este hecho ya se pone de manifiesto en el esquema que presenta CAPDEVILA (1969) sobre la distribución de los precursores básicos. En este esquema se observa que el stock tonalítico de Montecelos queda incluido en el extremo meridional del Conjunto granítico de Friol.

Dentro del grupo de las «Granodioritas Precoces» también se presentan serios problemas con el Macizo de «Puebla de San Julián». Este macizo ha sido eliminado como unidad petrológica en el presente trabajo, debido a que parte de las rocas de su extremo occidental forman parte del Macizo postectónico de Neira, mientras que los granitos de la zona oriental constituyen un plutón zonado de granitos de dos micas (Macizo de San Juan de Muro).

Teniendo en cuenta los hechos previamente mencionados, así como las peculiaridades petrológicas de algunas facies de otros macizos de este grupo (facies de granitos con granate del Macizo de Santa Eulalia de Pena, facies con dos micas en los macizos de Chantada-Taboada, Meabía, Castrillón y La Silva), quedan claramente de manifiesto las dificultades existentes para lograr una caracterización precisa de este grupo petrológico a partir de las observaciones iniciales de CAPDEVILA (1969), ya que el estudio de estos macizos introduce elementos equívocos o confusos a la hora de definir sus características.

Dentro del grupo de las «Granodioritas Tardías» también se encuentran problemas en cuanto a su caracterización, aunque en este grupo las dificultades son de menor entidad.

CAPDEVILA (1969) destaca la importancia de la ausencia de moscovita en estas granodioritas. No obstante, incluso dentro de los macizos estudiados inicialmente por este autor, como por ejemplo en la zona oriental del Macizo de Neira, se localizan facies muy diferenciadas y leucocráticas, que en algunos casos presentan una notable abundancia de moscovita. También se encuentran facies diferenciadas con moscovita en la zona oriental del Macizo de Lugo.

Fuera del conjunto de los plutones estudiados por CAPDEVILA, existen también numerosos plutones postectónicos con facies de dos micas, tales como los Macizos de La Tojiza, El Pindo, El Confurco, Boal, Los Ancares, Fontao, Carboeiro.

Otro problema, si bien de menor entidad, estriba en la asignación del término «granodiorita» a las rocas de este grupo. Esta denominación se arrastra debido a la utilización por parte de CAPDEVILA de la clasificación de JOHANNSEN (1932). No obstante, siguiendo los criterios de clasificación de la I.U.G.S. (1973), la gran mayoría de

estas rocas son términos graníticos, encontrándose en proporciones muy subordinadas los términos granodioríticos o más básicos. Esta misma objeción se presenta también al considerar el grupo de las «Granodioritas Precoces» en el que también son frecuentes los términos graníticos. Este problema ha sido puesto de manifiesto previamente por BARRERA et al. (1982) y también ha sido tenido en cuenta en la realización de las hojas geológicas a escala 1:200.000 de Lugo, Santiago de Compostela y La Coruña en las que se han eliminado los términos «Granodioritas Precoces» y «Granodioritas Tardías» en la denominación de las rocas de estos grupos.

Dentro de las series de los «Granitos Alcalinos» otro problema surge con los granitos de dos micas porfídicas (Granitoides G<sub>3</sub>) de CAPDEVILA (1969) y CAPDEVILA & FLOOR (1970). Estos autores incluyen en este grupo una serie de plutones que en algunos casos tienen características que resultan relativamente dispares.

Así, figuran clasificados en este grupo macizos postectónicos como los de El Concurro, Boal y Forgoselo y macizos afectados por las deformaciones de la tercera fase hercínica como el de La Ruña, considerándose inicialmente por parte de CAPDEVILA (1969) que los Macizos de Mugía, Varilongo y Finisterre podían asociarse a este tipo.

Este grupo de granitos carece en realidad de coherencia y significado y en él se han venido incluyendo una serie de macizos que presentan características problemáticas y transicionales entre las de los granitos de dos micas y las de las granodioritas tardías. Por otra parte, la presencia de porfidismo no puede ser utilizada como un criterio de discriminación, ya que es posible encontrar facies porfídicas dentro de unidades consideradas clásicamente como asociadas al grupo de los «Granitos de dos micas» (Granitos G<sub>2</sub>), como los Macizos de San Ciprián, Espenuca, los Conjuntos graníticos de Santiago y de Golada-Palas de Rey y las Alineaciones graníticas de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda.

El grupo de los «Granitos Alcalinos de dos micas s.s.» tal y como es definido inicialmente, impone una serie de restricciones que resultan demasiado limitativas cuando se contempla todo el espectro de estos granitos. Así, por ejemplo, bajo el punto de vista textural, quedarían excluidos de este grupo las facies porfídicas, ya que el porfidismo dentro de la «Serie Alcalina» quedaría prácticamente restringido al grupo de los granitoides G<sub>3</sub>.

Por otra parte, se ha venido considerando que los efectos de los granitos de dos micas sobre los materiales encajantes se limitaban a producir unas ligeras transformaciones metasomáticas y retrogradaciones, no llegando nunca a ocasionar metamorfismo de contacto. Por el contrario, en el curso de este trabajo se ha podido detectar la blastesis de andalucita en las aureolas de macizos de granitos de este tipo (Hombreiro, Espenuca, Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza) además de recristalizaciones de menor temperatura, tales como blastesis de moscovita y biotita.

Otros problemas que surgen con respecto a algunos de estos plutones vienen determinados por sus relaciones con cuerpos de las «Granodioritas Precoces». Uno de estos casos los constituye el Conjunto granítico de Friol y el Macizo de Puebla de Parga, que como se ha indicado previamente presentan relaciones transicionales.

También, aunque con distintas relaciones de contacto, se encuentran asociacio-

nes entre el granitoide predominantemente biotítico del Macizo de La Silva y el granito moscovítico-biotítico del Macizo de Orro, constituyendo este último el núcleo del cuerpo septentrional del complejo de La Coruña. Si bien en este caso las relaciones de contacto entre ambos son de carácter nítido, la geometría y las características de la asociación sugieren la posibilidad de que estas unidades formen parte de un complejo plutónico, con relaciones genéticas entre ellas.

También se encuentran masas considerables de granitoides con dos micas asociadas a la «Granodiorita Precoz» de El Ferrol.

Como ya se ha visto previamente, esta asociación entre granitos de dos micas y rocas de la «Serie Calcoalcalina» no se restringe al grupo de las «Granodioritas Precoces», encontrándose también estas asociaciones en el caso de las «Granodioritas Tardías».

Por otra parte, también se encuentran casos, como el Plutón de Boal, que presenta características típicas de la «Serie Calcoalcalina» tales como la presencia de enclaves microgranudos tonalíticos, asociación con diques de pórfido, zonación intensa de las plagioclasas y presencia de texturas de Frasl en los megacristales de feldespato y a su vez tiene características típicas de la «Serie Alcalina», como son la abundancia de moscovita, la presencia de topacio, granate y turmalina como minerales accesorios y la relación con mineralizaciones de wolframio.

Toda esta serie de observaciones plantea dudas en cuanto a la independencia genética de algunos tipos de granitos de dos micas con respecto a los granitoides de la «Serie Calcoalcalina» y en cuanto a la representatividad de algunos de los criterios de discriminación considerados.

El grupo de los granitoides alcalinos de anatexia autóctonos no presenta en cuanto a la definición de sus características ningún problema de trascendencia. Únicamente pueden plantearse problemas a nivel de si en realidad son en ocasiones el producto de una anatexia in situ, o son el resultado de una entremezcla de materiales graníticos de origen más profundo emplazados en niveles catazonales y entremezclados con los productos migmatíticos autóctonos. Esta entremezcla estaría favorecida por el hecho de que los mismos granitos intrusivos aportarían energía térmica y materiales volátiles, con lo que se favorece un aumento de las proporciones de fusión de los materiales catazonales encajantes. De hecho, estos procesos de mezcla con aporte de granitos más profundos deben ser bastante generalizados, ya que con frecuencia los materiales afectados por la migmatización, no tienen en virtud de su composición capacidad de generar las cantidades de fundidos graníticos presentes en las áreas de afloramiento de este conjunto inhomogéneo.

Por otro lado, las características petrográficas microscópicas, con la excepción de las que se refieren a deformaciones dúctiles y recristalizaciones (dinámicas), resultan tener muy poco valor discriminatorio. Ello guarda relación con el hecho de que estas características son principalmente una función de la composición del granitoide. Como ejemplo se puede citar la composición de la plagioclasa y su zonado; la presencia de moscovita magmática, de accesorios como la allanita y productos de transformación como la prehnita, epidota, clinozoisita, piamontita; la presencia y desarrollo de mirme-

quitas; la presencia de minerales como piroxeno, anfíbol, albita (An 5-0) primaria, topacio, berilo, eosforita-childrenita (?), etc. Un ejemplo sobre este problema nos lo suministran los granitos albitico (holo) moscovíticos de tipo muy evolucionado, que pueden aparecer asociados a los tres grupos. En el primer grupo, por ejemplo, están íntimamente asociados a los granitos moscovítico-biotíticos de la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza, formando a veces masas hectométrico-kilométricas (alrededores de Porto do Son: X 499.700, Y 4.730.500). En el Grupo II aparecen como facies muy evolucionadas del Macizo de Varilongo (Endogranito) y del complejo de La Coruña (Conjunto granítico de Monticaño) y en el Grupo III asociados a los Macizos de Fontao y Carboeiro (endogranitos) o en el borde del Macizo de El Confurco, Campo de Agua, Los Ancares, etc.

Estos granitos, independientemente de los grupos a los que están asociados son completamente similares en todas las características referentes al hábito y composición de la plagioclasa y en el bajo contenido en apatito, que se presenta en cristales marcadamente isométricos. También pueden parecerse hasta en detalles, como, por ejemplo, la presencia del mineral eosforita-childrenita (?) en los granitos albitico-moscovíticos de Porto do Son (Grupo I), del Macizo de Tremuzo (Grupo I) y del Conjunto granítico de Monticaño (Grupo II), demostrando de manera muy clara que ni siquiera un rasgo mineralógico aparentemente tan característico como la presencia de minerales relativamente raros, puede ser usado como criterio para diferenciar los grupos. Este hecho es una mera consecuencia de la repetición de ciertos tipos de granitos en distintos grupos o series.

Otras características, como el aparente orden de cristalización, tipología y desarrollo de las perfitas, definición del maclado en enrejado del feldespato potásico, triclinicidad del mismo y sustituciones subsólidas (microclinización, albitización, moscovitización, cloritización) resultan ser muy parecidas en la gran mayoría de las facies fundamentales de las distintas unidades y tienen escaso o nulo valor discriminatorio para la distinción de los grupos.

Teniendo en cuenta estos hechos, sería perfectamente viable realizar una petrografía generalizada válida para gran parte de las facies fundamentales de las distintas unidades, necesitando sólo la petrografía de los términos más básicos o muy ácidos observaciones adicionales de cierta importancia.

Toda la serie de observaciones realizadas previamente pone de manifiesto que al menos en algunos aspectos fundamentales es necesario realizar modificaciones en los esquemas y criterios de clasificación vigentes, ya que con ellos se llega en ocasiones a resultados ambiguos o contradictorios que incluso trascienden al modelo genético propuesto.

Dada esta problemática, en el presente trabajo se ha optado por realizar una clasificación en la que no se consideran como base de partida cuestiones relativas a la génesis de estos granitoides. En ella se han utilizado exclusivamente como criterios de clasificación las relaciones de los plutones con respecto a las fases de deformación principales hercínicas, el nivel de emplazamiento y las características petrológico-mi-

neralógicas más elementales de las facies predominantes en estos plutones. Con base en estas premisas se ha establecido la siguiente clasificación:

Clasificación propuesta para los granitoides del área estudiada		
GRANITOIDES SINCINEMATICOS	EMPLAZAMIENTO RELATIVAMENTE PROFUNDO (GRUPO I)	Dos micas Inhomogéneos Biotíticos
	EMPLAZAMIENTO SOMERO (GRUPO II)	
GRANITOIDES POSTCINEMATICOS	EMPLAZAMIENTO SOMERO (GRUPO III)	Dos micas Biotíticos Biotítico-anfibólicos

Estos grupos no representan más que un esquema simplificado del espectro granítico existente y carecen en principio de cualquier tipo de implicaciones genéticas. Como es lógico, y a pesar de las críticas a los esquemas preexistentes, esta clasificación presenta aspectos coincidentes con aquéllos, si bien varía el criterio de agrupación, el significado de estos grupos y su nomenclatura.

Esta clasificación tiene cierto significado cronológico, que por una parte viene determinado por la relación de las unidades respecto a la tercera fase de deformación hercínica. Sin embargo, la edad absoluta de esta fase, su duración y contemporaneidad a través de la zona estudiada son problemáticas y, como se expone en el capítulo 4 de este informe, es poco probable que en toda la anchura de la zona estudiada la D<sub>3</sub> se haya manifestado en el mismo momento. El valor cronológico de una datación de los granitoides respecto a esta fase debe considerarse, pues, como no demasiado importante. A esto contribuye, además, el hecho de que esta fase de deformación se manifiesta de manera discontinua, con lo que es posible que un macizo pre o sin-D<sub>3</sub> no muestre señales de deformación causada por la misma, como en el caso del Conjunto granítico de Siador y, posiblemente en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas. Por otra parte, existe en principio un orden de sucesión en el tiempo desde el Grupo I al Grupo III, como se puede deducir de las relaciones de campo entre las distintas unidades.

Esta clasificación, asimismo, tiene una serie de problemas y limitaciones, entre las que se encuentra como una de las principales el no asignar una ubicación precisa a unidades plutónicas complejas, en las subdivisiones establecidas.

Esta limitación nace del hecho de que aún es necesario establecer con certeza si los diferentes miembros que forman parte de estos «complejos» son realmente de carácter cogenético. Dadas las circunstancias actuales, los autores de este estudio consideran que resulta más adecuado mantener estas limitaciones que inducir a posibles errores con una clasificación en la que se introduzcan elementos equívocos.

También, y al igual que en las otras clasificaciones, se encuentran unidades plutónicas cuyas características resultan problemáticas, no pudiéndose realizar con certeza su clasificación en los grupos establecidos. Este es el caso del Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas, cuyas relaciones de campo con la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza son complejas, y los Macizos de Mugía y Finisterre, enclavados en el conjunto previamente mencionado.

Por otra parte, se observa cierta continuidad petrográfica en los tres grupos. Así el Grupo II, por ejemplo, posee rasgos que, hasta cierto punto, son intermedios entre los de los Grupos I y III, estando en él menos desarrollados los caracteres de emplazamiento relativamente somero que en el Grupo III y más que en el Grupo I (ver apartado 3.2). La diferencia entre los Grupos II y III podría ser de poca envergadura y de carácter no fundamental. El Macizo de Varilongo ofrece en este aspecto un ejemplo ilustrativo, presentándose como un auténtico eslabón de conexión entre los Grupos I y III. Los granitos que lo componen están ligera pero innegablemente afectados por una deformación penetrativa asimilable a la  $D_3$  y el cuerpo está claramente alargado paralelamente a las estructuras hercínicas regionales del área en que se encuentra situado. Según NESEN (1981), el cizallamiento, aunque ya en sus etapas postreras, ha condicionado tanto la configuración externa del macizo como la interna del endogrinito, y el macizo debe ser considerado como tardi-sincinemático con la  $D_3$ . Asimismo, muestra una gran semejanza con el Macizo de Fontao, clasificado como perteneciente al Grupo III, que se manifiesta hasta en detalles como, por ejemplo, en la presencia de un stokscheider y en el tipo de mineralizaciones. La clasificación de las unidades en los Grupos II y III podría, por tanto, sólo reflejar un desfase en el momento de su intrusión respecto al cizallamiento de la  $D_3$ , pero dada la incertidumbre sobre el carácter petrológicamente homogéneo de los grupos, tampoco se puede dar al ejemplo un significado mayor.

A la luz de lo anteriormente señalado es posible preguntarse si las manifestaciones magmáticas de índole ácida que en el área estudiada se produjeron durante la Orogenia Hercinia, no podrían formar parte de una actividad magmática más o menos continua durante este período. A falta de más datos geocronológicos, isotópicos y geoquímicos, esta pregunta aún no puede ser contestada, pero sí se puede señalar que la sugerencia acerca de la existencia de tal continuidad no puede ser rechazada a priori, como indican los datos geocronológicos sobre granitos del noroeste del Macizo Hespérico (SCHERMERHORN 1981 b, PRIEM & TEX 1984).

Según datos obtenidos o recopilados por estos autores, sería posible reconocer tres grupos de granitoides, correspondientes a edades de 330-320 m.a., 310-300 m.a. (PRIEM & TEX) o 305-290 (SCHERMERHORN), y 290-280 m.a., respectivamente. SCHERMERHORN sugiere incluso que es probable que resulten más grupos cuando se disponga de más datos fiables.

Si se toma en consideración el error de las determinaciones radiométricas de las edades, que fácilmente llega a un valor de  $\pm 7$  m.a., está claro que el valor de estos grupos puede ser simplemente estadístico. Dado el número relativamente pequeño de las determinaciones fiables disponibles en este momento, este valor tampoco es muy

grande, sugiriendo estos datos que el magmatismo granitoide hercínico tiene más bien un carácter continuo en un período de entre 330 m.a. y 280 m.a., sin que sea posible distinguir grupos de granitos bien separados en el tiempo.

PRIEM & TEX (1984) observan que no se aprecia una relación entre las edades isotópicas y las características químicas de los granitoides y que todos están caracterizados por altos valores de  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  (0.706-0.720), inclusive en el caso de una granodiorita con hornblenda.

Por último, conviene señalar que el presente estudio indica que las mineralizaciones más importantes de Sn, W y Mo pueden relacionarse con más razón con las unidades de los Grupos II y III que con las del Grupo I. Según la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR (1970) serían especialmente las unidades que en el presente estudio han sido agrupadas en el Subgrupo IA las que estarían relacionadas con las mineralizaciones. Se produce, pues, un acercamiento a las ideas existentes sobre las relaciones entre granitoides hercínicos y mineralizaciones en el norte de Portugal, donde se relacionan las últimas con la serie de los «Younger Granites» (WESTERVELD 1956, THADEU 1977, SCHERMERHORN 1981 a).



### **3. CARACTERIZACION Y CLASIFICACION PETROLOGICA DE LOS GRANITOIDES HERCINICOS**

#### **3.0. INTRODUCCION**

A continuación se exponen brevemente las características petrográficas y petrológicas de las unidades de granitoides reconocidas en el área de estudio, que son reunidas en tres grupos. En el Cuadro II se incluye la relación de los cuerpos graníticos estudiados dentro de la clasificación propuesta.

El grupo de los granitoides sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo (Grupo I), se encuentra dividido en tres subgrupos, y en él se incluyen gran parte de los «granitos alcalinos de dos micas», los «granitos de anatexia autóctonos» y parte de las «granodioritas precoces» de las clasificaciones previas.

Este conjunto de unidades plutónicas se caracteriza por encontrarse afectado por las deformaciones de al menos una de las fases tectónicas principales de la Orogenia Hercínica y por realizarse su emplazamiento en condiciones relativamente profundas, asimilables a las de tipos plutónicos meso-catazonales en el sentido de BUDDINGTON (1959). No obstante, aunque con carácter restringido, puede observarse que alguno de estos plutones puede estar parcialmente emplazado en materiales epizonales (Macizo de Chantada-Taboada).

En el subgrupo de los granitos de dos micas se incluyen los antiguos «granitos alcalinos de dos micas» y en el subgrupo de los granitoides biotíticos figuran parte de las «granodioritas precoces».

El grupo de los «granitos de dos micas con megacristales» de CAPDEVILA (1969) no tiene representación en esta clasificación, debido a su carencia de significado.

El subgrupo de los granitoides inhomogéneos incluye a los granitoides anatécicos autóctonos y parautóctonos. En este subgrupo se integran conjuntos complejos de

entremezcla de granitoides, metasedimentos y ortogneises más o menos migmatizados.

Todos estos plutones constituyen masas irregulares o alargadas según las estructuras regionales, subconcordantes y mal circunscritas que frecuentemente tienden a formar un sistema complejo de intrusiones en el conjunto encajante. Asimismo estos plutones por lo general no desarrollan facies marginales de enfriamiento. En algunos casos resulta complicado el determinar de forma precisa los contactos de estas unidades frente a las formaciones encajantes de alto grado, lo que se corresponde con una cierta coincidencia temporal entre su emplazamiento y los eventos metamórficos regionales. Este hecho es especialmente destacado en el caso de los granitoides inhomogéneos que a su vez pueden presentar tránsitos completamente graduales a algunos macizos de granitos de dos micas.

El grupo de los granitoides sincinemáticos de emplazamiento somero (Grupo II), reúne a una serie de unidades de tipología petrológica variada, pero que tienen en común una serie de caracteres que evidencian que se trata de intrusiones poco profundas en condiciones epizonales, independientemente del grado de metamorfismo regional de los materiales encajantes. En general, se trata de plutones bien circunscritos, de tamaño moderado y con contactos netos y bien delimitados con los materiales encajantes. Estas unidades plutónicas suelen presentar por lo general afloramientos de formas elipsoidales o subredondeadas, con elongaciones en general concordantes con las estructuras regionales, aunque no tienen un control estructural tan marcado como las rocas del grupo anterior. Un caso ilustrativo sobre discordancia parcial con las estructuras regionales se encuentra representado por el Macizo de La Ruña.

Bajo el punto de vista petrológico en este grupo se incluyen términos que fluctúan desde granodioritas biotíticas a granitos de dos micas, siendo frecuente encontrar variaciones de facies dentro de un mismo macizo. Estas variaciones en algunos casos presentan tendencia a definir una zonación más o menos acusada. No es raro encontrar en estos plutones la presencia de facies marginales con texturas de enfriamiento rápido, y aunque este tipo de facies es cuantitativamente muy poco importante y carente de continuidad, resulta un claro indicador de condiciones de emplazamiento epizonales, con un acusado contraste térmico frente a los materiales encajantes. También en estos macizos, es posible la observación de una serie de características tales como la presencia de facies con coloración rosada de los feldespatos y presencia de fenómenos de episientización en relación con algunas fracturas, que son muy poco frecuentes en los granitoides sincinemáticos de emplazamiento más profundo, y la existencia de diques de pórfidos genéticamente asociados con ellos.

Con respecto a las deformaciones, estas unidades plutónicas están siempre afectadas en distinto grado por las estructuras asociadas a los cizallamientos de la tercera fase hercínica, encontrándose, dependiendo de las unidades plutónicas y las zonas, desde tipos con apariencia ortogneísica hasta otros muy débilmente deformados.

Las características de este grupo plutónico son en parte transicionales entre las del grupo de granitoides sincinemáticos más profundos y las de los tipos postcinemáticos de emplazamiento somero. Este hecho ha determinado en gran parte que varios

## CUADRO II

### Relación de los cuerpos graníticos estudiados

SINCINEMATICOS DE EMPLAZAMIENTO RELATIVAMENTE PROFUNDO (GRUPO I)	SINCINEMATICOS DE EMPLAZAMIENTO SOMERO (GRUPO II)
<p><b>Granitos de dos micas</b></p> <p>Macizo de San Ciprián            Conjunto granítico de El Barquero-Amoa            Macizo de Muras            Macizo de Monseibán            Macizo de Román            Macizo de Hombreiro            Macizo de Sarria            Macizo de San Juan de Muro            Conjunto granítico de Friol:              Facies común              Facies Mariz            Macizo de Espenuca            Conjunto granítico de Golada-Palas de Rey            Macizo de Vilardoa            Conjunto granítico de Santiago            Conjunto granítico de Padrón:              Facies común              Facies Niñans              Facies Gándara            Conjunto granítico de Siador            Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda:              Sector Barbeito              Macizo de Monteagudo              Sector Monte Neme              Sector Pico de Meda            Macizo de Banza            Alimentación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza:              Sector Lage              Sector Dumbria              Sector Muros-Barbanza:                Facies comunes                Macizo de Tremuzo</p> <p><b>Granitoides inhomogéneos</b></p> <p>Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada            Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito            Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas</p> <p><b>Granitoides biotíticos</b></p> <p>Conjunto plutónico de Vivero            Conjunto granítico del Gistral            Macizo de Santa Eulalia de Pena            Macizo de Puebla de Parga            Macizo de Chantada-Taboada            Macizo de Meabia            Macizo de Negreira            Macizo de Bayo            Macizo de Mugia            Macizo de Finisterre</p>	<p>Macizo de Penedo Gordo            Macizo de El Ferrol            Macizo de Cabo Prior            Complejo granítico de La Coruña:              Macizo de Orro              Conjunto granítico de Monticaño              Macizo de La Silva:                Facies comunes                Conjunto plutónico de Freon            Macizo de Varilongo            Conjunto granítico de Vilardoa            Macizos de Fontao y Carboeiro            Conjunto granítico de Carnes            Macizo de La Ruña</p> <p><b>POSTCINEMATICOS DE EMPLAZAMIENTO SOMERO (GRUPO III)</b></p> <p><b>Granitos de dos micas</b></p> <p>Macizo de Boal            Macizo de El Pato            Macizo de Los Ancares            Macizo de Campo del Agua            Macizo de Forgoselo            Macizo de El Confurco</p> <p><b>Granitoides biotíticos</b></p> <p>Macizo de Tojiza            Macizo de Lugo            Macizo de Castroverde            Macizo de Neira:              Facies común              Facies Monte Albaredo            Macizo de Traba            Macizo de El Pindo            Macizo de Pando</p> <p><b>Granitoides biotíticos-anfibólicos</b></p> <p>Conjunto plutónico de Tapia-Salave            Macizo de Estaca de Bares</p>

de los plutones incluidos en él hayan sido objeto de clasificaciones muy dispares. Así por ejemplo, el Macizo de Penedo Gordo ha sido considerado previamente como granodiorita tardía o como granito de dos micas de tendencia alcalina, y los Macizos de El Ferrol y Cabo Prior se han clasificado indistintamente como «Granodioritas Precoces» o como «Granodioritas Tardías».

Todo el conjunto de características de estas unidades lleva a pensar en la posibilidad de que representen una serie de pulsos intrusivos, localizados a «grosso-modo» en una etapa intermedia en la orogenia, con respecto a los otros dos grupos plutónicos establecidos. Así, nunca se observan en estas unidades fenómenos de interrelaciones con la migmatización regional como los que se observan en los granitoides inhomogéneos, en algunos de los granitos de dos micas de emplazamiento más profundo (macizo de San Ciprián, Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza) o en alguno de los granitoides biotíticos más profundos (macizo de Negreira, Conjunto plutónico de Vivero).

Las relaciones de estos granitoides con la deformación son muy variables y dispares, y por este motivo las observaciones anteriores sobre un posible carácter más tardío frente a los granitoides de emplazamiento más profundo no pueden tenerse en cuenta más que con carácter orientativo, ya que se carece de datos cronológicos fiables.

Otro punto de interés a la hora de caracterizar a estos granitoides estriba en que en este grupo se encuentran incluidos desde tipos biotíticos claramente identificables con las rocas de la «Serie Calcoalcalina», como el Macizo de La Silva, a tipos de dos micas de la «Serie Alcalina», como los Macizos de La Ruña y de Varilongo, pasando por tipos de características intermedias como los Macizos de Penedo Gordo y El Ferrol.

El grupo de los granitoides postcinemáticos de emplazamiento somero (Grupo III), incluye una amplia variedad de plutones graníticos que tienen unas características que evidencian que se trata de intrusiones que cortan a todas las estructuras de las fases principales de la Orogenia Hercínica. Los plutones de este grupo, bajo el punto de vista petrológico, tienen una notable variabilidad, pudiendo esta variabilidad manifestarse incluso a la escala de una misma unidad plutónica en forma de una distribución de facies zonal o compleja. Composicionalmente, se encuentran desde tipos cuarzdioríticos o excepcionalmente gabroides, que son muy escasos, a tipos granítico-granodioríticos, que son los más comunes. Con respecto a la mineralogía fundamental no cuarzofeldespática, se encuentran desde variedades de dos micas a biotítico-anfibólicas, e incluso con piroxeno.

En estos plutones pueden encontrarse facies marginales de enfriamiento, facies rosadas, episienitizaciones y diques de pórfido asociados.

En función de la composición mineralógica principal se han distinguido tres subgrupos: Granitoides de dos micas, granitoides biotíticos y granitoides biotítico-anfibólicos. Como puede observarse, en este grupo además de las granodioritas tardías de CAPDEVILA (1969) y CAPDEVILA & FLOOR (1970), se han incluido los granitos de dos micas con megacristales (granitos  $G_3$ ), de estos mismos autores, ya que se considera que sus características son asimilables a las de este grupo plutónico. Los sub-

grupos establecidos se han realizado exclusivamente en base a las características mineralógicas de las facies.

En este grupo se incluyen plutones asociados a la «Serie Alcalina», plutones con características de la «Serie Calcoalcalina» y plutones con características intermedias, como los Macizos de Boal, El Pindo y La Tojiza.

La problemática planteada por los antiguos granitoides  $G_3$  (granitos de dos micas porfídicos) que lleva a CAPDEVILA y a los autores posteriores a la individualización de este grupo, está determinada por la estanciedad de las clasificaciones y el distinto significado petrogenético otorgado al grupo de las «Granodioritas Tardías» y a los «Granitos de dos micas». Este hecho determinó que macizos como los de El Confurco, Forgoselo y Boal, que son de carácter postectónico, tuvieran que ser incluidos en un grupo aparte de éstos. No obstante, con un conocimiento más detallado de los plutones del sector estudiado se pone de manifiesto la existencia de plutones con características intermedias o compuestos que revelan el amplio espectro de este grupo y la improcedencia de asignar a dos modelos genéticos distintos a los plutones biotíticos y a los de dos micas.

### 3.1. GRUPO I (Unidades sincinemáticas de emplazamiento relativamente profundo)

#### 3.1.0. Introducción

El Grupo I abarca las unidades que son a la vez sincinemáticas con la  $D_3$  (y que en algunos casos incluso están afectadas por la  $D_2$ ) y de emplazamiento relativamente profundo.

En casi todas las unidades de este grupo se observan señales de una deformación dúctil, cuya intensidad es variable pero a menudo fuerte (al menos localmente). Algunas unidades coinciden con pasillos regionales en los que se observa un fuerte cizallamiento dúctil asimilable a la  $D_3$ , circunstancia que probablemente ha influido mucho en su morfología marcadamente alargada. En algún caso, la deformación es débil, como ocurre en particular con el Conjunto granítico de Siador, pero esta unidad es muy similar a las de los conjuntos vecinos de Padrón y Golada-Palas de Rey y debe ser considerada como un sector poco deformado de una amplia zona de granitos moscovítico-biotíticos muy parecidos, que rodean la parte meridional del Complejo de Ordesnes y que sólo por razones pragmáticas ha sido subdividida en las tres unidades mencionadas.

Existen indicios de que las unidades del Grupo I son de intrusión relativamente profunda cuando se las compara con las de los Grupos II y III, mostrando características que apuntan a una naturaleza más bien mesozonal, e, incluso, meso-catazonal.

Estos indicios son:

a) Parte de las unidades afloran en masas alargadas cuyos ejes longitudinales son (sub) paralelos a las estructuras regionales del hercínico, siendo de un tipo mar-

cadamente (sub) concordante. En algunos casos, la adaptación de la morfología de las unidades a las estructuras del encajante es muy marcada, como en la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y la de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, los Macizos de Espenuca, Chantada-Taboada y Bayo y el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas.

b) Todas las unidades pertenecen al tipo mal circunscrito, siendo difíciles de delimitar con exactitud frente a la roca encajante. Esto es debido a la fuerte tendencia de los granitos a penetrar en el encajante en forma de numerosas masas satélites, apófisis, diques y filones y a englobar enclaves y retazos del encajante.

c) Las unidades no muestran un claro zonado, con la excepción de los Macizos de San Juan de Muro, de Santa Eulalia de Pena y la posible existencia de un complejo zonado formado por los Macizos de Puebla de Parga y el Conjunto granítico de Friol. En los primeros dos ejemplos se pueden distinguir dos facies fundamentales que presentan disposición zonal y en el segundo el granitoide biotítico del Macizo de Puebla de Parga ocupa aproximadamente el centro del Conjunto granítico de Friol, observándose en la zona de contacto entre ambas unidades facies de características transicionales y relaciones de contacto confusas, que posiblemente se encuentran en relación con un proceso de hibridación entre ambas unidades ocasionado por la intrusión del granito de Friol cuando no se encontraba consolidado el Macizo de Puebla de Parga. Tanto las relaciones geométricas como de contacto indican que estas dos unidades podrían estar estrechamente relacionadas, formando probablemente parte de un conjunto complejo.

d) No se conocen claros ejemplos de facies de borde de enfriamiento rápido, con la única posible excepción de una facies de contacto de grano más fino observada en un punto en el contacto oriental del Macizo de Chantada-Taboada, donde linda con metasedimentos de bajo grado de metamorfismo.

e) Varias de las unidades son difíciles de delimitar frente a las rocas migmatíticas meso-catazonales, estando fuertemente soldadas con el leucosoma de las últimas. Esto apunta a un contraste poco marcado entre las temperaturas de los granitos y las de su encajante en el momento de su intrusión («granitos armónicos») y a unas condiciones meso-catazonales para el emplazamiento de las unidades graníticas. También indica cierto grado de contemporaneidad de emplazamiento de los granitoides y la migmatización (pero no necesariamente la existencia de una relación genética directa entre ambos) y existen indicios de que al menos algunas unidades de granitoides biotíticos del Subgrupo IC han sido afectadas por la migmatización, como el Conjunto plutónico de Vivero y el Macizo de Negreira (no se puede descartar, por el momento, que los Macizos de Mugía y de Finisterre hayan sido también afectados por procesos migmatíticos y de removilización asociados a la génesis del Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas).

f) La gran mayoría de las unidades intruyen sobre metasedimentos u ortogneises de un grado de metamorfismo regional relativamente alto (facies de las anfibolitas con almandino) y pocas veces están localmente en contacto con metasedimentos epizonales. No se han observado representantes de este grupo en la zona oriental de bajo grado de metamorfismo del área objeto de estudio.

### 3.1.1. Subdivisión del Grupo I

En comparación con los Grupos II y III, resulta relativamente fácil realizar una subdivisión dentro del Grupo I. Por una parte, existe un amplio grupo de unidades moscovítico-biotíticas o moscovíticas, que han sido reunidas en el Subgrupo IA corresponden esencialmente a los granitos de dos micas de la serie alcalina de CAPDEVILA & FLOOR (1970).

Por otra parte se puede distinguir un grupo de granitoides predominantemente biotíticos, que integran el Subgrupo IC. Corresponden fundamentalmente a las granodioritas precoces con megacristales de la serie calcoalcalina de CAPDEVILA & FLOOR.

Un tercer grupo, el Subgrupo IB, abarca las unidades granitoides marcadamente inhomogéneas. Corresponden, a grandes rasgos, a los granitos autóctonos de anatexia de CAPDEVILA & FLOOR.

El esquema propuesto es, pues, el siguiente:

*Subgrupo IA:* Unidades compuestas principalmente por granitos moscovítico-biotíticos.

Grupo I *Subgrupo IB:* Unidades de los conjuntos granitoides inhomogéneos.

*Subgrupo IC:* Unidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos.

A primera vista podría parecer sorprendente ver reunidos los dos Subgrupos IA e IC en un mismo grupo, ya que en la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR (1970) los granitos de dos micas y los granitoides precoces predominantemente biotíticos juegan el papel de arquetipos de su serie alcalina y calcoalcalina respectivamente, para las cuales los autores suponen un origen bastante contrastado.

Aunque los dos subgrupos ofrecen sin duda un contraste composicional, y, por consiguiente, como reflejo de este contraste, distintas características petrográficas, un análisis más detallado de sus rasgos geológicos revela que ello no significa necesariamente un contraste petrogenético, existiendo incluso consideraciones que llevan a la conclusión de que existe la posibilidad de que estén íntimamente relacionados desde el punto de vista genético. Estas consideraciones son las siguientes:

a) Existe una notable relación espacial entre los granitos del Subgrupo IA y los granitoides del Subgrupo IC. Donde están los últimos, también afloran los del primer subgrupo (aunque la regla opuesta no es válida). Todos los granitoides predominantemente biotíticos del Subgrupo IC están íntimamente asociados a granitos moscovítico-biotíticos u (holo) moscovíticos, que constituyen abundantes intrusiones en los primeros. Esta asociación espacial es muy marcada y ofrece problemas cartográficos a veces muy difíciles de solucionar. A menudo, los granitos de ambos subgrupos constituyen auténticas zonas de mezcla, como en las partes oriental y septentrional del Macizo de Chantada-Taboada, toda la extensión del Macizo de Negreira, la parte meridional del Macizo de Bayo y el Conjunto plutónico de Vivero, que ha sido desmembrado y englobado por el Macizo granítico de San Ciprián. La representación cartográfica de la distribución de los distintos granitos en estas zonas de mezcla está siempre muy esquematizada y los «contactos» de las unidades del Subgrupo IC son a veces meras



envolventes de zonas en las que se hallan afloramientos de granitoides predominantemente biotíticos en medio de una considerable abundancia de granitos moscovítico-biotíticos.

b) Esta relación espacial resta ya por sí valor a la observación de CAPDEVILA & FLOOR de que los granitos moscovítico-biotíticos estarían íntimamente asociados a zonas con un alto grado de metamorfismo regional en que se observan procesos de anatexia (con los que guardarían una estrecha relación genética) y que los granitoides predominantemente biotíticos carecerían de manifiestas relaciones con el metamorfismo regional y la migmatización a escala regional.

Hablando en términos generales no se puede descubrir una clara diferencia entre la preferencia de un subgrupo u otro por aflorar en zonas de un elevado grado de metamorfismo regional. Entre las unidades del Subgrupo IA se conocen nueve que muestran contactos con migmatitas (a veces sólo muy localmente) o conjuntos granitoides inhomogéneos y entre las del Subgrupo IC, se conocen cinco. La diferencia es poco significativa y menos aun cuando se toma en consideración el mayor número de las primeras (21 frente a 9) y la mayor superficie que ocupan (2.000 Km<sup>2</sup> frente a 650 Km<sup>2</sup>).

c) Estrechamente ligada a la diferencia que muestran los granitos de dos micas y los granitoides precoces predominantemente biotíticos con respecto al metamorfismo regional de alto grado y a los procesos de migmatización a escala regional, estaría una diferencia entre el desarrollo del cortejo filoniano y la riqueza en minerales neumatolíticos e hidrotermales del mismo. Los granitos de dos micas alcalinos estarían caracterizados por un amplio cortejo filoniano rico en minerales neumatolíticos e hidrotermales, lo que CAPDEVILA & FLOOR (1970) explican en términos de la disponibilidad de una cantidad considerable de agua y otros fluidos. En los granitoides precoces predominantemente biotíticos, al contrario, tal cortejo estaría mucho menos desarrollado, apuntando, siempre según los mismos autores, a un papel menos importante del agua y de otros fluidos. Esta supuesta diferencia se relaciona con un origen a distintos niveles de las dos series de granitos en la versión de la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR (1970) presentada por CAPDEVILA et al. (1973), según la cual los granitos de dos micas alcalinos se originan a partir de *anatexia húmeda* a niveles mesocrustales y los granitoides predominantemente biotíticos calcoalcalinos por *fusión seca* a niveles infracrustales. Los granitoides del Subgrupo IC, sin embargo, suelen estar fuertemente inyectados por una multitud de filones, diques, venas y masas irregulares de rocas apliticas, pegmatíticas y leucograníticas. Este cortejo suele suponerse implícitamente relacionado con los granitos del Subgrupo IA intruidos en los granitoides del Subgrupo IC. Aunque esta suposición puede ser considerada razonable, dado el casi siempre bien desarrollado cortejo filoniano que acompaña a las unidades del primer subgrupo, y por el hecho de que las rocas anteriormente mencionadas pueden cortar a las inyecciones de los granitos moscovítico-biotíticos que afloran dentro de los granitoides predominantemente biotíticos, queda un factor de inseguridad acerca de la validez de esta suposición, resultando normalmente problemático deslindar la actividad filoniana de los granitoides predominantemente biotíticos de la relacionada con las intrusiones de los granitos moscovítico-biotíticos. Sin estudios más pormenorizados, la observación de CAPDEVILA & FLOOR de que el cortejo filoniano de los granitoides

predominantemente biotíticos está menos desarrollado que el de los granitos moscovítico-biotíticos debe ser considerada con reservas.

Se puede incluso ir un paso más lejos y preguntarse si las inyecciones de granitos moscovítico-biotíticos y de pegmatitas, aplitas, pegmaplitas y leucogranitos muy evolucionados que afloran dentro de las unidades del Subgrupo IC no podrían guardar una relación genética directa con las últimas. A la espera de la disponibilidad de datos geoquímicos e isotópicos fiables, la contestación afirmativa o negativa tiene que aplazarse, pero sí se puede afirmar que la posibilidad de la existencia de tal relación no puede ser considerada a priori como descabellada.

d) Por otra parte, existen granitos transicionales entre los dos subgrupos, como, por ejemplo, el Macizo de Mugía y los granitos de la zona de contacto entre el Macizo de Puebla de Parga y el Conjunto granítico de Friol, ambos con caracteres híbridos. Estos casos han sido interpretados de distintas maneras. Para el Macizo de Mugía, GIL IBARGUCHI (1982) considera lo más probable que su nivel de origen se situara por encima del de la mayoría de los granitoides de la serie calcoalcalina, aunque siempre por debajo del nivel de deformación del granito de La Ruña, considerado por este autor como un representante de la serie alcalina. La presencia de los granitoides de difícil clasificación de la zona de contacto entre el Macizo de Puebla de Parga y el Conjunto granítico de Friol ha sido interpretada por CAPDEVILA (1969) como un fenómeno de convergencia de aspectos petrográficos de las dos series, debida en parte a moscovitizaciones inducidas por el granito de Friol. Sin embargo, como se ha señalado en el punto c de la introducción del Grupo I, las dos unidades podrían formar parte de un complejo aproximadamente anular.

Otro caso de granitoides transicionales se presenta entre los granitos moscovítico-biotíticos de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda y los granitoides predominantemente biotíticos del Macizo de Castrillón, situado en dicha alineación. Es de notar que GOUANVIC (1983), en su estudio detallado de los aspectos petrográficos y geoquímicos de estas rocas, no se refiere en ningún momento a la clasificación en una serie calcoalcalina y alcalina de CAPDEVILA & FLOOR, absteniéndose de cualquier intento de relacionar los dos tipos de rocas con las dos series de dicha clasificación. Por otra parte, basándose en datos petrográficos y geoquímicos (tanto de elementos mayores como de elementos traza), este autor llega a la conclusión de que estas rocas forman *distintos términos de una evolución magmática por cristalización fraccionada* y que se han originado a partir de un mismo magma inicial.

Por primera vez después de la presentación de la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR, dos tipos de granitoides de la zona estudiada, que según dicha clasificación deberían ser consideradas como no consanguíneas y de procedencias bastante contrastadas, se relacionan estrechamente, lo que ofrece perspectivas interesantes para futuras interpretaciones de asociaciones de granitos moscovítico-biotíticos y de granitoides biotíticos. LOPEZ GARCIA et al. (1976), tratando del Macizo de Tojiza, ya habían sugerido la existencia de una relación evolucionada entre los granitos moscovítico-biotíticos de la serie alcalina y los granitoides de la serie calcoalcalina, considerando la posibilidad de que este macizo constituya un término intermedio de una serie de

diferenciación de granitos  $G_4$  de CAPDEVILA (1969) hacia granitos del tipo  $G_3$  de este autor.

Localmente existen otros casos de granitos de tipos al parecer intermedios entre los de los Subgrupos IA y IC, como, por ejemplo, en la Alineación granítica de Lage-Muros-Barbanza-Dumbría y el Conjunto granítico de Golada-Palas de Rey.

e) La forma marcadamente alargada de algunos macizos del Subgrupo IC ha llamado la atención de varios investigadores como PARGA PONDAL, 1966; TEX, 1966; YPMA, 1966; ARPS, 1970, quienes sugirieron una intrusión de estos macizos a favor de fallas. Esta sugerencia vuelve a aparecer en la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR, donde se expresa la idea de que los granitoides precoces de la serie calcoalcalina se han emplazado especialmente a favor de fallas o zonas de debilidad mecánica que se continuarían a profundidades considerables para permitir la subida del magma, y ello únicamente en períodos de distensión intra o postorogénica. Cuando se considera la cartografía de las unidades de granitoides predominantemente biotíticos, independientemente de su clasificación según el esquema propuesto en este proyecto, se observa que sólo los Macizos de Bayo y de Chantada-Taboada (ambos del Subgrupo IC) muestran una morfología muy alargada, con lo que este fenómeno no puede ser considerado en absoluto de carácter general y típico para los granitoides predominantemente biotíticos.

El primer macizo coincide con el límite entre la Unidad de Malpica-Tuy («Fosa blastomilonítica») y el Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental y el segundo en parte de su extensión con la Falla de Valdoviño, que separa el Dominio del Anticlinorio del «Olló de Sapo» del Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental. Conviene señalar aquí que es probable que el primer límite no tenga en principio el carácter de una falla profunda, sino el de un contacto tectónico subhorizontal según la interpretación de la Unidad de Malpica-Tuy como un klippe de un manto de corrimiento.

Entre las unidades del Subgrupo IA existen también algunos ejemplos de macizos de morfología marcadamente alargada, como el Macizo de Espenuca, el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas, la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y la de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda. En este subgrupo, los ejemplos son, aunque algo menos espectaculares que el del Macizo de Bayo, incluso más numerosos que en el Subgrupo IC. Pueden coincidir también en parte de su extensión con límites tectónicos entre distintos dominios: El Macizo de Espenuca jalona la Falla de Valdoviño y la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda marca en parte el límite entre el Complejo de Ordenes y el Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental (MARTINEZ CATALAN et al., 1984). La forma alargada de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda no se queda muy atrás con respecto a la del Macizo de Bayo, siendo su longitud de unos 30 Km, con una anchura que en ciertos tramos no sobrepasa los 300 m. Aquí vemos otra vez que no existe una diferencia fundamental entre las unidades de los Subgrupos IA y IC.

La morfología alargada de varios macizos, entre los cuales la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, ha sido explicado por NESEN (1981) y GOUANVIC (1983) como el resultado de la intrusión sincinemática con el cizallamiento dúctil, que condicionaría en gran medida la forma de los plutones.

Las zonas de cizallamiento funcionan como canalizadores o guías estructurales de la intrusión y en este aspecto conviene señalar que los cuerpos de morfología marcadamente alargada coinciden con zonas en las que el cizallamiento llega a ser muy intenso (con la excepción del Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas). La forma tan marcadamente alargada del Macizo de Bayo se explica mejor en términos de esta hipótesis que en los de un evento tectónico distensional intra-orogénico, por lo demás de difícil explicación, representando su configuración acintada probablemente sólo un ejemplo muy marcado del condicionamiento morfológico de una intrusión por el cizallamiento dúctil de la  $D_3$ .

f) Los granitoides predominantemente biotíticos suelen contener enclaves microgranudos, que por lo general se interpretan como precursores básicos. Su presencia es considerada por CAPDEVILA & FLOOR como un indicio para un origen más profundo de estos granitoides que el de los granitos de dos micas alcalinos, que casi siempre carecen de ellos. Respecto a ello hay que observar que también en los plutones zonados o anulares de los Grupos II y III, que difícilmente pueden representar unidades que no sean consanguíneas, se observa la misma distribución de los enclaves microgranudos: presencia en los miembros más básicos y ausencia en los términos moscovítico-biotíticos o moscovíticos. Esta distribución debe, pues, reflejar otros factores que una falta de consanguinidad entre las distintas intrusiones o facies y no puede ser utilizada como prueba de que proceden de fuentes magmáticas distintas.

A la luz de lo arriba expuesto, parece plenamente justificado reconsiderar la validez de las afirmaciones sobre un origen no relacionado de los Subgrupos IA y IC y su procedencia de distintos niveles crustales, siendo preciso comprobar mediante estudios geoquímicos e isotópicos la viabilidad de una hipótesis sobre la existencia de una relación genética más directa. Ya que estos dos subgrupos son los que pueden considerarse como las piedras angulares de la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR (1970), este examen es de gran importancia como prueba para la interpretación petrográfica de la clásica subdivisión en una serie alcalina y calcoalcalina.

### 3.1.2. Subgrupo IA (Unidades compuestas principalmente por granitos moscovítico-biotíticos: granitos de dos micas)

#### 3.1.2.1. Introducción

Este subgrupo se compone de unidades formadas prácticamente en su totalidad o enteramente por granitos (s.s.) moscovítico-biotíticos u (holo) moscovíticos, observándose sólo en contados casos y muy localmente granitos (s.s.) biotítico-moscovíticos o con cantidades subiguales de moscovita y biotita. Desde el punto de vista composicional, constituyen un subgrupo muy homogéneo y coherente, no conociéndose ningún ejemplo de la presencia en su seno de composición no granítica, que no puedan ser relacionados con unidades de otros subgrupos o grupos (las rocas más básicas, trondhjemíticas y granodioríticas, del Conjunto granítico de Padrón parecen representar retazos del Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito y las rocas gra-

nodioríticas biotíticas observadas en el Macizo de Espenuca representan con toda probabilidad enclaves del Macizo de Chantada-Taboada).

Varias de las unidades deben ser consideradas de tipo compuesto, siendo posible reconocer en ellas al menos dos facies fundamentales más o menos contrastadas que corresponden a distintos pulsos magmáticos, sin contar los posibles pulsos de magmas muy evolucionados que dan lugar a rocas pegmatíticas y aplíticas.

Las unidades del Subgrupo IA se presentan como cuerpos mal circunscritos con morfología variable. Resultan frecuentemente difíciles de delimitar frente a las unidades encajantes por la abundancia de masas satélites, apófisis y diques (a menudo de granitos muy evolucionados) que se observan en sus zonas marginales o en torno a la masa o masas principales y por la presencia de numerosos retazos de metasedimentos y granitoides anteriores en su interior.

A menudo las unidades se componen de un número más o menos elevado de cuerpos separados e irregulares, de superficies no muy dispares, que constituyen conjuntos.

No sólo resulta difícil deslindarles de la roca encajante, sino a veces también de unidades vecinas del mismo subgrupo, como ocurre, por ejemplo, con el Conjunto granítico de Golada-Palas de Rey. La definición de este conjunto es arbitraria y se basa sólo en consideraciones pragmáticas, no existiendo razones petrográficas o estructurales fundamentales para delimitarle del Macizo de Espenuca y del Conjunto granítico de Siador. En este ejemplo, las distintas unidades deben considerarse como porciones de un conjunto más amplio. Otras veces se trata de masas principales cuyas aureolas de masas satélites y apófisis se solapan, imposibilitando una definición de las unidades que no conlleve cierta arbitrariedad.

En algunos casos, las unidades se presentan en masas claramente alargadas, que a nivel de plutón son (sub) paralelas a las estructuras principales del encajante.

Ejemplos de esto son los Macizos de Muras y Espenuca y las Alineaciones de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda. Especialmente la última tiene una forma marcadamente acintada, sobrepasando su anchura en ciertos tramos no más de 300 m. Conviene señalar, sin embargo, que la morfología claramente alargada no es la más generalizada en el subgrupo, presentándose también unidades con envolventes de configuración poco alargada, elíptica o más o menos isométrica.

Las unidades del subgrupo no afloran en el área más oriental de la zona estudiada. Sus superficies fluctúan entre los 7 Km<sup>2</sup> (Macizo de Muras) y más de 330 Km<sup>2</sup> (alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza).

### 3.1.2.2. Composición

Composicionalmente, el subgrupo constituye una unidad homogénea. Todas las facies fundamentales observadas en las distintas unidades son *granitos*. Son mayoritariamente del *tipo moscovítico-biotítico*, con un predominio claro de la moscovita so-

bre la biotita en la mayor parte de los casos. Normalmente, el contenido en biotita es bajo y en muchos casos se trata de *leucogranitos* (biotita <5 por 100), designación con la cual de hecho han sido referidos por varios autores. Son frecuentes los granitos muy pálidos u holomoscovíticos. Los últimos son a menudo ricos en albita y pueden ser clasificados como *granitos albitico-moscovíticos*. Todas estas facies están con frecuencia presentes dentro de una misma unidad. También son frecuentes los diferenciados muy evolucionados de naturaleza pegmatítica o aplítica.

Los granitoides que no tienen una composición granítica s.s. y que ocasionalmente se encuentran en las unidades (granodioritas, tonalitas), pueden en casi todos los casos ser atribuidos a enclaves de granitoides del Subgrupo IC. Sólo en algunos casos sus relaciones con el encajante no están claras, como, por ejemplo, en el Conjunto granítico de Padrón, donde se desconoce si son anteriores o posteriores al mismo, y si representan precursores del mismo o xenolitos procedentes del conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito, aunque la última hipótesis parece la más probable.

### 3.1.2.3. Variabilidad interna de las unidades

Las unidades de Subgrupo IA se caracterizan por una heterogeneidad relativamente fuerte, que se manifiesta a niveles muy variados y que es causada principalmente por variaciones texturales, por cambios en la proporción moscovita/biotita y por la abundancia de diferenciados tardíos. Esto es debido en parte a la existencia de distintas intrusiones de granitos dentro de una misma unidad, varias de las cuales deben ser consideradas como compuestas. Esta variabilidad puede observarse a las siguientes escalas:

#### a) A nivel de unidad.

A nivel de unidad se pueden observar variaciones composicionales y texturales (aparte de las debidas a la deformación) de distinta naturaleza.

1. En primer lugar hay que señalar que en varias unidades (Conjunto granítico de Friol y de Golada-Palas de Rey y las Alineaciones graníticas de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda y de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza se observa la existencia de *dos facies* claramente distintas que corresponden a distintos pulsos magmáticos. Sus diferencias son casi exclusivamente texturales, ya que composicionalmente son prácticamente iguales, mostrando un solapamiento muy grande de su mineralogía. Se trata de una facies de grano medio-grueso (3-6 mm) con una textura que tiende a ser porfídica o que lo es (aunque raramente de manera pronunciada), debido a la presencia de megacristales de feldespatos potásicos. Ha sido designada como «facies» o «tipo Barbanza» en la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza, «facies de grano medio-grueso con una textura que tiende a ser porfídica» en la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, «facies» o «tipo Cebra» en el Conjunto granítico de Golada-Palas de Rey y «facies normal» en el Conjunto granítico de Friol.

La otra facies es de grano medio-fino (1-3 mm) y de textura fundamentalmente equigranular. Ha sido llamada «facies» o «tipo Muros» en la Alineación granítica de La-

ge-Dumbria-Muros-Barbanza, «facies de grano medio-fino con textura esencialmente equigranular» en la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, «facies» o «tipo Golada» en el Conjunto granítico de Golada-Palas de Rey y «facies Mariz» en el Conjunto granítico de Friol.

En ocasiones estas facies han sido también distinguidas por otros autores. En el macizo de Espenuca también se puede realizar una distinción entre dos facies parecidas a las señaladas arriba y probablemente existen más ejemplos. En el caso de los conjuntos graníticos de Padrón y de Santiago, se les ha conferido a estas dos facies el rango de unidades distintas, pero, en principio, se trata de los mismos tipos de granitos que los mencionados anteriormente.

Estas facies presentan contactos netos entre sí y, aunque en muchos afloramientos sus relaciones cronológicas quedan oscuras, se han encontrado en todas las unidades en que aparecen estas dos variedades, claros indicios de que la facies de grano medio-fino es, al menos en parte, posterior a la facies de grano medio-grueso. La primera se presenta a veces como filones en la última, mientras lo opuesto no se ha observado nunca. GOUANVIC (1983) describe enclaves de la facies de grano medio-grueso englobados por las facies de grano medio-fino, observándose este mismo hecho en el conjunto granítico de Friol. Dentro de una misma unidad las dos facies pueden estar íntimamente mezcladas, pero también pueden ocupar extensas áreas homogéneas, en cuyo caso definen una variabilidad a nivel de unidad. Esta distribución parece de carácter más bien asistemática y sólo en los Sectores Lage y Dumbria de la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza existe un vago zonado, apareciendo la facies Muros con más frecuencia en los bordes de los sectores. En los demás casos la distribución de las facies es irregular.

2. Otro tipo de variabilidad a escala de plutón viene determinado por la existencia de áreas más o menos extensas caracterizadas por un constante alto grado de heterogeneidad a escala de afloramiento («conjunto heterogéneo»). Estas facies heterogéneas se presentan con cierta preferencia en las zonas marginales de las unidades y pueden dar lugar a una vaga zonación en algunos macizos, como en los de Sarria y Hombreiro. Estas áreas carecen de contactos bien definidos con las facies más homogéneas de las unidades. Conviene señalar que en estos casos no se trata de facies de borde de enfriamiento, sino de zonas de borde más ricas en facies más evolucionadas o heterogéneas.

3. Por último, existen variaciones espaciales determinadas por cambios en la proporción moscovita-biotita, siendo a veces posible reconocer áreas en las que los granitos son (holo) moscovíticos. Los contactos con las áreas de granitos moscovítico-biotíticos son en estos casos muy graduales.

Debido a la irregularidad de los contactos intrusivos entre las dos facies previamente mencionadas y al carácter gradual de las demás transiciones, resulta casi siempre difícil representar de modo satisfactorio la variabilidad a nivel plutónico en la cartografía.

#### b) *A nivel de afloramiento*

Aunque en todas las unidades existen grandes extensiones de granitos homogéneos, e incluso, muy homogéneos, es un hecho que se observan a menudo también

superficies considerables, en las que los granitos son muy heterogéneos, hasta a escala decimétrica. La variabilidad es esencialmente debida a los mismos factores que los señalados arriba. Esto es en gran parte ocasionado por variaciones texturales, pudiéndose observar una alternancia irregular de facies de distinto tamaño de grano y con distinto desarrollo del porfidoismo. En este caso se observan a menudo contactos más o menos netos entre las distintas facies y este tipo de variabilidad es en muchas ocasiones nada más que el reflejo a nivel de afloramiento de la existencia de las dos facies mencionadas en el apartado anterior, estando las dos íntimamente entremezcladas y dando lugar a conjuntos que van desde bandeados a agmatíticos.

También son muy importantes los cambios en la proporción moscovita-biotita que se observan a escala de afloramiento y que pueden ser muy manifiestos, pasando a escala métrica de granitos a simple vista predominantemente biotíticos a granitos holomoscovíticos. Suele tratarse de transiciones muy graduales.

Otra fuente de variabilidad a escala de afloramiento es la presencia de masas de leucogranitos de grano fino-medio o heterogranulares, por lo general pobres en micas, y de rocas pegmatíticas y aplíticas, cuyos contactos mutuos suelen ser graduales, mientras los contactos con las facies fundamentales de las unidades pueden ser tanto netos como difusos.

Todos estos tipos de variaciones pueden combinarse y ocasionar conjuntos muy heterogéneos, que en algunas ocasiones pueden ser cartografiados como tales, dando lugar a una variabilidad a escala de plutón. Pueden definir también un bandeo litológico (decimetro-métrico) más o menos patente, que, sin embargo, siempre carece de continuidad a una escala algo mayor (decamétrica).

Conviene señalar que en la mayoría de los casos los tránsitos entre los distintos tipos y facies de rocas son de carácter muy gradacional, observándose por lo general solamente ejemplos claros de distintos pulsos magmáticos cuando se trata de contactos netos entre las dos facies bastante contrastadas señaladas en el apartado anterior o de los que pueden observarse entre diferenciados tardíos y las facies fundamentales de las unidades. En particular, las variaciones en las proporciones moscovita-biotita observadas en las facies fundamentales no pueden casi nunca ser relacionadas con contactos intrusivos.

#### 3.1.2.4. Características macroscópicas

##### 3.1.2.4.1. *Contactos*

Los contactos de las unidades con la roca encajante son siempre netos y claramente intrusivos cuando se trata de rocas poco o nada migmatizadas. En detalle son a menudo discordantes, cortando las estructuras preexistentes, pero a mayor escala se observa con frecuencia una clara tendencia a intruir a favor de las mismas, produciéndose a veces interdigitaciones, inyecciones capa a capa y migmatitas de inyección. Aunque netos, suelen ser muy irregulares, tanto frente a los metasedimentos como a los granitoides biotíticos del Subgrupo IC. En casi todas las unidades, las ma-

Las mayores poseen muchas apófisis y están rodeadas de numerosas masas satélites, sills, diques y filones de granitos y/o diferenciados pegmatíticos asociados a los cuerpos mayores. Como resultado de esta pronunciada tendencia a inyectarse en la roca de caja, los contactos de las unidades a nivel cartográfico resultan en la mayoría de los casos muy difíciles de indicar con exactitud, teniendo normalmente de carácter de envolventes considerablemente esquematizadas. Existen amplias zonas donde los granitos del Subgrupo IA están mezclados intrincadamente con el encajante y estas unidades constituyen claros ejemplos de plutones mal circunscritos. En la bibliografía, estas zonas de mezcla han sido denominadas con cierta frecuencia «transiciones graduales», lo que debe ser considerado erróneo y causa de confusión.

Frente a los metasedimentos y ortogneisis migmatizados in situ, los contactos pueden ser difíciles de precisar, estando los granitos aparentemente muy soldados con el leucosoma de las migmatitas. Probablemente sea este fenómeno la razón por la que en la bibliografía los granitos del Subgrupo IA han sido designados muchas veces como autóctonos, autóctonos-parautóctonos o como «granitoides migmatíticos», y por la que han sido considerados como estrechamente relacionados con procesos de migmatización. Si bien pueden existir algunos procesos de entremezcla con los materiales más migmatizados, parece, sin embargo, que son siempre de carácter alóctono. Cuando una misma unidad linda tanto con migmatitas como con rocas no migmatizadas, es siempre claramente intrusiva en las últimas. También es intrusiva en los «resisters» que se pueden encontrar en las migmatitas, como, por ejemplo, anfibolitas, rocas calcosilicatadas, sepienitas y cuarcitas del conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada, a las que venulan intensamente. Son, asimismo, intrusivos en los ortogneisis migmatizados de dicho conjunto. También pueden presentarse como pequeñas masas satélites bastante bien circunscritas en áreas migmatizadas (granitos de Siador, Padrón y Banza) y pueden incluir enclaves de migmatitas (Macizo de San Ciprián, Conjuntos graníticos de Siador y de Padrón, y el Sector Muros-Barbanza de la Alineación de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza). La asociación espacial de estas unidades con migmatitas tampoco es una constante invariable, habiéndose observado en 9 de las 18 unidades de este subgrupo contactos locales con aquel tipo de rocas y no conociéndose ningún ejemplo de una unidad que esté completamente rodeada por migmatitas.

Los granitos del Subgrupo IA son claramente intrusivos en los granitoides biotíticos del Subgrupo IC, pero los contactos son tan irregulares como lo son con las demás rocas preexistentes, dando a menudo lugar a amplias zonas de mezcla, en las que los granitoides biotíticos pueden jugar el papel de meros retazos relictos (Macizos de Chantada-Taboada y de Bayo, Conjunto plutónico de Vivero).

Las relaciones entre el Conjunto granítico de Friol y el Macizo de Puebla de Parga son algo especiales. Son muy complejas, observándose en la zona de contacto entre ambos una banda de rocas con características híbridas, apófisis, enclaves y heterogeneidades que posiblemente se encuentran en relación con un proceso de hibridación entre ambas unidades ocasionadas por la intrusión del granito de Friol cuando no se encontraba consolidado el Macizo de Puebla de Parga. Como ya se ha señalado en la introducción del Grupo I, podrían indicar una estrecha relación genética entre las dos unidades.

Por último, hay que señalar que son muy problemáticas las relaciones entre la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas del Subgrupo IB. El contacto es muy gradual y de índole desconocida. En la zona de contacto se puede observar una profusión de leucogranitos tipo Muros y rocas pegmatíticas o pegmatíticas heterogéneas, que podrían representar una facies marginal de productos más evolucionados, pero también podrían ser el resultado de cierta removilización de la misma, quedando el problema por el momento abierto.

#### 3.1.2.4.2. Texturas

Los granitos del Subgrupo IA son predominantemente de grano medio o medio-fino (1-3 mm). En la mayoría de los casos éstos son fundamentalmente equigranulares, presentándose sólo algún megacrystal disperso de feldespato potásico de hasta 30 mm de largo, aunque normalmente no sobrepasan los 15 mm. Más bien como excepciones deben ser consideradas las facies porfídicas de los granitos de grano medio o medio-fino. Se conocen localmente en los Macizos de San Ciprián y de San Juan de Muro.

Algo menos escasas son las facies «microporfídicas» de los granitos de grano medio o medio-fino. Tienen, por lo general, numerosos pequeños megacrystales de feldespato potásico con secciones en forma de listón delgado de 5-10 mm de largo. Se conocen en los Macizos de San Ciprián, Sarria, Espenuca, el Conjunto granítico de El Barquero-Amoa, algunos puntos del Conjunto granítico de Padrón y en el Sector Barbeito de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda.

Existe cierta tendencia de las micas a formar cristales relativamente grandes en los granitos de grano medio o medio-fino, especialmente por parte de la *moscovita*, cuyos cristales son a menudo subidiomorfos-idiomorfos. Normalmente, se observan numerosos ejemplares que llegan a medir 6-8 mm de largo, pero en algunas unidades (Macizos de San Juan de Muro y de Hombreiro, Sector Muros-Barbanza de la Alineación de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza, Sector Pico de Meda de la Alineación de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda) forman localmente auténticos megacrystales, de hasta 30 mm de largo o de diámetro, que suelen ser subidiomorfos-idiomorfos. Esta tendencia está mucho menos desarrollada en la biotita, cuyos cristales no suelen rebasar los 6 mm de diámetro.

En algunas unidades se observa como facies bastante contrastada con la de grano medio-fino una de grano medio-grueso (3-9 mm), que, por lo general, muestra una clara tendencia al porfidismo debida a la presencia de numerosos cristales de feldespato potásico de dimensiones relativamente grandes (20-40 mm, raras veces mayores). Esta facies corresponde a la señalada en el apartado 1.2.3.a.1. Normalmente, los megacrystales de feldespato potásico no destacan mucho del conjunto mineralógico de esta facies, pero en algunas ocasiones el porfidismo llega a ser pronunciado (localmente en el Sector Muros-Barbanza de la Alineación de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza). La facies de grano medio-grueso con textura ligeramente porfídica llega a ocupar

extensiones importantes en toda la Alineación de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y en el Sector Monte Neme de la Alineación de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda. En el caso del Conjunto granítico de Santiago, la facies posee tanta individualidad geográfica que le ha sido conferido el rango de una unidad aparte que, sin embargo, en sus bordes está fuertemente entremezclado con el Conjunto granítico de Padrón.

También son frecuentes las texturas aplíticas y pegmatíticas en áreas heterogéneas más o menos extensas que se pueden observar en numerosas unidades, especialmente en sus zonas de borde o en las masas satélites o apófisis de los cuerpos más grandes.

#### 3.1.2.4.3. Estructuras de flujo

Debido a las deformaciones a las que han sido sometidas las unidades, es difícil determinar con certeza si ciertas orientaciones preferentes que se pueden observar en la mayoría de los plutones son realmente debidas a flujo magmático. Normalmente se observa una foliación definida por las micas (especialmente la biotita) y, en caso de granitos porfídicos, por megacristales de feldespato potásico, cuyo desarrollo no queda restringido a las zonas claramente deformadas de las unidades, sino que se manifiesta también en aquellas partes o plutones que aparentemente están poco o nada deformados, por lo que se puede pensar en un origen por flujo magmático. Esta foliación es en casi todos los casos coincidente con las estructuras deformativas que en las mismas unidades se observan, lo que parece indicar que el flujo magmático puede haber sido condicionado por el campo de fuerzas responsable de la deformación.

RAUMER (1962) afirma que los megacristales tabulares de feldespato potásico de la facies Barbanza del Sector Muros-Barbanza de la Alineación granítica Lage-Dumbría-Muros-Barbanza se disponen horizontalmente, dibujando una estructura en cúpula. GOUANVIC (1983), en un análisis de la fábrica del extremo meridional del Sector Pico de Meda de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, llega a la conclusión que la fábrica planar definida por los megacristales de feldespato potásico puede ser interpretada en términos de una fluidez planar de emplazamiento, conforme a la geometría del macizo en aquella parte.

En cierto número de casos son también atribuibles a flujo magmático orientaciones de enclaves, disposiciones más o menos claramente bandeadas de heterogeneidades litológicas, como schlieren biotíticos o feldespáticos y alternancias de bandas aplíticas y pegmatíticas. Suelen ser paralelas a la foliación definida por las micas o los megacristales de feldespato potásico.

#### 3.1.2.4.4. Deformación

Casi todas las unidades muestran claras señales de haber sido afectadas por deformaciones dúctiles más o menos penetrativas a nivel de afloramiento. La intensidad de la deformación puede ser muy variable dentro de una misma unidad y fluctúa entre

muy débil y muy fuerte (granitos gneísicos). Los fenómenos son atribuibles a la  $D_3$  (cizallamiento), pero algunas unidades han sido afectadas también por deformaciones de  $D_2$  asociadas al emplazamiento del Manto de Mondoñedo (Macizos de Monseibán, Román, Sarria) y los Macizos de Hombreiro y San Juan de Muro podrían igualmente haber sido afectados por deformaciones relacionadas con el emplazamiento de dicho manto. El Conjunto granítico de Siador apenas ha sido deformado, por lo que su clasificación como miembro del Grupo I podría parecer injustificada. Sin embargo, sus características petrográficas lo hacen perfectamente comparables con las unidades próximas entre las cuales se encuentra situado (Conjunto granítico de Padrón en el oeste y el de Golada-Palas de Rey en el este), formando parte de un mismo conjunto muy extenso de típicos granitos moscovítico-biotíticos del Subgrupo IA. Los sectores colindantes de los dos conjuntos vecinos con el Conjunto granítico de Siador se caracterizan igualmente por una deformación muy débil, pero en estos últimos se observa una deformación más o menos intensa en otros sectores. La deformación muy débil del Conjunto granítico de Siador parece ser la expresión del fenómeno de que en una amplia zona al sur del Complejo de Ordenes los efectos de la  $D_3$  en los granitos son muy débiles, como si se tratara de una sombra de presión.

#### 3.1.2.4.5. Manifestaciones filonianas

Aunque de desarrollo muy desigual, tanto a nivel de unidad como al de subgrupo, es posible afirmar que el Subgrupo IA se caracteriza por un cortejo filoniano bien desarrollado, tanto intra como extragranítico. En muchas unidades llegan a ser relativamente abundantes los diferenciados tardíos, que se presentan en forma de *leucogranitos* de grano fino, fino-medio o heterogranulares, *rocas aplíticas*, *pegmatíticas* y *aplopegmatíticas*. Pueden aflorar tanto en diques y filones bien delimitados como en masas difusas, en cuyo caso son a menudo irregulares. Son típicas las transiciones graduales de los diferenciados tardíos a las facies normales de las unidades y las existentes entre los distintos tipos de diferenciados.

También es característica su tendencia a estar intimamente entremezclados a nivel de afloramiento, tanto entre sí, como con las facies normales, formando conjuntos heterogéneos que pueden ocupar áreas considerables y cuya abundante presencia contribuye a veces mucho a la definición de las facies designadas como heterogéneas. En tales conjuntos las rocas pegmatíticas y aplíticas suelen estar tan entremezcladas que sólo es posible hablar de *masas pegmatíticas*, observándose cambios muy frecuentes de un tipo a otro a escala decimétrica-métrica. Mucho menos frecuentes son los conjuntos pegmatítico-aplíticos en los que se observa una distribución regular de las facies.

Los diferenciados tardíos suelen ser más abundantes en las zonas marginales de los plutones o en zonas de mezcla con roca de caja y se asocian casi siempre de una manera muy clara a las masas satélites y apófisis de las unidades, donde no es raro que lleguen a formar los tipos de roca predominantes.

Se componen principalmente de cuarzo y feldespato, siendo la proporción de moscovita casi siempre más bien baja (<5 por 100) y observándose poca biotita. Con fre-

cuencia contienen cantidades accesorias de *turmalina*, apatito y *granate*, el último mineral es más frecuente en las aplitas y pegmatitas. El *berilo* aparece con cierta frecuencia en las pegmatitas. Parecen casi siempre *estériles* desde el punto de vista metalogenético y se han observado opacos sólo excepcionalmente (arsenopirita, casiterita (?)) y, curiosamente, magnetita en el Macizo de San Ciprián).

Otras manifestaciones frecuentes son filones y diques de cuarzo, de potencias muy variadas (desde mm a Dm). Las más delgadas (cm-m) contienen a menudo turmalina. Los que están presentes en la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda pueden estar mineralizados (Sn, W), pero es probable que no estén directamente relacionados desde el punto de vista genético con la alineación (GOUAN-VIC 1983), cortando los planos estructurales de los granitos y careciendo de deformación. En las demás unidades son posteriores a los diferenciados magmáticos tardíos, a los que cortan.

Aunque no pueden ser consideradas como filonianas en sentido estricto, se mencionan aquí las fisuras regulares y rectas rellenas de turmalina (relativamente frecuentes) y bandas, vetas y manchas cm-dm de granito más o menos *greisenificado*.

El último fenómeno se observa especialmente en las facies de grano medio o medio-fino y puede conferir al granito un aspecto bandeado o manchado. Las partes greisenificadas son (holo) moscovíticas y poseen a menudo un zonado, como, por ejemplo, partes centrales ricas en moscovita y cuarzo y bordes más feldespáticos o márgenes muy moscovíticos. Son posteriores a schlieren biotíticos y anteriores a aplitas y pegmatitas (Conjunto granítico de Padrón) o están asociadas a los filones mineralizados (Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda).

#### 3.1.2.4.6. *Enclaves*

a) Las unidades del Subgrupo IA contienen siempre enclaves de su encajante. Aunque en términos absolutos suelen ser poco numerosos, sí lo son en comparación con las unidades de los grupos II y III. Pueden ser tanto de metasedimentos como de granitoides biotíticos del Subgrupo IC y en casi todos los casos son fácilmente correlacionables con las rocas que se hallan en el encajante. Sus tamaños son muy variados, desde cm a Hm. Sus formas suelen estar condicionadas por su estructuración, lo que se refleja, por ejemplo, en la forma acintada de algunos megaenclaves de metasedimentos. Los megaenclaves no parecen nunca mostrar fenómenos de rotación. En la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda funcionan a veces como tabiques que separan distintas facies del plutón. Se conocen varios ejemplos de enclaves de metasedimentos u ortogneises migmatizados (Macizos de San Ciprián y de Sarria, Conjuntos graníticos de Padrón y Siador, Alineaciones de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda). El granito suele tener contactos difusos con el leucosoma de este tipo de enclaves. Es notable la escasez de enclaves pequeños (cm-m).

b) También son relativamente frecuentes, siempre en comparación con los Grupos II y III y el Subgrupo IC, enclaves surmicáceos, ricos en biotita ( $\pm$ moscovita  $\pm$ sillimanita) de pequeñas dimensiones ( $\leq 20$  cm) y de morfología lenticular.

c) Deben ser considerados como casos especiales los enclaves de la facies de grano medio-grueso y textura ligeramente porfídica que se encuentran en la facies de grano medio-fino con textura equigranular de una misma unidad. Se observan en algunas ocasiones en las Alineaciones graníticas de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza, Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda y en el Conjunto granítico de Friol.

d) Son muy poco frecuentes los enclaves tipo microgranudo. En el Conjunto granítico de Padrón existen algunos afloramientos puntales de granitoides biotíticos oscuros, pero debido a las malas condiciones de afloramiento, no se han podido establecer sus relaciones con el granito de Padrón y podría tratarse de intrusiones posteriores. Se han encontrado enclaves de esta naturaleza en el conjunto granítico de Friol, y ocasionalmente en el Macizo de la Espenuca.

En el Conjunto granítico de Siador se conocen algunos afloramientos de aparentes enclaves de un granito biotítico con moscovita de grano medio-fino (1-2 mm), pero son apenas más melanocráticos que el granito circundante y no tienen el aspecto de enclaves microgranudos tipo precursor encontrados en otros grupos o subgrupos.

#### 3.1.2.4.7. *Metamorfismo de contacto*

Los indicios que apuntan a la existencia de efectos de metamorfismo de contacto originados por las unidades en cuestión son escasos, siendo a menudo difícil o imposible atribuirlos con seguridad a metamorfismo de contacto en sentido estricto, plutometamorfismo o metamorfismo regional sin un buen conocimiento del metamorfismo del encajante en zonas más alejadas de las unidades graníticas. Macroscópicamente, se observan ocasionalmente fenómenos de cornubianización en metasedimentos de un grado de metamorfismo relativamente bajo y el crecimiento de andalucitas (quiasolita) a veces muy grandes (hasta 10 cm), plaquitas de moscovita y agujas de turmalina.

La formación de sillimanita y la desestabilización de granate y estauroлита han sido citadas como ejemplos de metamorfismo de contacto, pero es difícil saber si guardan realmente una relación genética directa con las unidades graníticas en cuestión. Sólo la blastesis de andalucita tardía (o quiasolita), de moscovita y de cordierita (Macizo de Muros) parece estar claramente asociada a procesos de metamorfismo de contacto relacionados con los granitos del Subgrupo IA. Las condiciones del metamorfismo de contacto reconocido por varios autores serían las correspondientes a la facies de corneanas con anfíbol o el principio de la facies de corneanas con feldespato y cordierita (AVE LALLEMANT, 1965). También se ha observado en el curso de este estudio la formación de andalucita en algunos puntos de los contactos de los Macizos de Hombreiro y de La Espenuca.

#### 3.1.2.4.8. *Mineralizaciones*

A la luz de la extensión muy grande de los granitos del Subgrupo IA y su relativa riqueza en diferenciados tardíos (leucogranitos albiticos (holo) moscovíticos, pegmati-

tas, apilitas, pegmaplitas), resulta sorprendente la escasez de indicios de mineralizaciones de interés económico asociados a este subgrupo. Además, en caso de presentarse, existen a menudo dudas sobre su relación genética directa con las unidades del Subgrupo IA.

En la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda existen filones de cuarzo mineralizados con *casiterita* y *wolframita* y una de las pocas minas de estos dos minerales aún activas en Galicia (Mina de Monte Neme). En la misma alineación se conocen también filones de cuarzo con arsenopirita y *Au*. Sin embargo, GOUANVIC (1983) ha demostrado que es muy probable que los primeros no están relacionados directamente con los granitos de la alineación, sino con granitos posteriores, emplazados a poca profundidad bajo los que actualmente afloran y que sólo tienen carácter de exogranitos para las mineralizaciones. Las mineralizaciones arsenicales con *Au* podrían, en opinión de GOUANVIC, estar relacionadas con los granitoides biotíticos más básicos que han sido agrupados bajo la denominación de Macizo de Castrillón y que pertenecen al Subgrupo IC.

Asociados al Macizo de Espenuca existen otros indicios de oro en relación con filones de cuarzo con arsenopirita. Por lo demás, la presencia de cantidades muy pequeñas del último mineral es bastante generalizada en las unidades del subgrupo, por ejemplo, diseminada en el granito, en lentejones pegmatíticos, en pequeños lentejones y bolsadas en el granito como relleno de fracturas o microfisuras, en diques de granitos posteriores (?) y en venas de cuarzo que, al menos en algunos casos, son posteriores a la deformación.

También se conocen algunos indicios de *casiterita* en filones de cuarzo o en pegmatita (Conjunto granítico de Siador, Sectores Dumbria y Muros-Barbanza de la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza). En una apófisis de un leucogranito de dos micas del Conjunto granítico de Friol aparecen gránulos microscópicos de *scheelita* (?).

En pegmatitas turmaliníferas del Macizo de Hombreiro y en los diferenciados leucocráticos del Sector Muros-Barbanza de la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza existen *indicios de U*.

Varias pegmatitas contienen algo de *berilo*. Como peculiaridad mineralógica puede citarse la presencia de magnetita en cristales de hasta 10 mm en diámetro en pegmatitas inyectadas en materiales migmatíticos relacionadas con el Macizo de San Ciprián. (Este fenómeno tiene interés petrológico, ya que los granitos del Subgrupo IA se consideran generalmente como típicos representantes de los del tipo S de CHAPPELL & WHITE (1974) o de la «serie ilmenítica» de ISHIHARA (1977), en los que no tendría que presentarse magnetita.)

Por último, conviene señalar que los granitos del Subgrupo IA están a veces *caolinizados*, existiendo algunas explotaciones abandonadas y activas de caolín en la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y en el Macizo de San Ciprián.

### 3.1.2.5. Características microscópicas

Los granitos del Subgrupo IA muestran los rasgos microscópicos típicos de granitos moscovítico-biotíticos y moscovíticos ácidos («alcalinos») y, aunque de modo es-

tadístico se caracterizan por estos rasgos, los comparten con granitos moscovítico-biotíticos o moscovíticos de otros grupos.

El *feldespato potásico* resulta ser siempre microclina. Muestra, como es normal en casi todos los granitos estudiados, una tendencia a formar los cristales más grandes del conjunto mineralógico. Por lo general, es poco o muy poco pertítica, pero en las facies de grano medio-grueso con una textura incipiente o ligeramente porfídica, los megacristales suelen ser tan pertíticos como los de cualquier unidad de otros subgrupos o grupos (por ejemplo, en el Conjunto granítico de Santiago), siendo la relativa escasez de pertitas en el Subgrupo IA no más que el reflejo del carácter por lo general poco porfídico de los granitos de este subgrupo. En varias unidades se observan ocasionalmente algunos ejemplares con un zonado óptico, siendo éste el subgrupo en que en más unidades ha sido observado el fenómeno, a pesar de que según la tabla de criterios para distinguir entre los granitos de la serie alcalina y calcoalcalina que ofrecen CAPDEVILA & FLOOR (1970), estos granitos estarían caracterizados por la ausencia del fenómeno.

La *plagioclasa* es, como cabe esperar, de composición ácida. Sin embargo, conviene señalar que el promedio de los valores máximos del contenido en anortita observados en las facies fundamentales de las distintas unidades corresponde a  $An^{18}$  y que en todas las unidades existe *oligoclasa*. No obstante, la plagioclasa es en gran parte de composición albitica. El máximo más alto observado corresponde a  $An_{28}$  (Macizo de Hombreiro) y el máximo más bajo de  $An_{12}$  (Alineación de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda).

Los fenómenos petrográficos relacionados con la plagioclasa guardan una clara relación con la composición del granito. En los granitos menos leucocráticos, la plagioclasa es más rica en anortita y suelen encontrarse ejemplares con un zonado oscilatorio geométrico o en parches y bordes ácidos frente a microclina (tipo «decalcificación»).

En la plagioclasa muy ácida ( $\leq An_{10}$ ) de los leucogranitos, la zonación suele ser muy débil y de tipo continuo normal. En los términos muy evolucionados (leucogranitos albitico-moscovíticos), la plagioclasa es muy ácida ( $\leq An_5$ ). En este tipo de rocas la albita suele ser considerablemente más abundante que la microclina, llegando incluso a ser el único feldespato, y se caracteriza por tener numerosas secciones subidiomorfas claramente alargadas, carecer de zonado observable al microscopio, estar finamente maclada según la ley de la albita y carecer casi por completo de productos de sustitución o alteración.

En casi todas las láminas se observan cristales con algunos parches de microclinización y en los términos más ácidos las relaciones entre la plagioclasa y el feldespato potásico suelen ser muy complejas, observándose importantes sustituciones mutuas (microclinización de la plagioclasa y una posterior albitización del feldespato potásico), resultando a veces en una especie de «*mesopertita*» de sustitución gruesa. En los granitos albitico-moscovíticos, la albita parece a veces haber sido ampliamente sustituida por feldespato potásico, recordando al caso de las albitas magmáticas microclinizadas que según AUBERT (1969) existen en las cúpulas graníticas de Montebrias y Echassieres (Macizo Central francés).



Las *mirmequitas* no son en absoluto escasas y pueden, incluso, llegar a constituir 20-30 por 100 de la plagioclasa total (Conjunto granítico de Santiago). Su desarrollo está relacionado con la composición del granito, siendo más manifiesto en las facies más básicas y faltando por completo en las facies albitico-moscovíticas.

La *moscovita* está casi siempre bien representada. Son frecuentes los cristales que poseen bordes irregulares (dactilíticos, fibrosos) simplectíticos con cuarzo donde se encuentran en contacto con feldespato, más en particular con el feldespato potásico. Los cristales de mayores dimensiones suelen ser en parte subidiomorfos (si no han sido transformados a porfiroclastos fusiformes por la deformación) e incluyen a menudo algunos cristales de biotita, apatito, circón, monacita, opacos, cuarzo o sillimanita. Sus secciones basales pueden mostrar un zonado óptico geométrico (observado en cinco unidades).

Aunque en algunas facies locales (a escala de afloramiento) la *biotita* puede ser la mica predominante, normalmente se encuentra en cantidades subordinadas a las de moscovita y en muchas ocasiones el mineral es accesorio. En los granitos muy evolucionados, suele ser muy escasa, presentándose a menudo sólo en forma de pequeñas inclusiones dentro de cristales de dimensiones mayores de moscovita, y puede llegar a faltar por completo. También se observa a veces biotita con secciones aciculares en algunas facies evolucionadas. El mineral se halla a menudo intercrecido paralelamente con láminas de moscovita de dimensiones mayores y es evidentemente sustituido por cristales más pequeños de moscovita.

El *apatito* se presenta predominantemente en cristales xeno-subidiomorfos de hábitos prismáticos cortos o subisométricos que están a menudo redondeados, siendo las formas prismáticas claramente alargadas de escasa frecuencia. Estos fenómenos están relacionados con la composición de la roca y su riqueza en biotita y también se observan en granitos moscovítico-biotíticos de los demás grupos. La tendencia a asociarse a la biotita no es muy pronunciada y es muy débil en los leucogranitos, apareciendo los apatitos incluidos a menudo en otros minerales (moscovita, feldespatos, cuarzo), o dispersos en el conjunto mineralógico. Puede incluir a biotita y a otros accesorios (circón, monacita, opacos), que a veces muestran una disposición zonal. Los núcleos anubarrados subidiomorfos son muy excepcionales. (Macizo de San Juan de Muro, Sector Pico de Meda de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda). Los cristales de mayores tamaños pueden estar agrietados, enturbiados y corroidos a favor de las grietas.

El *granate* es un accesorio relativamente frecuente, especialmente en las facies más evolucionadas (leucogranitos, pegmatitas, aplitas), aunque sus cantidades son siempre muy pequeñas. Puede estar incluido en moscovita, plagioclasa y cuarzo.

La *turmalina* es otro accesorio que tiende a ser relativamente frecuente en los diferenciados tardíos.

En algunas unidades se han observado *berilo* y, posiblemente, *topacio*, siempre en cantidades muy pequeñas. La *fluorita* es muy escasa.

La *sillimanita* ha sido encontrada en láminas delgadas de 10 unidades del subgrupo. Aparece siempre en cantidades mínimas y con el hábito de fibrolita. Se encuentra

principalmente como inclusiones en láminas de dimensiones mayores de moscovita, pero también aparece en cristales de cuarzo y feldespatos (una vez en apatito). Cuando es más abundante, su presencia es debida a metamorfismo de contacto ocasionado por granitoides posteriores (Sectores de Dumbria y Muros-Barbanza de la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza alrededor y dentro del Macizo de La Ruña; Conjunto granítico de El Barquero-Amoa alrededor del Macizo de Estaca de Bares). La presencia de cantidades apreciables de *andalucita* y de gránulos de *espinela* y *corindón* es debida al mismo fenómeno. Sólo en una ocasión se han observado unos pocos gránulos de andalucita que no pueden ser relacionados con dicho metamorfismo de contacto.

En todas las unidades se observan señales de una *deformación* dúctil o semifrágil. El grado de deformación es por lo general bajo o muy bajo en el Conjunto granítico de Siador y bajo en los Macizos de San Ciprián y San Juan de Muro y el Conjunto granítico de Santiago, observándose sólo con carácter bastante local en estos macizos ejemplos de granitos más intensamente deformados. En el resto de las unidades es de intensidad variable y a menudo fuerte en zonas más o menos extensas. Se observan con frecuencia texturas gneísicas protomiloníticas o blastomiloníticas e importantes recristalizaciones. Los fenómenos microscópicos relacionados con la deformación dúctil son idénticos a los observados en los demás granitoides deformados de los Grupos I y II.

### 3.1.3. Subgrupo IB. (Unidades de los conjuntos granitoides inhomogéneos)

#### 3.1.3.1. Introducción

El Subgrupo IB reúne a los llamados conjuntos granitoides inhomogéneos que, como ya indica el término, son unidades caracterizadas por su marcada heterogeneidad que se manifiesta a nivel de afloramiento y a menudo a escala más pequeña. Está integrado por tres conjuntos claramente distintos entre sí y la coherencia petrogenética del subgrupo no está en absoluto clara, jugando el subgrupo por el momento el papel de «cajón de sastre».

Incorpora por una parte al Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada. En este conjunto son muy importantes las migmatitas de origen paraderivado («metatexitas»), observándose en extensas zonas migmatitas «clásicas» caracterizadas por una alternancia a escala centimétrica-decimétrica de un leucosoma granitoide y un melanosoma esquistoso o gneísico a menudo de naturaleza restítica. Parece estar fuertemente inyectado por granitos moscovítico-biotíticos leucocráticos comparables a los colindantes Conjuntos graníticos de Siador y Padrón.

Los Conjuntos granitoides inhomogéneos de Monte Freito y de Camariñas, por otra parte, son de carácter mucho más granítico, estando compuestos principalmente por granitoides («diatexitas»), que incluso pueden alcanzar un buen grado de homogeneidad a nivel de afloramiento.

Han sido incluidos por CAPDEVILA & FLOOR (1970) en su serie alcalina de dos micas, aunque son en parte de naturaleza más bien calcoalcalina y biotítica (alta fre-

cuencia de términos adamellíticos, granodioríticos y tonalíticos en los Conjuntos de Monte Freito y Camariñas). En el esquema de CAPDEVILA et al. (1973) han sido denominados «granodioritas de anatexia».

### 3.1.3.2. Composición

En estos conjuntos es posible encontrar, debido a su elevado grado de heterogeneidad, una amplia gama de rocas, muchas de las cuales pertenecen al paleosoma o a enclaves. Aquí se consideran sólo los componentes granitoides fundamentales, formados a partir de la migmatización o de origen magmático. Su composición fluctúa entre la de una tonalita y la de un granito moscovítico. En los Conjuntos de Monte Freito y Camariñas se encuentran frecuentemente granitoides relativamente básicos, cuya composición corresponde a la de adamellitas, granodioritas y (leuco) tonalitas de tendencia trondhjemítica. Estas rocas pueden llegar a ser importantes desde el punto de vista cuantitativo, lo que ocurre especialmente en la zona del Granitoide de Corcubión del Conjunto de Camariñas, que tiene en su totalidad una composición media estimada en la de una adamellita (granodiorítica según GIL IBARGUCHI, 1982, basándose en 3 análisis químicos). Los términos más básicos parecen pasar insensiblemente a migmatoides de una composición igualmente tonalítica, que sólo se distinguen de los granitoides por su mayor riqueza en biotita y sillimanita y una textura más marcadamente bandeada (concentraciones estratiformes de los últimos dos minerales). La distinción resulta a menudo difícil de realizar. Aunque en los granitoides la biotita predomina a menudo sobre la moscovita, siempre aparece moscovita en cantidades más que accesorias (post-magmática en el Conjunto de Camariñas). El carácter relativamente básico y biotítico de al menos dos unidades del Subgrupo IB contrasta claramente con la composición granítica moscovítica-biotítica del Subgrupo IA.

### 3.1.3.3. Variabilidad interna de las unidades

#### a) A nivel de unidad.

En el Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada se pueden observar a nivel de unidad variaciones kilométricas en el carácter más granítico o más migmatítico de la unidad, pero esta variabilidad es de tipo muy irregular y muy difícil de cartografiar por el fuerte «ruido de fondo» originado por la variabilidad a nivel de afloramiento y los pasos insensibles entre las zonas.

En el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas se observa un zonado sistemático, siendo posible reconocer una zona occidental (Granitoide de Corcubión) más básica (predominantemente adamellítica) y una zona oriental con predominio de (leuco) granitos biotíticos-moscovíticos.

#### b) A nivel de afloramiento.

A nivel de afloramiento los conjuntos suelen mostrar un elevado grado de heterogeneidad, aunque también pueden existir zonas relativamente homogéneas. Especial-

mente en el Conjunto de La Estrada, la variabilidad suele manifestarse a escala centimétrica-decimétrica, debido a la rápida alternancia de paleosoma y leucosoma y el bandeado de los gneises migmatoides de las metatextas.

La heterogeneidad en las partes de carácter claramente granítico es por lo general menos fuerte. Reside por una parte en la presencia de numerosos enclaves, con contactos netos o difusos y, por otra, en la alternancia irregular de facies más o menos contrastadas, en cuyo caso se trata casi siempre de pasos muy graduales. Se observa a menudo una variabilidad en lo que respecta a tamaño de grano, índice de color, relación biotita/moscovita o la presencia y hábito de megacristales de feldespato potásico, dando a menudo lugar a inhomogeneidades tipo schlieren y a granitoides nebulíticos. También el desarrollo de bolsadas irregulares de rocas pegmatoides o aplitoides puede contribuir considerablemente a la heterogeneidad de la roca a escala de afloramiento, al igual que diferencias en la abundancia de enclaves.

### 3.1.3.4. Características macroscópicas

#### 3.1.3.4.1. Contactos

Los contactos de los conjuntos con otras unidades litoestratigráficas son a menudo difíciles de indicar con exactitud, perteneciendo este tipo de unidades a las peor circunscritas y más difíciles de delimitar de cuantas se han estudiado en el presente estudio. Además, se conocen mal el carácter de los contactos y las relaciones cronológicas con las demás unidades del Grupo I. Desde luego, los contactos entre los conjuntos granitoides inhomogéneos y las unidades de los Subgrupos IA y IC suelen estar *fuertemente soldados*, apuntando a que son más o menos contemporáneos.

Los Conjuntos graníticos de Siador y Padrón del Subgrupo IA son con toda probabilidad posteriores a los conjuntos del Subgrupo IB, intruyendo en ellos y englobando a veces enclaves de los mismos. Sin embargo, el contacto entre la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas es al parecer extremadamente vago, desconociéndose su posición exacta y las relaciones cronológicas entre ambas unidades. Los contactos del Conjunto de Camariñas con los Macizos de Mugía y Finisterre, clasificados en el Subgrupo IC, son netos, aunque de carácter evidentemente soldado y muy irregulares. Si bien parece que los últimos son posteriores, no se puede descartar por el momento que localmente hayan sido removilizados en relación con el emplazamiento o la formación del Conjunto de Camariñas. Localmente se observan en el contacto entre el Conjunto granítico inhomogéneo de Monte Freito y el Macizo de Negreira fenómenos de removilización en el último.

Los contactos con los metasedimentos migmatizados y ortoneises son difusos. Los contactos con las unidades de los Grupos II y III son netos, intruyendo los últimos sobre los conjuntos granitoides inhomogéneos.

#### 3.1.3.4.2. *Litología y texturas*

Estos conjuntos son difíciles de describir en pocas palabras, debido a su gran heterogeneidad y a las diferencias que entre ellos existen. En el Conjunto de La Estrada predominan las migmatitas de materiales paraderivados del tipo «normal», es decir, caracterizadas por una alternancia a escala decimétrica-centimétrica de partes (capas, lentes, bolsadas, schlieren) bien contrastadas de leucosoma granitoide leucocrático y de paleosoma oscuro rico en micas ( $\pm$  sillimanita) y a menudo con carácter de restito. Los componentes graníticos en masas mayores se parecen mucho a los encontrados en los Conjuntos graníticos de Siador y Padrón (granitos moscovítico-biotíticos leucocráticos de grano medio-fino de textura esencialmente equigranular), aunque suelen tener numerosos schlieren que parecen representar restos difuminados de las migmatitas bandeadas. Aunque las migmatitas «normales» también aparecen en los demás conjuntos granitoides inhomogéneos, éstos son más graníticos, lo que ocurre especialmente en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas, que es de carácter francamente granítico (s.l.).

Los granitoides encontrados en los Conjuntos de Monte Freito y Camariñas son esencialmente de grano medio (1-3 mm) y de textura equigranular, aunque en algunas zonas pueden ser ligeramente porfídicos (Granitoide de Corcubión, Conjunto de Monte Freito) o contener grandes megacristales aislados que en algunos casos parecen ser xenocristales heredados de ortogneises glandulares migmatizados, del Macizo de Negreira o de fases pegmatoides preexistentes. La proporción biotita/moscovita es muy variable, pero es de notar que los granitoides de los Conjuntos de Monte Freito y de Camariñas son a menudo más bien biotíticos, especialmente el último. Macroscópicamente se observa a menudo *fibrolita* en los conjuntos, tanto en el paleosoma como en los granitoides.

#### 3.1.3.4.3. *Estructuras de flujo*

En estos conjuntos parecen a veces presentarse estructuras de flujo magmático. Se observan también en zonas muy poco deformadas y se manifiestan por una orientación preferente de biotita, fibrolita, megacristales de feldespatos potásicos, schlieren o enclaves. Se observan especialmente en las partes muy graníticas de los conjuntos, como, por ejemplo, en extensas zonas del Granitoide de Corcubión. La orientación preferente de los megacristales en particular, sugiere fuertemente ser el resultado de flujo magmático. También se observan en muchas ocasiones texturas nebulíticas y con schlieren que reflejan el estado al menos plástico por el que han pasado los materiales granitoides. Sin embargo, en muchas ocasiones resulta difícil tener seguridad sobre si las orientaciones preferentes son realmente debidas a flujo magmático, ya que en muchos casos podría tratarse de estructuras miméticas de rocas migmatizadas.

#### 3.1.3.4.4. *Deformación*

A simple vista, la deformación de los granitoides es débil a muy débil en la mayor parte de los conjuntos, observándose sólo con carácter restringido señales de una cla-

ra deformación, como por ejemplo, en zonas cerca del Complejo de Ordenes o de la Unidad de Malpica-Tuy o en la extensión septentrional del Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito, situada en los alrededores de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, donde el granitoide inhomogéneo está claramente cizallado. La deformación débil de los conjuntos se debe, al menos en los casos del de La Estrada y Monte Freito, a su situación en zonas en que la  $S_3$  y el cizallamiento dúctil asimilable a la  $D_3$  son poco manifiestos en todos los granitoides de los Grupos I y II.

#### 3.1.3.4.5. *Manifestaciones filonianas*

En el Conjunto granitoide de La Estrada y, en menor medida, el de Monte Freito, son abundantes las masas irregulares, bolsadas, filones, diques y venas de leucogranitos, pegmatitas, aplitas y pegmaplitas, tanto concordantes como discordantes con las estructuras de las facies fundamentales de los conjuntos.

Especialmente en el primero resulta con frecuencia difícil averiguar si se trata de movilizados autóctonos o parautóctonos generados durante la migmatización o de inyecciones relacionadas con las unidades del Subgrupo IA.

En el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas, el cortejo filoniano de diferenciados tardíos no está muy bien desarrollado, salvo en la zona de contacto con la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza, donde afloran abundantes pegmatitas de grano muy grueso (con feldespatos potásicos de hasta 30 cm). Son estériles desde el punto de vista económico y pueden contener algo de biotita y turmalina. Sin embargo, estas pegmatitas podrían pertenecer a la mencionada alineación y no al Conjunto de Camariñas.

En el Conjunto de Camariñas afloran también bastantes diques de pórfido y microgranitoides. Su asociación genética directa con el conjunto es poco probable, mostrando los diques las características de filones posteriores muy cortantes, tales como contactos no soldados, bordes afaníticos de enfriamiento con texturas de flujo o una textura equigranular.

#### 3.1.3.4.6. *Enclaves*

Estos conjuntos se caracterizan por la abundancia y diversidad de los enclaves, tanto de dimensiones centimétricas como kilométricas. En el Conjunto granitoide de La Estrada, donde predominan los metasedimentos migmatizados in situ, es posible encontrar restos tipo «resister» de constituyentes litológicos no migmatizados de la estratigrafía original y procedentes de distintos dominios (Dominio del Complejo de Ordenes, de las Unidades de Forcarey y Lalín y del Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental), demostrando que la migmatización no respetó los contactos entre estos dominios. Entre ellos se hallan paragneises, esquistos, cuarcitas, rocas calcosilicatadas, anfíbolitas de diversos tipos y ultramafitas.

El Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas está a veces plagado de enclaves de dimensiones pequeñas (cm-dm), que pueden mostrar fenómenos de rotación. Son predominantemente de tipo *surmicáceo* (biotita ± moscovita ± sillimanita), pero también se conocen de esquisto, paragneis, gneises con foliación ondulada probablemente de origen ortoderivado, migmatita, gneis anfibólico, anfibolita, roca calcosilicatada, cuarcita y, posiblemente, de pegmatita y leucogranito. Son también numerosos los elementos con posible carácter de autolito, segregación o xenocrystal, tales como nódulos de cordierita (y/o pinnita) + biotita + cuarzo ± fibrolita ± una mica blanquecina, otros de cuarzo o de cuarzo + andalucita y grandes megacristales de feldespato potásico (de hasta 13 cm). También se conocen retazos mayores Hm-Km de metasedimentos migmatizados con contactos aparentemente difusos.

En todos los conjuntos se conocen retazos kilométricos de ortogneises migmatizados, que tienen a menudo una textura claramente glandular. Los contactos con los granitoides fundamentales de los conjuntos suelen ser difusos a escala métrica-decámetrica.

En los Conjuntos granitoides inhomogéneos de Monte Freito y Camariñas se hallan también enclaves Dm-m de granitoides más oscuros de textura microgranuda, como englburgitas (en el primer conjunto) y rocas clasificadas por GIL IBARGUCHI (1980, 1982) como vaugneritas (Conjunto de Camariñas). Estos últimos se caracterizan por una composición diorítica-cuarzodiorítica micácea y la peculiaridad de que la biotita es flogopítica y el anfíbol actinolítico.

#### 3.1.3.4.7. *Metamorfismo de contacto*

No se conocen fenómenos de metamorfismo de contacto atribuibles a los conjuntos del Subgrupo IB, aparte de posibles removilizaciones de granitoides preexistentes del Grupo I.

#### 3.1.3.4.8. *Mineralizaciones*

En el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas se conocen algunos yacimientos de Sn y W asociados a filones de cuarzo. Se sitúan en una zona que se extiende entre el Macizo de Traba y el Stock de Leis (Grupo III), en continuidad con el área de filones de cuarzo mineralizados del primero y es probable que estén genéticamente relacionados con las unidades del Grupo III.

En el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito se sitúa un importante yacimiento de Sn y W asociado a filones de cuarzo (Mina de San Finx). Está enclavado en una zona en la que el granitoide inhomogéneo está muy gneisificado (zona de contacto con la Unidad de Malpica-Tuy). La ausencia de importantes deformaciones en los filones indica un origen esencialmente postcinemático de los mismos, que con toda probabilidad, están relacionados con el cercano Macizo de El Confurco (Subgrupo III A).

#### 3.1.3.5. *Características microscópicas y consideraciones petrológicas*

Los minerales principales corrientes no muestran rasgos que puedan ser considerados como típicos para las rocas en cuestión. Sin embargo, en cuanto a su mineralogía y composición los conjuntos pueden mostrar algunas características que merecen ser señaladas. En primer lugar se observan a menudo granitoides relativamente básicos, cuya composición corresponde a la de adamellitas, granodioritas y (leuco) tonalitas de tendencia trondhjemitica (ver apartado 1.3.2.). Como ya se ha señalado con anterioridad, el carácter relativamente básico y biotítico del Subgrupo IB contrasta claramente con el carácter granítico moscovítico-biotítico del Subgrupo IA.

Otra característica es la relativa abundancia de *sillimanita*. Aunque este mineral no es en absoluto raro en unidades de otros subgrupos o grupos, es en el presente subgrupo donde su abundancia es máxima, alcanzando a veces valores de 1-2 por 100 del volumen total de la roca, mientras en las demás unidades aparece siempre en cantidades ínfimas. Puede presentarse, además, en densas madejas de cierta extensión y no sólo en haces o agujas aisladas incluidas en otros minerales, como es el único modo de aparición en las demás unidades.

La *plagioclasa* nunca es muy básica ( $An_{30-0}$ ), tampoco en los términos tonalíticos, y puede, en contados casos, mostrar un zonado geométrico.

El *granate* está prácticamente ausente en los Conjuntos de La Estrada y Camariñas y la *andalucita* falta o es muy escasa en todo el subgrupo (aparece en algunos nódulos con cuarzo en el Conjunto de Camariñas, en los que la andalucita es sustituida por sillimanita).

Por último, hay que señalar la frecuente presencia de *cordierita* en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas. Es más abundante en los términos más básicos del conjunto, donde puede llegar a constituir hasta un 10 por 100 del volumen total de la roca. Aparece tanto en concentraciones nodulares (poco frecuentes) macroscópicamente observables, como dispersa en el conjunto mineralógico (muy frecuente). Es mayoritariamente de hábito prismático corto marcadamente idiomorfo. Puede incluir cuarzo y/o sillimanita y/o biotita.

No muestra señales de ser inestable frente a los feldespatos, cuarzo y biotita del conjunto mineralógico del granitoide en que se encuentra. Está siempre fuertemente transformada en filosilicatos, como pinnita, moscovita y una mica ligeramente teñida de verdoso o marrón (analizada y clasificada como una biotita por GIL IBARGUCHI, 1982).

La presencia de cordierita, además abundante, le confiere al Conjunto de Camariñas un carácter único entre las unidades granitoides de la presente área de investigación.

Los granitoides cordieríticos más cercanos a este conjunto de las que se tiene conocimiento afloran en el área de Vigo, donde han sido estudiados por FLOOR (1966). En aquella zona de Galicia son granitoides relativamente básicos (cuarzodioritas micáceas) que se presentan en una especie de «stockwork» de pequeñas masas intrusivas

con contactos netos cuyas relaciones cronológicas con los demás granitoides hercínicos del área se desconocen. Muestran interesantes puntos de semejanza con los granitoides cordieríticos del Conjunto de Camariñas (composición relativamente básica, carácter biotítico, riqueza en enclaves de diversos tipos, cordierita idiomorfa-subidiomorfa, agregados en peine de moscovita + cuarzo, plagioclasa  $An_{31,2}$ , sillimanita incluida en la cordierita. La ausencia o escasez de feldespato potásico en estas rocas parece deberse, al menos en parte, a su desestabilización, como se señala más adelante, lo que explica también la existencia de mirmequitas en rocas sin feldespato potásico).

Las condiciones P y T durante la migmatización in situ que se observan en el Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada parecen haber correspondido a las de las subfacies fK + Sill de las anfibolitas almandínicas, a juzgar por la aparente estabilidad del feldespato potásico y la sillimanita en el leucosoma (antes de una intensa moscovitización retrógrada).

Las asociaciones mineralógicas encontradas en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito indican las mismas condiciones de formación de los granitoides y melanosomas asociados. En el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas, sin embargo, parece haber sido estable una asociación con fK + cord + biot, sin moscovita. En esta unidad toda la moscovita es de carácter postmagmático, presentándose en láminas superpuestas muy irregulares y con bordes muy intrincados, faltando las que se observan en los granitos moscovítico-biotíticos, de contornos poco irregulares y no superpuestas a los demás minerales. El «contacto» petrográfico de este conjunto con la Alineación de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza corresponde a una «isograda» entre una asociación granítica con fK × cord sin moscovita primaria y una con fK + moscovita magmática + sillimanita relictas. En vista de la incertidumbre sobre el carácter ortomagmático de la sillimanita y de la cordierita del granitoide y la falta de acuerdo sobre la posición del punto triple de los polimorfos de  $AlSiO_5$ , no se intenta precisar las condiciones P y T durante la formación del Conjunto granitoide de Camariñas, aunque se pueden deducir presiones relativamente bajas y/o temperaturas relativamente altas, lo que se ve corroborado por la ausencia de granate. Parece probable que el conjunto se haya formado a niveles más someros y/o en una zona con un gradiente térmico más alto que los demás conjuntos y unidades graníticas del Grupo I. La primera posibilidad acercaría este conjunto al Grupo II.

El carácter ortomagmático o xenógeno de la cordierita puede ser objeto de discusión, como suele serlo en granitoides cordieríticos. Aunque éste no es el lugar apropiado para tratar del problema del origen magmático o metamórfico de la cordierita, asunto sobre el cual ya han sido vertidas bastantes palabras en la bibliografía referente a granitoides cordieríticos aflorantes en España, se observa que el mineral posee normalmente un alto grado de idiomorfismo, que no muestra fenómenos de corrosión (aparte de la sustitución por filosilicatos tardíos que le pseudomorfizan) y que se encuentra en rocas con texturas perfectamente comparables a las de los granitoides de las restantes unidades poco o nada deformadas, sugiriendo que un origen magmático para el mineral debe ser considerado como viable.

También se hace mención de la opinión de GIL IBARGUCHI (1982), único autor que ha estudiado con más detalle la cordierita del Conjunto granitoide inhomogéneo

de Camariñas. Según este autor, lo más probable es que la cordierita se originara durante un proceso metamórfico prógrado como resultado de la desestabilización de la sillimanita y la biotita, según una reacción  $sill + biot + cuarzo \rightarrow cord + fK + H_2O$ , en vista de la frecuente presencia de biotita y sillimanita incluidas en la cordierita (a las que se puede añadir también el cuarzo, frecuentemente incluido en el mineral). En los granitoides considerados de anatexia por este autor que afloran en el Conjunto de Camariñas, la cordierita sería principalmente una fase heredada, aunque reconoce que el idiomorfismo, que en palabras del autor ocasionalmente se observa (sin embargo, es más veces regla que excepción), sugiere una intervención ocasional de un líquido durante su formación, en cuyo caso la biotita y sillimanita habrían actuado como gérmenes de cristalización. Parece reticente a aceptar un origen magmático para la cordierita en sus «granitos heterogéneos de anatexia» (zona oriental del Conjunto de Camariñas del presente estudio) porque la composición del mineral en estos granitos es idéntica a la de la cordierita observada en sus «nebulitas de origen sedimentario» (Granitoide de Corcubión del presente estudio) en las que se habría originado el mineral según la reacción propuesta. Sin embargo, las últimas muestran al menos tantos indicios para un origen magmático de la gran mayoría de sus minerales como los primeros, observándose en ellas texturas que recuerdan fuertemente a las de flujo, y rotación de enclaves surmicáceos, además de una textura por lo general perfectamente comparable a la de una roca granítica de origen ígneo, considerándose en este estudio, en ambas zonas, de origen esencialmente magmático.

En el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito y, más en particular en el de Camariñas, se observan fenómenos de una importante transformación retrógrada, como la moscovitización de la sillimanita y la desestabilización de la cordierita, que se convierte en filosilicatos. Son interesantes unos agregados en peine que consisten en un intercrecimiento aproximadamente paralelo muy característico de cuarzo y moscovita y que resultan de la desestabilización del feldespato potásico en presencia de sillimanita según la reacción  $fK + sill + H_2O \rightarrow cuarzo + moscovita$ . Se observan todos los pasos entre cristales de feldespato potásico parcialmente transformados a agregados en que ya no queda nada del mineral original. A veces se conservan restos de plagioclasa de las pertitas originales. En algunas ocasiones, todo el feldespato potásico ha sido sustituido por los agregados en peine, que aún pueden estar bordeados por mirmequitas que originalmente rodearon al feldespato potásico. A juzgar por las descripciones de FLOOR (1966), casos similares se presentan en los granitoides cordieríticos del área de Vigo.

Aparte del problema del origen ortomagmático de la sillimanita y cordierita, siguen existiendo varios problemas sin solucionar en torno a este subgrupo, los más importantes de los cuales para la clasificación son sus relaciones con las demás unidades del Grupo I.

La interpretación petrogenética de los conjuntos resulta difícil. El de La Estrada representa sin duda una migmatización in situ a escala regional de metasedimentos en su mayoría y de cantidades subordinadas de ortogneis. En este conjunto han intruido con toda probabilidad importantes masas de leucogranitos moscovítico-biotíticos asimilables a los Conjuntos graníticos de Siador y Padrón, con sus diferenciados aplíticos

y pegmatíticos, observándose fenómenos de soldadura y desintegración de las migmatitas en los granitos.

Esta migmatización puede ser considerada como el apogeo de la fase paroxismal de metamorfismo regional de la zona (inter  $D_2$ - $D_3$ ).

El carácter de los dos restantes conjuntos granitoides inhomogéneos está menos claro. También en el de Monte Freito parecen haber intruido importantes masas de leucogranitos moscovítico-biotíticos del Subgrupo IA, asimilables al Conjunto granítico de Padrón y al Macizo de Banza.

En el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas, el papel de los leucogranitos moscovítico-biotíticos es mucho menos importante y su carácter posterior no está nada claro, no pudiéndose descartar por el momento que, al menos en parte, sean anteriores y que hayan sido removilizados en el proceso de migmatización.

El origen de los granitoides fundamentales de los dos últimos conjuntos, de carácter relativamente homogéneo y de naturaleza relativamente básica y más bien biotítica, se desconoce. No corresponden en absoluto a los productos de migmatización y removilización de los ortogneises con o sin glándulas que afloran en los retazos incluidos dentro de los conjuntos, siendo los últimos muy leucocráticos y de composición granítica muy félsica. En la bibliografía se consideran generalmente como productos de anatexia de metasedimentos y/o ortogneises.

Tampoco están claras las relaciones con las demás unidades del Grupo I. Las diferencias composicionales que existen entre una parte considerable de las facies fundamentales de los Conjuntos de Monte Freito y Camariñas y los granitos moscovítico-biotíticos del Subgrupo IA son difícilmente compatibles con la idea bastante generalizada en la bibliografía de que los últimos son sólo las masas más desenraizadas (granitos parautóctonos-alóctonos) de los primeros (granitoides autóctonos-parautóctonos). Además, quedan problemas acerca de las relaciones cronológicas entre los conjuntos granitoides inhomogéneos y otras unidades del mismo grupo (especialmente las del Conjunto de Camariñas con la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza y los Macizos de Mugía y Finisterre. Las últimas pueden probablemente ser resueltas con facilidad mediante estudios de campo). Si el Conjunto de Camariñas se hubiera emplazado a una presión relativamente baja, lo que dada la presencia de cordierita y ausencia de granate no es improbable, su clasificación como miembro del Grupo I podría incluso ser discutible.

### 3.1.4. Subgrupo IC. (Unidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos: granitoides biotíticos)

#### 3.1.4.1. Introducción

Este subgrupo reúne a todos los macizos del Grupo I en los que la biotita es la mica claramente predominante, con la excepción del Macizo de Mugía. Forma un conjunto relativamente homogéneo y bien definido, con carácter de polo opuesto al Sub-

grupo IA de los granitos moscovítico-biotíticos o moscovíticos del mismo grupo. La incorporación de los Macizos de Mugía y Finisterre al Subgrupo I es provisional, existiendo incertidumbre sobre sus edades relativas (posteriores o anteriores al Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas), unidad cuya edad relativa respecto a las unidades del Subgrupo IA no está bien establecida. Podrían estar más relacionados con las unidades del Grupo II. Además, el Macizo de Mugía se compone de un granito biotítico-moscovítico a moscovítico-biotítico, siendo de carácter más moscovítico que las demás unidades del Subgrupo IC. Ha sido incluido en este subgrupo por su marcado porfidismo, por mostrar las mismas complejas relaciones frente al Conjunto de Camariñas que el Macizo de Finisterre y algunos rasgos petrográficos que tiene en común con el del último, como la abundancia de apatito, que está asociado claramente a la biotita y que posee frecuentemente núcleos anubarrados subidiomorfos.

Los macizos del Subgrupo IC tienen una morfología muy variada. Sus superficies varían de muy pequeñas ( $\pm 1$  Km<sup>2</sup>, Macizo de Finisterre) a muy grandes, ocupando el Macizo de Chantada-Taboada sólo en el área objeto de estudio una superficie de 300 Km<sup>2</sup>. Por lo general constituyen plutones mal circunscritos que están adaptados bien o muy bien a las estructuras regionales a nivel de plutón, mostrando ejes longitudinales bien definidos que son (sub) paralelos a las mismas. Una vez se presentan en conjuntos desmembrados (Conjuntos plutónicos de Vivero y Gistral, Macizos de Mugía y Finisterre) de cuerpos irregulares y otras veces en masas más coherentes y menos irregulares.

Los Macizos de Santa Eulalia de Pena y Puebla de Parga tienen una forma vagamente semicircular y aproximadamente elíptica, respectivamente. El Macizo de Castrillón parece estar limitado en gran parte por fallas de desgarre (GOUANVIC 1983). Los Macizos de Chantada-Taboada y Bayo tienen una forma marcadamente alargada.

Conviene señalar que a escala cartográfica los macizos de este subgrupo son a menudo muy difíciles de delimitar frente a los granitos moscovítico-biotíticos o moscovíticos del Subgrupo IA, que les instruyen, quedándose en varias ocasiones desmembrados y reducidos a retazos de carácter relicto (Conjunto plutónico de Vivero, sectores norte y oeste del Macizo de Chantada-Taboada, parte meridional del Macizo de Bayo, parte septentrional del Macizo de Meabia, Macizo de Castrillón). Existen extensas zonas de mezcla asociadas a estos cuerpos, en las que pueden llegar a predominar los granitos del Subgrupo IA y los contactos deben ser considerados en estos casos como meras envolventes de las zonas en que puede encontrarse el granitoide biotítico y no como el límite entre cuerpos masivos.

También pueden existir zonas con facies transicionales a un granito moscovítico-biotítico, como en la zona de contacto entre el Macizo de Puebla de Parga y el Conjunto granítico de Friol.

#### 3.1.4.2. Composición

Desde el punto de vista composicional, el Subgrupo IC es de naturaleza «relativamente básica», tratándose casi en todos los casos de granitoides predominantemente biotíticos.

La composición de las facies fundamentales de las unidades fluctúa entre la de *cuarzodioritas anfibólicas* y *tonalitas biotítico-anfibólicas* para los términos más básicos (Conjunto plutónico de Vivero) y la de un *granito a adamellita moscovítico-biotítica* (Macizo de Mugía). Los términos básicos del Conjunto plutónico de Vivero se aproximan composicionalmente a los enclaves microgranudos, que son probablemente comagmáticos con las facies fundamentales de las unidades. Si se toman en consideración estos enclaves, el rango composicional se extendería hacia el polo básico a los campos de *dioritas*, *cuarzo-monzodioritas* y *monzodioritas biotítico-anfibólicas* o *biotíticas* (megaenclaves decamétricos de facies anteriores a la normal del Macizo de Bayo). Podría ser más amplio aún si los enclaves de *rocas ultramáficas peridotíticas* con anfíbol (cortlanditas) señaladas en el Conjunto plutónico de Vivero resultaran estar asociados genéticamente con dicho conjunto. ARCE et al. (1977) sugieren una relación de equivalencia con el conjunto encajante semejante a la establecida por PITCHER & BERGER (1977) para la suite appinitica de Donegal, pero por el momento la relación de estas rocas con el Conjunto plutónico de Vivero debe ser considerada como problemática.

Si se hace caso omiso de las masas relativamente pequeñas de los términos más básicos del Conjunto plutónico de Vivero y de Gistral y de los enclaves microgranudos tipo precursor básico encontrados en todas las unidades, el espectro composicional abarca desde una granodiorita biotítica a un granito o adamellita moscovítico-biotítica, situándose las facies fundamentales de muchas de las unidades en la zona de transición entre los granitos sensu estricto y las granodioritas.

La *moscovita* está casi siempre presente y puede ser un constituyente principal (facies granodioríticas-graníticas del Conjunto plutónico de Vivero, Macizos de Puebla de Parga, Chantada-Taboada, Finisterre, Meabía) y en el Macizo de Mugía este mineral representa la mica predominante, al igual que en algunas facies transicionales del Macizo de Puebla de Parga al Conjunto granítico de Friol.

El *anfíbol* aparece sólo en los términos más básicos del Conjunto plutónico de Vivero y en enclaves tipo microgranudo.

### 3.1.4.3. Variabilidad interna de las unidades

#### a) A nivel de unidad.

La variabilidad composicional y/o textural a nivel de plutón en las unidades del Subgrupo IC es por lo general de poca importancia. En el Macizo de Santa Eulalia de Pena es posible distinguir una facies de borde que difiere de las facies más centrales por la frecuente aparición de granate.

En otros casos se observan diferencias considerables entre las distintas masas de una misma unidad (Conjuntos plutónicos de Vivero y Gistral).

En el Macizo de Chantada-Taboada es posible reconocer una mayor frecuencia de facies con matriz de grano relativamente fino, en las que destacan fenocristales de cuarzo de hasta 10 mm de diámetro, en una zona ancha (Km) del plutón situada en la Hoja de Golada.

Otras variaciones sistemáticas pueden ser las originadas por una mayor abundancia de megaenclaves tipo microgranudo (extremo septentrional del Macizo de Bayo) o de inyecciones de granitos de dos micas, pegmatitas, aplitas y pegmatitas (parte meridional del Macizo de Bayo, partes occidental y septentrional del Macizo de Chantada-Taboada), pero, aparte del Macizo de Santa Eulalia de Pena, no se conocen ejemplos de macizos con un claro zonado concéntrico.

#### b) A nivel de afloramiento.

La heterogeneidad composicional y/o textural a escala de afloramiento puede ser considerable, como, por ejemplo, en los Conjuntos plutónicos de Vivero y Gistral y en la parte norte del Macizo de Bayo. En los dos primeros casos la heterogeneidad viene dada en gran parte por la alternancia irregular de partes más félicas de composición tonalítica o granodiorítica, con otras más félicas de composición granodiorítico-granítica. En el Conjunto plutónico de Vivero, las relaciones entre estas partes a veces bastante contrastadas son variables, observándose unas veces pasos graduales y otras veces contactos más o menos bien definidos que delatan un proceso intrusivo complejo con diferentes grados de consolidación del conjunto en las etapas correspondientes a los sucesivos pulsos de intrusión. En la parte septentrional del Macizo de Bayo la heterogeneidad es causada por la presencia de numerosos megaenclaves tipo microgranudo y de facies transicionales entre éstos y la facies normal del macizo (¿hibridación?).

En las demás unidades la variabilidad a nivel de afloramiento consiste principalmente en pequeñas variaciones en el tamaño de grano, índice de color, abundancia de moscovita y, más en particular, en la densidad del porfidismo, que puede variar mucho, como, por ejemplo, en la facies porfídica del Macizo de Santa Eulalia de Pena y en el Macizo de Puebla de Parga. Especialmente en estos dos ejemplos se observa a menudo un porfidismo concentrado en bolsadas y bandas irregulares y difusas que a veces tienen el aspecto de un pegmatoides feldespático. Esto también puede encontrarse en las demás unidades, aunque con menos frecuencia.

Los schlieren biotíticos, son poco frecuentes.

### 3.1.4.4. Características macroscópicas

#### 3.1.4.4.1. Contactos

Los contactos con los metasedimentos son casi siempre netos y claramente intrusivos. En detalle son a menudo discordantes con las estructuras de los mismos. En el Conjunto plutónico de Vivero pueden haber sido afectados por una migmatización posterior.

Cuando están en contacto con otras unidades graníticas, resultan casi siempre ser anteriores a éstas salvo con dos excepciones. Primeramente, no está clara la relación cronológica entre el Macizo de Castrillón y la facies de grano medio-grueso con textura ligeramente porfídica de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de

Meda. Según GOUANVIC (1983), el primero es posterior a la última, pero observaciones de campo realizadas en el marco de la ejecución del presente proyecto indican que la relación temporal podría ser la opuesta. En segundo lugar se desconocen las relaciones cronológicas entre los granitoides del Subgrupo IC y los conjuntos graníticos inhomogéneos del Subgrupo IB. Localmente se han observado fenómenos de removilización del granitoide del Macizo de Negreira en el contacto con el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito, por lo que parece que aquél es anterior o contemporáneo con al menos parte de éste. El lentejón del Macizo de Castrillón situado al este de Corcoesto (X 512.800, Y 4.786.400) posee contactos aparentemente transicionales con el granitoide inhomogéneo que se puede considerar como la prolongación hacia el norte del Conjunto de Monte Freito y aquí podría presentarse un caso comparable de removilización.

Las relaciones entre los Macizos de Mugía y Finisterre y el Granitoide de Corcubión del Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas no están claras. Sus contactos con aquel conjunto pueden ser muy irregulares y estar fuertemente soldados. Aunque parece que son posteriores al granitoide inhomogéneo, no se puede descartar que sean anteriores o penecontemporáneos y que estén implicados en procesos de removilización o hibridación relacionados con el último.

#### 3.1.4.4.2. *Textura*

En la gran mayoría de los casos, las facies fundamentales de los macizos del Subgrupo IC tienen una *textura porfídica* debida a la presencia de numerosos megacristales de feldespato potásico. Estos suelen ser subidiomorfos a simple vista y alcanzan frecuentemente longitudes de hasta 40 mm, existiendo en la mayoría de los macizos ejemplares de hasta 70 mm bastante numerosos y excepcionalmente de hasta 150 mm de largo. Los ejemplares mayores suelen poseer secciones claramente alargadas. A menudo se observan texturas de FRASL, indicadas por inclusiones de plagioclasa o biotita. El porfidismo suele ser poco seriado, en contraste con casi todas las demás unidades porfídicas de la zona estudiada. Puede estar desarrollado bastante desigualmente a nivel de afloramiento.

También es frecuente observar cristales de cuarzo relativamente grandes, de hasta 15 mm de diámetro. Son poco o nada porfídicas las facies fundamentales de los Conjuntos de Vivero y Gistral y las facies de transición del Macizo de Puebla de Parga al Conjunto granítico de Friol.

La matriz de los granitoides predominantemente biotíticos es principalmente de grano medio (1-5 mm), siendo el promedio claramente inferior al de los macizos de los Grupos I y III.

#### 3.1.4.4.3. *Estructuras de flujo*

En todas las unidades caracterizadas por un marcado porfidismo, los megacristales de feldespato potásico tabulares muestran una clara orientación preferente. Ya que

esta orientación suele manifestarse también en áreas poco o muy poco deformadas de las unidades, parece lógico suponer que sea debida a flujo magmático. También existen orientaciones indicadas por disposiciones bandeadas de heterogeneidades litológicas, como las de tipo schlieren biotíticos o feldespáticos y otras marcadas por la disposición de enclaves de tipo microgranudo que, al menos en un número de casos, parecen reflejar flujo magmático. Son paralelas a las definidas por los megacristales de feldespato potásico. En la gran mayoría de los casos las orientaciones anteriormente señaladas son paralelas a las estructuras deformativas y al eje longitudinal de los macizos, apuntando a un emplazamiento sincinemático.

En el Macizo de Finisterre parecen existir vagas orientaciones de flujo magmático de megacristales de feldespato potásico que localmente siguen los contactos irregulares de este cuerpo.

De las unidades del Subgrupo IC únicamente el Macizo de Castrillón ha sido estudiado sistemáticamente desde el punto de vista petroestructural (GOUANVIC, 1983). Este autor ha analizado la fábrica planar definida por los megacristales tabulares de feldespato potásico. Señala que se trata de una fábrica compuesta y sugiere que existe un componente debido a flujo magmático paralelo a aquellos contactos formados por fallas de desgarre transversales de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda y, según el autor, aprovechadas por la intrusión del granitoide. Otro componente es de origen diastrófico y se ocasionó por el cizallamiento de la D<sub>3</sub>.

#### 3.1.4.4.4. *Deformación*

Aunque de manera muy desigual, tanto a nivel de plutón como a nivel de subgrupo, todas las unidades están claramente afectadas por deformaciones dúctiles asimilables a la D<sub>3</sub>. En algunos casos el cizallamiento dúctil guarda relación con importantes fallas, como la de Vivero (que afecta al Conjunto plutónico de Vivero y al Macizo de Santa Eulalia de Pena) o la de Valdoviño (que afecta al Macizo de Chantada-Taboada). El último macizo ofrece un ejemplo ilustrativo de un plutón muy desigualmente afectado por la deformación, existiendo en él amplias zonas poco deformadas, por lo que ha sido considerado como post-deformación por algunos autores (DIVAR & IGLESIAS 1982, NESEN 1981) que sólo tenían un conocimiento restringido del macizo. Únicamente donde la zona de cizallamiento dúctil relacionada con la Falla de Valdoviño corta al macizo, la deformación se hace patente en el campo.

El Macizo de Negreira está truncado y deformado por una falla tardía del importante sistema de fallas de dirección N 110°-120° E. que, entre otras cosas, delimita en parte al Complejo de Ordenes y afecta a la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda.

El Macizo de Santa Eulalia de Pena parece haber sido afectado no sólo por la D<sub>3</sub>, sino también por deformaciones asociadas al Manto de Mondoñedo de D<sub>2</sub> (MARTINEZ CATALAN 1981 1983).



#### 3.1.4.4.5. Manifestaciones filonianas

Casi todos los macizos del Subgrupo IC están fuertemente inyectados por filones, diques y masas irregulares de granitos moscovítico-biotíticos o moscovíticos, pegmatitas, aplitas y pegmatilitas. Sólo los Macizos de Mugía y Finisterre constituyen excepciones, siendo ambos muy pobres en rocas filonianas. (Sobre el Conjunto granítico de Gistral faltan datos debido a las malas condiciones de campo).

La cantidad de las inyecciones puede ser tan alta que llegan a ser predominantes, reduciéndose el granitoide biotítico en ocasiones a retazos y enclaves.

Los granitos son casi siempre muy parecidos a los de los cuerpos adyacentes del Subgrupo IA y cabe suponer que muchas de las rocas intrusivas en los granitoides biotíticos previamente señaladas guardan una relación genética con los granitos de dicho subgrupo. La correlación positiva entre la abundancia de inyecciones de pegmatita, aplita y pegmatilita y las inyecciones de granitos moscovítico-biotíticos o moscovíticos apunta también a esta posibilidad. Probablemente el cortejo filoniano que guarda una relación genética directa con los plutones del Subgrupo IC es de poca importancia, quedándose reducido a bolsadas u otras concentraciones pegmatoides de feldespatos potásico con contactos difusos y aplogranitos biotíticos de grano fino. Las primeras pueden estar cortadas por granitos moscovítico-biotíticos, pegmatitas y aplitas, por lo que deben pertenecer a una generación anterior de rocas de aspecto filoniano, aunque no se tiene certeza sobre si realmente representan diferenciaciones tardías, pudiendo tratarse también de acumulaciones.

Por otra parte, con los métodos de investigación usados en el presente proyecto no ha sido posible hacer una clara separación entre filones y diques de aplogranitos biotíticos o predominantemente biotíticos y otros de granitos moscovítico-biotíticos o moscovíticos, presentándose todos los tipos transicionales, sin que se presente una clara secuencia temporal de tipos que, por ejemplo, pudiese ser relacionada con un cortejo filoniano propio de los granitoides biotíticos y otro relacionado con las inyecciones de granitos moscovítico-biotíticos respectivamente (como, por ejemplo, en el Macizo de Negreira). De todas maneras, resulta difícil saber con certeza cuál es el conjunto filoniano propio a las unidades del Subgrupo IC y el problema aún no ha encontrado solución satisfactoria en todos los aspectos. Ilustrativo sobre este punto es que en opinión de varios autores el Macizo de Tremuzo representa probablemente un conjunto de diferenciados tardíos del Macizo de Bayo por aflorar dentro del mismo (AVE LALLEMANT 1965, ARPS 1970), mientras en el presente proyecto se considera más probable que esté asociado genéticamente con los granitos moscovítico-biotíticos de la colindante Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza, por mostrar pasos a ellos y por ser muy similares a los diferenciados evolucionados de dicha alineación. En caso de verse comprobada la idea expresada en el apartado 1.2. de que los granitos de los Subgrupos IA y IC pueden estar íntimamente relacionados, el problema de la procedencia de los diferenciados tardíos en los granitoides biotíticos del Subgrupo IC perdería mucha de la relevancia petrogenética que se le da en la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR (1970).

Son de poca importancia otros tipos de rocas filonianas, como son las vetillas de

cuarzo  $\pm$  turmalina (auríferas en el Macizo de Castrillón) y filones de pórfidos y rocas básicas. Los últimos dos tipos carecen con toda probabilidad de relación genética directa con las unidades del Subgrupo IC, tratándose de intrusiones cortantes.

#### 3.1.4.4.6. Enclaves

Es característico para las unidades del Subgrupo IC la relativa abundancia de *enclaves microgranudos*. Han sido observados en todas las unidades, posiblemente con la excepción del Macizo de Castrillón. Especialmente en las dos unidades más básicas, que son las del Conjunto plutónico de Vivero y del Macizo de Bayo, donde pueden llegar a ser abundantes y conferirles a estas unidades un carácter muy heterogéneo. Sus dimensiones son variables (cm-Hm), pero predominantemente pequeñas ( $\leq 50$  cm).

Tienen formas redondeadas, a menudo elipsoidales (cuando son de dimensiones pequeñas) y son siempre más oscuros y de grano más fino que las facies fundamentales de las unidades. Pueden mostrar una textura ligeramente porfídica debido a la presencia de escasos megacrystalos (¿fenocrystalos?) de feldespatos, cuarzo y biotita. Son masivos o foliados. Su composición es principalmente cuarzodiorítico-tonalítica y, aparte de la biotita, pueden contener anfíbol como mineral máfico. En el Conjunto plutónico de Vivero se han encontrado rocas ultramáficas peridotíticas con anfíbol (*cortlanditas*), cuya relación con el conjunto encajante es problemática, aunque ARCE et al. (1977) las consideran como términos de una suite appinitica asociada al Conjunto plutónico de Vivero. Los enclaves microgranudos de los Macizos de Finisterre y Mugía son, según GIL IBARGUCHI (1982), muy parecidos a las *vaugneritas* encontradas por este autor en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas. En el Macizo de Bayo y en el de Negreira se han encontrado enclaves (?) microgranudos de composición tonalítica o granodiorítica con concentraciones milimétricas de pequeños cristales de esfenos roedadas de aureolas ricas en feldespatos (*englburgita*).

Los enclaves microgranudos suelen disponerse paralelamente a las estructuras del granitoide encajante. Los contactos con el encajante son siempre netos, aunque soldados. En el Macizo de Bayo se han observado transiciones escalonadas al granitoide encajante.

Los enclaves microgranudos se consideran generalmente como comagmáticos con las facies fundamentales de las unidades del Subgrupo IC («precursores básicos» de CAPDEVILA 1969).

También se encuentran *xenolitos* del encajante, a veces de dimensiones cartografiables (Macizo de Puebla de Parga). Otros tipos de enclaves son escasos (cuarzo, surmicáceos). Los Macizos de Mugía y Finisterre tienen zonas de borde al parecer altamente contaminadas con roca de caja (zonas de mezcla), pero en estos casos falta certeza sobre el carácter de enclaves de la última.

#### 3.1.4.4.7. Metamorfismo de contacto

En casi todos los casos, los fenómenos de metamorfismo de contacto atribuibles con seguridad a los macizos del Subgrupo IC están muy poco desarrollados o ausen-

tes, tanto macroscópico como microscópicamente. Quedan restringidos a la corneanización en algunos puntos, turmalizaciones, recristalizaciones, poligonizaciones, formación de nódulos (¿andalucita?) y la blastesis de moscovita o quistolita. Una excepción la constituye el Macizo de Chantada-Taboada, que ha ocasionado una clara aureola de contacto donde intruye sobre metasedimentos de bajo grado de metamorfismo regional, cuyos términos pelíticos son filitas. La anchura de la aureola en la que a simple vista se observan los fenómenos de metamorfismo de contacto llega aquí a alcanzar un valor de 1.200 m. Los efectos consisten en la aparición de nódulos en las filitas y en una progresiva pérdida de su esquistosidad, encontrándose próximo al contacto corneanas bimicáceas con *andalucita*. Los porfiroblastos del último mineral fosilizan la  $S_3$ , que, sin embargo, ha sido aplastada alrededor de los mismos, creando sombras de presión, de lo que se puede deducir una intrusión sin- $D_3$ . También se han encontrado corneanas quistolíticas en un punto próximo al contacto oriental del Macizo de Puebla de Parga, mostrando en este caso la andalucita unas relaciones texturales análogas a las anteriormente descritas.

#### 3.1.4.4.8. Mineralizaciones

Dentro y alrededor de la gran mayoría de los macizos del Subgrupo IC no se han observado indicios de mineralizaciones de interés económico relacionables con estos cuerpos, ni se dispone de referencias sobre su existencia.

En el Macizo de Puebla de Parga se han encontrado huellas de arsenopirita y en el de Finisterre de pirita (?). Los Macizos de Bayo y de Castrillón podrían estar relacionados con mineralizaciones de *Au*, del tipo filoniano con cuarzo y arsenopirita. GOUANVIC (1983) sugiere que el último macizo guarda una relación genética con antiguas explotaciones de *Au* del tipo indicado, que se sitúan en parte dentro y en parte a corta distancia del macizo, pero la existencia de tal relación debe ser considerada de carácter bastante hipotético.

#### 3.1.4.5. Características microscópicas

Microscópicamente, los granitoides del Subgrupo IC muestran las características correspondientes a las de unos tipos de composición relativamente básica, lo que no es decir que éstas sean exclusivas para el subgrupo, ya que aparecen también en los miembros relativamente básicos de los Grupos II y III.

El cuarzo no ofrece ninguna particularidad que pudiese caracterizar al subgrupo. El *feldespato potásico* muestra una clara tendencia a formar megacristales. Suele ser poco o muy poco perítico (principalmente perfitas de formas finas y muy finas) y mostrar un maclado en enrejado muy desigualmente definido, no sólo a nivel de lámina delgada, sino hasta dentro de un mismo cristal. Con relativa frecuencia es posible observar algunos ejemplos de cristales de feldespato potásico con una débil zonación óptica subidiomorfa. En la facies porfídica del Macizo de Santa Eulalia de Pena se han observado texturas que recuerdan a las de tipo rapakivi.

La composición de la *plagioclasa* fluctúa en consonancia con el carácter más o menos básico de la roca. El valor máximo del contenido en An se ha observado en el Macizo de Negrreira y el Conjunto plutónico de Vivero ( $An_{46}$ ), mientras el valor mínimo ( $An_{5,0}$ ) se observa en bordes ácidos tipo «decalcificación» o en albitas mirmequíticas tardías presentes en muchas facies.

Como cabe esperar en este subgrupo de granitoides relativamente básicos los valores máximos del contenido en An son bastante altos y el promedio de los mismos para todas las facies fundamentales encontradas en todas las unidades (sin considerar los enclaves microgranudos) corresponde a  $An_{33}$ . (En dichos enclaves se ha observado un valor correspondiente a  $An_{77}$  como máximo: Macizo de Bayo). El máximo más bajo se presenta en la facies no porfídica del Macizo de Santa Eulalia de Pena ( $An_{12}$ ), donde el rango composicional del mineral también es mínimo ( $An_{12-10}$ ).

Otra expresión del carácter medio relativamente básico de la plagioclasa es la relativa frecuencia con la que se observan cristales con un zonado oscilatorio geométrico o en parches irregulares, bordes ácidos bien definidos en contacto con el feldespato potásico, la presencia de mirmequitas y la de productos secundarios con Ca (epidota-clinozoisita, prehnita, carbonato), pero conviene señalar que es sólo la mayor frecuencia la que caracteriza al subgrupo como tal y no el mero hecho de que estos fenómenos se observen, ya que también se producen en los términos relativamente básicos de los Grupos II y III. En muchas facies fundamentales se observan fenómenos de agrupación de cristales de plagioclasa primaria por sinneusis y una ligera microclinalización de los mismos, manifestándose principalmente en forma de parches pequeños (cuantitativamente muy poco importante).

La *biotita* no ofrece ninguna particularidad que pudiese ser considerada como exclusiva para este subgrupo. Muestra los rasgos inherentes a la composición media relativamente básica del subgrupo, reflejándose el carácter calcoalcalino de los granitoides, al igual que en el caso de la plagioclasa, en la frecuencia con la que se observan entre sus productos de transformación minerales como prehnita, epidota-clinozoisita y esfena.

La cantidad de *moscovita* es siempre inferior a la de biotita, salvo en el Macizo de Mugía, donde es la mica predominante. Normalmente sus cantidades son meramente accesorias en los términos más básicos, en cuyo caso parece ser exclusivamente de origen muy tardío (deutérico). En varias facies o cuerpos menos básicos puede llegar a constituir un mineral principal (facies granodioríticas-graníticas del Conjunto plutónico de Vivero; Macizos de Puebla de Parga, Chantada-Taboada y Finisterre) y aquí existen normalmente a nivel de lámina delgada algunos cristales de mayores dimensiones evidentemente anteriores a las formas deutéricas, que parecen ser de origen tardío a postmagmático.

El *anfíbol* (hornblenda verde) puede ser un constituyente importante en las facies cuarzodioríticas (hasta 40 por 100 del volumen) y tonalíticas del Conjunto plutónico de Vivero. Por lo demás, sólo se ha encontrado en las facies más básicas, más oscuras y de grano más fino con carácter de «precursor básico» de los Macizos de Negrreira y Bayo, donde puede desempeñar el papel de componente principal. En el último macizo incluye excepcionalmente relictos de un clinopiroxeno incoloro.

El *granate* aparece en algunos macizos del subgrupo (Conjunto plutónico de Gistral, las dos facies fundamentales reconocidas en el de Vivero, las tres facies fundamentales del Macizo de Santa Eulalia de Pena) presentándose con relativa frecuencia en el primero y en las facies no porfídicas y marginales del último. Se presenta en cristales por lo general pequeños, tanto dispersos en el conjunto mineral de la roca como incluidos en otros minerales (plagioclasa, feldespatos potásicos, cuarzo, moscovita, biotita) y puede incluir a su vez cuarzo y biotita.

Los accesorios primarios, como el *circón*, *monacita*, *esfena* (escasa y sólo claramente primaria en los términos más básicos del Conjunto plutónico de Vivero y los Macizos de Negreira y Bayo), *allanita* y *apatito* muestran normalmente una clara tendencia a asociarse a la biotita (fenómeno generalizado de los granitoides más básicos de todo el área estudiada). El *apatito* tiene como particularidad de que incluye a menudo a otros accesorios (especialmente *circón*), que incluso pueden llegar a dibujar estructuras zonales y que con relativa frecuencia presenta núcleos anubarrados subidiomorfos (especialmente frecuentes en los Macizos de Mugía y Finisterre). La *allanita* es un accesorio bastante frecuente.

La *sillimanita* es poco frecuente (Macizo de Chantada-Taboada, Negreira, Finisterre y Mugía (?), y siempre extremadamente escasa, estando su presencia restringida a algunas agujas de fibrolita incluidas en otros minerales (plagioclasa, moscovita, cuarzo).

Aunque sus manifestaciones suelen estar muy desigualmente desarrolladas dentro de una misma unidad y a menudo incluso a nivel de lámina delgada, todas las unidades del Subgrupo IC presentan claras señales de que al menos extensas zonas suyas han sido afectadas por una deformación dúctil, acompañada de importantes recristalizaciones. Los fenómenos texturales ocasionados por la deformación y recristalización son idénticos a los observados en las demás unidades afectadas por deformación de la D<sub>3</sub> (+D<sub>2</sub>).

Algunos de los macizos, como los de Mugía y Finisterre, han sido considerados como postectónicos, pero también en estos cuerpos se observan al microscopio las señales de una deformación penetrativa de carácter dúctil y recristalizaciones sin o post-cinématicas, confirmando que no encuadran en el Grupo III.

### 3.2. UNIDADES DE EMPLAZAMIENTO SOMERO (Grupos II y III)

Existen razones para suponer que las unidades de los grupos II y III han sido emplazadas en niveles más someros que las del Grupo I. Aunque aún no es posible suministrar valores absolutos de sus niveles de intrusión, parece que al menos algunas de ellas son de carácter auténticamente epizonal.

Conviene señalar que las evidencias para un emplazamiento relativamente somero son más claras en las unidades del Grupo III que en las del Grupo II. Este último constituye hasta cierto punto un grupo de transición entre los Grupos I y III.

Los indicios para deducir un emplazamiento relativamente somero son los siguientes:

a) La presencia, en un número de casos, de facies de borde con carácter de facies de enfriamiento rápido. Son rocas de grano más fino que las facies fundamentales de las unidades (medio-fino). A menudo poseen una textura marcadamente heterogranular, caracterizada especialmente por la presencia de fenocristales de cuarzo globulares de hasta 12 mm de diámetro. Normalmente tienen aspecto de pórfidos. Muestran pasos transicionales a las facies normales. Se presentan en zonas de anchura métrica-decamétrica.

b) La íntima asociación que las unidades pueden mostrar con pórfidos. Estos se presentan generalmente en masas subordinadas de configuración irregular que intruyen sobre las facies normales. Pueden presentarse tanto en los contactos de las unidades, en cuyo caso puede ser difícil distinguirlos de las facies de borde, como en las partes más centrales. Los contactos con las facies normales suelen ser netos, pero evidentemente soldados. Excepcionalmente, forman masas considerables dentro de las unidades, como en los Macizos de Fontao (Exogranito B) y de Varilongo (Exogranito B). Poseen una textura típica, caracterizada por una alta proporción de fenocristales/matriz, que es mucho más elevada que en los pórfidos que cortan a los metasedimentos y a las unidades del Grupo I.

Representan probablemente pulsos magmáticos de subida rápida, facilitados por un rápido descenso en la presión confinante o por esfuerzos distensivos originados por la cristalización y el enfriamiento de la masa principal de plutón.

En todas las clases de rocas paleozoicas (y más antiguas) de Galicia pueden presentarse diques y otras masas de pórfidos, por lo que a primera vista su relación genética directa con las unidades de los Grupos II y III podría parecer poco clara. Aunque no es posible afirmar que todos los pórfidos guardan una relación genética directa con las unidades de los Grupos II y III, para al menos parte de ellos esta relación parece clara. La forma de presentarse en estas unidades (en masas irregulares), los contactos soldados con el granitoide encajante, y la típica proporción alta de fenocristales/matriz, fenómenos que únicamente se observan en los granitoides de emplazamiento relativamente somero, al igual que su mayor abundancia dentro y alrededor de los mismos, apuntan a la existencia de esta relación. Los pórfidos que aparecen en los metasedimentos, ortogneises, etc., y las unidades del Grupo I suelen presentarse en masas de morfología regular (filones y diques con contactos a menudo rectos), de carácter muy cortante, a menudo con bordes afaníticos de enfriamiento, en los cuales pueden observarse texturas de flujo (bandeado), y no estarán soldados con el encajante. Son de grano fino o afaníticos y tienen un porcentaje muy bajo de fenocristales ( $\leq 5$  por 100) de cuarzo y feldespatos.

PARGA PONDAL (1956) ya relacionó los diques de pórfido con los granitos designados por él como «tipo Traba» y que corresponden esencialmente a las unidades del Grupo III. Observó el fenómeno de que en algunos casos los diques dibujan sistemas aproximadamente anulares, como el conjunto de diques de carácter petrográfico muy variado que en las Hojas de Mugía y Camariñas se extiende en forma de un arco muy amplio entre Martinete (X 480.700, Y 4.767.800), Bardullas (X 482.300, Y 4.764.700), Vilardouteiro (X 486.500, Y 4.764.600), Alto do Cabral (X 496.300, Y 4.765.200), Paizás (X 497.800, Y 4.768.600), Calo (X 496.400, Y 4.776.000) y Pasa-

rela (X 496.000, Y 4.777.300). A la altura del último pueblo se interpone entre el Macizo de Traba y su encajante. Estas estructuras anulares dibujadas por diques indican también condiciones de emplazamiento epizonales.

En el ejemplo arriba señalado, sin embargo, la relación genética directa con los granitos de los Grupos II y III no está comprobada con seguridad, con lo que no puede servir como argumento para suponer el carácter epizonal de los últimos.

c) En varias unidades se observa una clara zonación más o menos concéntrica y algunas son incluso anulares o forman parte de un complejo anular y zonado a la vez (Complejo de La Coruña).

d) Con pocas excepciones (Conjuntos graníticos de Carnés y Vilardoa y el Macizo de La Ruña) las unidades se presentan en plutones bien circunscritos, contrastando claramente con las unidades del Grupo I. Suelen tener contactos regulares y una morfología sencilla.

e) A escala regional tienen a menudo un carácter claramente discordante mostrando sus formas en la gran mayoría de los casos una notable carencia de adaptación a las estructuras de la Orogenia Hercínica. Estas, además, están muy poco perturbadas por las intrusiones de las unidades. Este rasgo está claramente menos desarrollado en el Grupo II, donde, por ejemplo, las masas individuales del Conjunto granítico de Carnés dibujan una zona alargada que es paralela a las estructuras regionales. Sin embargo, en este caso el conjunto está claramente relacionado con el Macizo de La Ruña, cuya envolvente es marcadamente discordante con las estructuras regionales, cortando a la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza. El Macizo de Varilongo tiene un eje longitudinal paralelo a la estructura regional, pero su estructura anular y el importante papel de los microgranitos porfídicos (Exogranito B) lo relacionan con las unidades de emplazamiento relativamente somero. También la parte meridional del Macizo de La Silva muestra una concordancia a escala regional con los meta-sedimentos, pero el sector septentrional del macizo forma claramente parte de una estructura anular y posee una disposición zonada de distintas facies.

f) Las unidades pueden aparecer en zonas con un bajo grado de metamorfismo regional (epizonal), donde ocasionan aureolas de contacto muy bien definidas (Galicia oriental y Asturias).

g) En algunos casos, las condiciones del metamorfismo corresponden a las de las facies de las corneanas con piroxeno (Macizos de Estaca de Bares, Castroverde, Tojiza, Conjunto plutónico de Tapia-Salave), lo que en ausencia de fenómenos de fusión no solamente indica que las unidades son de emplazamiento relativamente somero, sino que los valores absolutos de la presión durante la intrusión eran bajos (<2 kb).

Por último, conviene señalar, a título indicativo, que en muchos de los granitos de los Grupos II y III se observan fenómenos de coloración del feldespato (rubefacción, tonalidades rosáceas), tanto a nivel más o menos regional e incluso de plutón, como restringidos a zonas métricas-decamétricas. En el último caso van a menudo asociados a procesos de cloritización, episienitización y a una venulación con cuarzo, que guardan relación con una fracturación tardía de tipo frágil. Estos fenómenos son muy

raros en los granitos del Grupo I, habiéndose observado algo parecido sólo en el Macizo de Sarria y en la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, donde con toda probabilidad están relacionados con la presencia de granitos posteriores, emplazados debajo de la alineación.

Una diferencia sistemática con el Grupo I es que las rocas aplíticas y pegmatíticas suelen estar bien separadas, formando cada uno de los tipos sus propias masas o, cuando se presentan juntos, ocupando cada uno zonas bien definidas de la masa filoniana (por ejemplo, la pegmatita en el núcleo de la masa y la aplita en el borde, o al revés). Faltan casi por completo las masas pegmatíticas tan típicas para numerosas unidades del Grupo I, con su distribución muy irregular de las partes pegmatíticas y aplíticas y sus pasos transicionales.

### 3.3. GRUPO II (Unidades sincinemáticas de emplazamiento somero)

#### 3.3.1. Introducción

El Grupo II abarca a aquellas unidades que presentan tanto características apuntando a un emplazamiento relativamente somero como señales de haber sido afectadas por la deformación de la  $D_3$ . Las primeras características las distinguen de las unidades del Grupo I y los fenómenos de deformación, asimilables a la  $D_3$ , de las del Grupo III. Reúnen, pues, características encontradas tanto en los macizos del Grupo I como en las del Grupo III y ocupan, hasta cierto punto, una posición intermedia entre estos dos grupos.

Cuando las condiciones de afloramiento permiten establecer la cronología relativa, las unidades del Grupo II resultan ser posteriores a las del Grupo I y anteriores a las del Grupo III. Lo primero es, por ejemplo, el caso con el Macizo de La Ruña y el Conjunto granítico de Carnés, cuyos materiales son claramente intrusivos en los granitos de la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y los materiales del Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas. El Macizo de El Pindo, que es posterior al de La Ruña, y el Macizo de Traba, que corta al Conjunto granítico de Carnés, suministran ejemplos del segundo caso.

Las unidades del Grupo II afloran en toda la zona objeto de estudio, con la excepción de Asturias. Son de dimensiones y morfología variables. Sus dimensiones en afloramiento varían de 7 Km<sup>2</sup> (Macizo de Penedo Gordo) a 285 Km<sup>2</sup> (Complejo de La Coruña), presentándose los granitos del Conjunto granítico de Carnés en parte como un «stockwork» de filones y filoncillos de dimensiones muy reducidas.

Pueden presentarse en macizos bien circunscritos (Macizo de Varilongo) o en masas irregulares y difícilmente cartografiadas (Conjunto granítico de Carnés y Conjunto plutónico de Freón). Sus formas se adaptan unas veces bien a las estructuras mayores del hercínico (Macizo de Penedo Gordo, parte meridional del Macizo de La Silva), pero otras veces no las respetan (Macizo de La Ruña, «stockwork» discordante del Conjunto granítico de Carnés). En cuanto a morfología y adaptación a las estructuras regionales, los macizos del Grupo II ocupan una posición intermedia entre los dos Gru-

pos I y III, estando su configuración por lo general menos condicionada por las estructuras regionales que las del Grupo I, pero sin alcanzar en todos los casos el pronunciado carácter de cuerpos bien circunscritos de los macizos del Grupo III. Ilustrativo en este aspecto es el Macizo de La Ruña, cuya envolvente a escala de plutón tiene la forma de la de un macizo postcinemático discordante, de morfología subcircular y claramente superpuesto a las estructuras regionales, pero que en detalle resulta tener bordes altamente irregulares, debido a la fuerte tendencia del granito a intruir en forma de apófisis en la roca de caja, sin aprovechar claramente elementos estructurales preexistentes.

### 3.3.2. Subdivisión del Grupo II

La subdivisión del Grupo II tropieza con dificultades, razón por la cual se ha preferido renunciar a la presentación de una subdivisión formal. Sin embargo, como tentativa de establecer un esquema de subdivisión de carácter informal se puede observar lo siguiente. Por un lado se puede distinguir un subgrupo de unidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos, que son los Macizos de Penedo Gordo, El Ferrol, Cabo Prior, La Silva y el Conjunto plutónico de Freón. Hay que señalar, sin embargo, que en todas estas unidades la moscovita está presente en las facies predominantemente biotíticas en cantidades más o menos importantes y, por lo general, más que meramente accesorias y que en el Macizo de El Ferrol está presente una facies biotítica-moscovítico relativamente importante en cuanto a superficie de afloramiento.

Por otro lado, se puede diferenciar un grupo de unidades compuestas principalmente por granitos moscovítico-biotíticos u (holo) moscovíticos, que son: los Macizos de Orro, La Ruña y Varilongo y los Conjuntos graníticos de Vilardoa, Carnés y Monticaño. Existe una complicación respecto a esta sencilla subdivisión que viene de la existencia del Complejo de La Coruña, cuyas unidades constituyentes pueden ser clasificadas por separado en el esquema arriba propuesto, pero que, considerado en su totalidad, no encaja en el esquema, extendiéndose su rango composicional desde tonalitas a un granito albitico-holomoscovítico. Su existencia viene demostrando que a las unidades compuestas no se les puede aplicar una clasificación sencilla sin romper su aparente unidad genética.

A título meramente indicativo se podría, pues, proponer la siguiente subdivisión:

Subgrupo IIA: Unidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos:

- Macizo de Penedo Gordo.
- Macizo de El Ferrol.
- Macizo de Cabo Prior.

Subgrupo IIB: Unidades compuestas por granitos predominantemente moscovítico-biotíticos:

- Macizo de La Ruña.
- Macizo de Varilongo.
- Conjunto granítico de Carnés.
- Conjunto granítico de Vilardoa.

Subgrupo IIC: Unidades muy heterogéneas a nivel de unidad.

- Complejo de La Coruña:
  - a) Subunidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos:
    - Macizo de La Silva.
    - Conjunto plutónico de Freón.
  - b) Subunidades compuestas por granitos predominantemente moscovítico-biotíticos o moscovíticos:
    - Macizo de Orro.
    - Conjunto granítico de Monticaño.

### 3.3.3. Composición

La composición de los granitoides encontrados en las unidades del Grupo II varía entre la de una tonalita biotítica con moscovita (Conjunto plutónico de Freón) y la de un granito albitico-moscovítico (Conjunto granítico de Monticaño, endogranito del Macizo de Varilongo).

En el Macizo de La Silva se encuentran granitoides relativamente básicos (adamellitas, granodioritas y tonalitas biotíticas con moscovita en la facies oscura del macizo y adamellitas biotíticas con moscovita en las demás facies), mientras a escala de lámina delgada se observan a veces granodioritas en el Macizo de Cabo Prior. Sin embargo, la gran mayoría de las unidades o subunidades se componen de granitos s.s., que pueden ser biotítico-moscovíticos, moscovítico-biotíticos, moscovíticos y holomoscovíticos, y el grupo en su totalidad es de carácter claramente granítico. No se conocen granitoides con piroxeno en este grupo, mientras la presencia de granitoides con anfíbol es dudosa (quizás en algún caso en el Conjunto plutónico de Freón).

### 3.3.4. Variabilidad interna de las unidades y subunidades

a) *A nivel de unidad o subunidad*

En varios macizos se puede observar una variabilidad composicional y/o textural a escala de plutón, que se manifiesta ya por una zonación (Macizo de La Silva), ya

por una estructura anular (Complejo de La Coruña, Macizo de Varilongo). Los Macizos de Penedo Gordo y El Ferrol podrían estar compuestos por distintas intrusiones.

Un ejemplo de un macizo zonado es el de La Silva, en que pueden reconocerse en base a criterios texturales una facies exterior claramente porfídica, una facies de posición geográfica intermedia llamada «normal», con un porfidismo poco acentuado, y una facies aproximadamente central de grano relativamente grueso y prácticamente no porfídica. Estas tres facies dibujan una estructura aproximadamente concéntrica. La estructura concéntrica es más clara aún si se considera en su totalidad la parte septentrional del Complejo de La Coruña, situada al norte de la «Falla de Meirama», ya que en el centro del Macizo de La Silva se sitúa el Macizo de Orro de afloramiento subcircular, cuya circunferencia es aproximadamente concéntrica con la estructura dibujada por la disposición de las tres facies anteriormente mencionadas del Macizo de La Silva. Por último, conviene señalar que en el centro del Macizo de Orro se halla una masa hectométrica-kilométrica de aplogranitos de grano medio-fino, que parece rematar la estructura concéntrica del complejo. La evolución aparente de este complejo es centripeta, pero desconociéndose la geometría tridimensional de los contactos, no se puede descartar por completo que la evolución sea en realidad centrífuga. La posición lateral del granito albitico-holomoscovítico altamente evolucionado del Complejo granítico de Monticaño perturba la regularidad de la imagen de la aparente evolución del complejo.

En la parte del Macizo de La Silva situada al sur de la «Falla de Meirama», se halla una facies más biotítica y de composición más básica. Aquí no se observa la estructura concéntrica encontrada en la parte septentrional del macizo. Aunque se considera poco probable que la parte meridional no forme una unidad genética con la parte septentrional del Macizo de La Silva (la facies llamada «normal» se extiende a los dos lados de la Falla, que, además, no marca un salto en el grado y estilo de deformación en dicha facies), sería conveniente establecer definitivamente la continuidad de ambas partes mediante estudios más pormenorizados.

Otro ejemplo de un cuerpo anular nos lo suministra el Macizo de Varilongo. En este macizo, NESEN (1981) ha logrado reconocer, de fuera a dentro, tres intrusiones distintas, designadas como Exogranito A, Exogranito B y Endogranito. El orden de intrusión es el indicado y aquí la evolución es del tipo centripeto. Los contactos entre las tres subdivisiones son netos.

En el Macizo de El Ferrol, que consta predominantemente de un granito biotítico-moscovítico porfídico parecido al de la facies normal del Macizo de La Silva, se halla una facies biotítica-moscovítico de grano más fino y con megacristales de feldespato más pequeños que muestran secciones más alargadas. La última facies se parece al granito del Macizo de Orro. Constituye probablemente un «stock» correspondiente a una facies evolucionada.

#### a) Variabilidad a escala de afloramiento o menor

La variabilidad a escala de afloramiento o a escala menor suele ser de poca importancia, poseyendo las distintas facies de los macizos por lo general una buena ho-

mogeneidad. Normalmente, sólo se observan pequeñas variaciones en la litología, como cambios difusos en la relación biotita/moscovita y en la densidad del porfidismo. Concentraciones difusas de biotita o feldespato, tipo schileren son escasas. Raras veces estas variaciones dan localmente al granitoide un aspecto algo nebuloso (Macizo de La Silva). La facies oscura de este macizo es relativamente inhomogénea, al igual que el Conjunto plutónico de Freón, siendo esto probablemente debido a contaminación con la roca de caja. Tal contaminación puede observarse también en la facies normal y en ciertos puntos en facies de borde del macizo, que pueden ser muy heterogéneas y contener muchos enclaves parcialmente asimilados.

En el Conjunto granítico de Vilardoa, la distribución de la biotita es a menudo algo irregular a escala de muestra de mano, presentándose vagas concentraciones milimétricas-centimétricas, que parecen presentar restos de enclaves surmicáceos incompletamente disgregados y borrados.

### 3.3.5. Características macroscópicas

#### 3.3.5.1. Contactos

Los contactos de las unidades del Grupo II con la roca encajante son casi siempre claramente intrusivos y netos. Localmente existen algunas excepciones a lo largo de la facies oscura del Macizo de La Silva y de los afloramientos del Conjunto plutónico de Freón con los metasedimentos de la subunidad de los Esquistos del Complejo de Ordenes, donde puede ser difícil distinguir los granitoides oscuros y ricos en biotita de gneises biotíticos oscuros con glándulas de feldespato presumiblemente de origen paraderivado.

El carácter intrusivo del Conjunto de Vilardoa respecto a los Conjuntos graníticos de Padrón y Santiago no ha podido establecerse, quedando oscuras las relaciones entre estos dos conjuntos del Subgrupo IA y el conjunto en cuestión. Ha sido atribuido al Grupo II por la gran semejanza litológica que su facies principal muestra con las de los Macizos de La Ruña y Orro y la presencia de facies «microporfídicas» supuestamente de borde, parecidas a las observadas en dichos macizos. Aparte, el contacto entre el granito de Carnés y el Granitoide de Corcubión del Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas del Subgrupo IB no se ha observado. Podría ser difuso y apuntar a una penecontemporaneidad de las dos unidades, planteando otra vez dudas sobre la posición de dicho conjunto granitoide inhomogéneo en la clasificación.

Algunos de los miembros de este grupo presentan amplias zonas de mezcla con la roca de caja (Macizo de La Ruña con su zona de borde rico en apófisis y su abundancia de enclaves de granitos de la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza, zonas de alternancia de metasedimentos y de facies oscura del Macizo de La Silva) o se presentan como un conjunto intrincadamente mezclado con roca de caja (Conjuntos graníticos de Carnés y Vilardoa). Estos fenómenos no se presentan nunca de manera tan pronunciada en las unidades del Grupo III.

Algunas unidades muestran también una tendencia mucho más pronunciada que las del Grupo III a formar apófisis y otras masas satélites. a veces considerablemente

alejadas del cuerpo principal. Como ejemplos pueden servir el Conjunto plutónico de Freón y el Conjunto de Carnés que, hasta cierto punto, pueden ser considerados como apófisis del Macizo de La Silva y de La Ruña, respectivamente.

En varios macizos se observan facies de borde que apuntan a un enfriamiento rápido de las zonas marginales de los cuerpos, como en los Macizos de Penedo Gordo, Cabo Prior, La Silva y, posiblemente, Orro. Localmente se presentan en estos cuerpos, en puntos muy próximos al contacto, facies de grano más fino con texturas correspondientes a procesos de enfriamiento rápido, como, por ejemplo, una textura porfídica determinada por la presencia de megacristales de cuarzo globulares de hasta 15 mm de diámetro. En el Macizo de La Silva, estas facies de borde pueden estar fuertemente contaminadas con enclaves de paragneises de grano muy fino más o menos difuminados.

El Macizo de la Ruña presenta localmente en su periferia y apófisis, facies «microporfídicas» caracterizadas por la abundancia de pequeños megacristales de feldespato potásico con hábito en listones y con una textura que recuerda a la traquitoide de rocas volcánicas. El mismo tipo de roca vuelve a encontrarse localmente en las masas de dimensiones menores del Conjunto granítico de Carnés y en la zona de borde del de Vilardoa.

### 3.3.5.2. Texturas

Las texturas de las distintas unidades son algo variables. El tamaño de grano de las facies fundamentales de los macizos varía de francamente grueso (5-20 mm en la facies de grano relativamente grueso del Macizo de La Silva) a medio-fino (3-1 mm: Macizo de La Ruña y Conjuntos graníticos de Carnés, Vilardoa y Monticaño). Por lo referente a este punto existe más variación que en las unidades del Grupo III.

En la gran mayoría de los casos, las facies fundamentales son porfídicas o incipientemente porfídicas, debido a la presencia de numerosos cristales de feldespato potásico más grandes que los de los demás minerales principales. Sólo en la facies de grano relativamente grueso del Macizo de La Silva esta tendencia al porfidismo es muy débil y el Conjunto granítico de Monticaño posee una textura francamente equigranular. Los megacristales son a menudo poco vistosos (20-40 mm de largo), destacando poco de la matriz, aunque en el Macizo de El Ferrol y en la facies claramente porfídica del Macizo de La Silva pueden alcanzar dimensiones considerables (40-80) mm y, excepcionalmente, >100 mm).

El porfidismo puede ser muy denso en los miembros de grano medio-fino (macizo de Orro y La Ruña, facies de grano medio-fino del Macizo de El Ferrol, Conjuntos graníticos de Vilardoa y Carnés), especialmente cuando los megacristales son pequeños. Muy característico para ellos es el desarrollo en ciertas zonas o puntos situados en su zona de borde de un «microporfidismo» debido a la presencia de numerosísimos «micromegacristales» subidiomorfos de feldespato potásico con secciones en listones de 1×4 a 4×20 mm y con relaciones de longitud/anchura de 1 a 5. Su presencia puede conferirle al granito un aspecto altamente típico, recordando en estos casos la textura

fuertemente a la textura traquitoide de rocas volcánicas. (Conviene señalar que este fenómeno no se restringe al Grupo II, conociéndose también algunos ejemplos en los Subgrupos IA y IB.)

En las facies de borde de grano fino-medio, el cuarzo, la plagioclasa y la biotita pueden presentarse también como megacristales.

### 3.3.5.3. Estructuras de flujo

En varios macizos se puede observar una orientación preferente de los megacristales tabulares de feldespato potásico y, ocasionalmente, de otros componentes, incluso en aquellas zonas que están poco o nada afectadas por la deformación, por lo que podría haber sido originada por flujo magmático (Macizos de El Ferrol, Orro, La Silva, La Ruña y los Conjuntos graníticos de Carnés y Vilardoa).

Normalmente, esta orientación coincide con la debida a la deformación asimilable a la  $D_3$ , por lo que resulta difícil tener seguridad sobre su verdadero carácter. Sin embargo, en zonas de porfidismo denso, en las que abundan pequeños megacristales de feldespato potásico o «micromegacristales», la orientación preferente de los mismos sugiere fuertemente ser de origen magmático y en algunas ocasiones lo es indudablemente, siguiendo los contactos irregulares del granito con el encajante (Conjunto granítico de Carnés, Macizo de La Ruña). En el Macizo de El Ferrol, la orientación preferente de los megacristales de feldespato potásico puede ser paralela a bandeados de pequeñas heterogeneidades litológicas, que igualmente parecen reflejar flujo magmático.

Debido al desarrollo por lo general poco definido y siempre desigual a escala de plutón de las orientaciones atribuibles a flujo magmático, no se ha podido reconocer ninguna estructura a escala de plutón, aunque por falta de estudios detallados sobre las fábricas de las unidades (salvo una: véase el apartado siguiente) no se puede descartar por el momento su existencia en formas a primera vista poco manifiestas. Las medidas a escala de plutón disponibles de los Macizos de Orro y La Ruña indican que la supuesta estructura de flujo magmático es paralela a las estructuras hercínicas regionales observadas en los alrededores de los macizos.

### 3.3.5.4. Deformación

Aunque la deformación asimilable a la de  $D_3$  se manifiesta de manera muy desigual, todas las unidades muestran señales de haber sido afectadas por la misma, siendo su presencia el criterio para agruparlas en el Grupo II y no en el grupo III. Algunas unidades (Macizos de Orro, La Ruña, Varilongo, Conjuntos graníticos de Vilardoa y Carnés) están poco o muy poco deformadas en la casi totalidad de sus afloramientos, observándose sólo localmente claras cizallas dúctiles asimilables a la  $D_3$ . En las demás unidades del Grupo II se observan más a menudo, aunque su desarrollo puede ser distinto a escala de macizo.

En los Macizos de El Ferrol y Cabo Prior se puede notar un aumento sistemático en el grado de deformación hacia uno de sus bordes, que en el último cuerpo puede estar relacionado con una falla (Falla de Esmelle). La deformación en el Macizo de Penedo Gordo está probablemente asociada a la actividad de la Falla de Vivero. En el Macizo de La Silva es especialmente en la facies oscura en la que se manifiesta la deformación. En esta facies los planos microestructurales muestran algunas peculiaridades geométricas que apuntan a que la parte meridional del macizo se ha moldeado alrededor del macizo gabroideo de Monte Castelo. En esta facies y en el Macizo de Penedo Gordo la deformación parece de carácter más bien superficial (importante cataclasis de la matriz, sin que se desarrolle una clara foliación).

Como consecuencia de la deformación, los granitos pueden haberse convertido en gneises. A pesar de su deformación generalizada asimilable a la  $D_3$ , varias de las unidades han sido consideradas con anterioridad como de origen postectónico (Macizos de Penedo Gordo, Cabo Prior y El Ferrol), lo que en algún caso ha llevado a clasificaciones equivocadas tales como «ortogneis» postectónico (Macizo de El Ferrol). Ello refleja probablemente las dificultades que varios autores han tenido para poder reconciliar el carácter postcinemático de una unidad observada en algunas zonas con la evidente deformación observada en otras y para las cuales la clasificación de CAPDEVILA & FLOOR (1970) no ofreció una solución satisfactoria.

Las deformaciones observadas en las unidades del Grupo II han sido atribuidas por varios autores a «desgarres» tardihercínicos. Estos «desgarres» existen, pero las deformaciones que causan son de tipo claramente frágil y no dúctil, originándose rocas cataclásticas con apenas recristalizaciones o sin ellas.

Sus efectos quedan, además, restringidos a bandas estrechas en las proximidades inmediatas de los «desgarres», donde suelen manifestarse en zonas milimétricas-decimétricas bien delimitadas de ultracataclastitas con apariencia de filones, situadas en zonas algo más amplias de una cataclasis o brechificación menos intensa. Este tipo de deformación se asocia a menudo a una rubefacción de los feldespatos y a una episenitización y venulación por filoncillos de cuarzo. Los fenómenos de deformación observados en las unidades del Grupo II son, sin embargo, predominantemente de tipo dúctil, no restringiéndose a zonas muy estrechas y se asocian a importantes recristalizaciones. No pueden ser atribuidas a los «desgarres», sino que deben haberse producido como consecuencia de deformaciones asimilables a la  $D_3$ .

De los cuerpos del Grupo II, sólo el Macizo de Varilongo ha sido estudiado en detalle en cuanto a sus aspectos estructurales (NESEN 1981). Según este autor, no existen texturas de flujo propiamente dicho, sino sólo las que se deben a deformaciones. Distingue dos etapas de deformación, una sin-emplazamiento del magma muy viscoso, que da lugar a una «fábrica viscosa» y otra post-consolidación, que origina una «fábrica plástica». Ambas deformaciones pueden ser atribuidas a un cizallamiento dúctil dextral que también condicionó la configuración del Endogranito de este macizo. El desarrollo poco manifiesto de las estructuras deformacionales, mucho más vagas que las que caracterizan a los gneises graníticos del vecino Sector Pico de Meda de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, indica que el emplazamiento del Macizo de Varilongo se realizó en un período en que el cizallamiento dúctil (que es asi-

milable a la  $D_3$ ) ya había pasado su fase paroxismal y que el cuerpo debe ser considerado como tardisincinemático con la  $D_3$ .

### 3.3.5.5. Manifestaciones filonianas

Las manifestaciones filonianas asociadas a los cuerpos del Grupo II son casi invariablemente de muy escasa importancia, mostrando en este aspecto más semejanza con los del Grupo III que con los del Grupo I.

Especialmente las pegmatitas son muy escasas. Se presentan en algunos diques, bolsadas o vetillas. Sólo en muy pocas ocasiones se han observado *berilo* o *granate* en ellas (facies de grano relativamente grueso del Macizo de La Silva).

Algo menos escasos son los filones de aplitas o aplogranitos, por lo general muy leucocráticos, aunque su frecuencia es muy baja (salvo en la zona del Macizo de La Silva colindante con el Conjunto granítico de Monticaño, que es intruida por apófisis aplíticas del último). Aproximadamente en el centro del Macizo de Orro aflora una masa hectométrico-kilométrica de un aplogranito cuya configuración es desconocida. En el Macizo de La Silva los microgranitos tipo aplitoide son a veces relativamente oscuros debido a su contenido en biotita.

En raras ocasiones, la pegmatita y la aplita se acompañan en un mismo filón o masa, en cuyo caso los dos tipos de roca filoniana ocupan partes bien definidas dentro de un mismo filón o una misma masa (núcleo o bordes).

También se conocen filones, vetas y diques de cuarzo, alguna vez con algo de arsenopirita. Normalmente son escasos, pero en el Macizo de Varilongo pueden llegar a ser numerosos. Aquí están, además, mineralizados, dando lugar a importantes yacimientos intragraníticos de Sn y W (Minas de Santa Comba).

Los cuerpos pueden estar cortados por y filones de pórfidos graníticos de grano muy fino o afaníticos, con escasos fenocristales de cuarzo y feldespato. Son particularmente abundantes en la parte septentrional del Macizo de Orro y la zona adyacente del Macizo de La Silva. Son del tipo cortante y su relación genética directa con las unidades del Grupo II no están claras.

### 3.3.5.6. Enclaves

En las unidades del Grupo II se pueden encontrar varios tipos de enclaves. Existe bastante variabilidad en cuanto a la abundancia de los diversos tipos en los distintos macizos, aunque, hablando en términos generales, el grupo se caracteriza por la escasez de enclaves.

Los enclaves *tipo microgranudo* son siempre escasos y de pequeñas dimensiones ( $\leq 30$  cm de largo). Han sido observados en los Macizos de El Ferrol, Cabo Prior, La Silva y La Ruña y el Conjunto granítico de Carnés, siendo las dos últimas unidades de carácter moscovítico-biotítico. En el Macizo de La Ruña han sido encontrados algunos



enclaves ovoides ( $\leq 20$  cm) de un granitoide biotítico foliado de grano fino con biotita en dos generaciones, una de la matriz ( $> 1$  mm) y otra en megacrístales de hasta 5 mm en diámetro. Se parecen mucho a los descritos como vaugenritas por GIL IBARGUCHI (1978, 1982) y encontrados por este autor en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas.

Los enclaves *surmicáceos* han sido encontrados en los Conjuntos graníticos de Vilardoa y Carnés, donde no son escasos. De las placas de biotita halladas en los Macizos de Orro y La Silva se desconoce si son xenolitos o autolitos (p.e., *schlieren* desmembrados).

Los demás tipos de enclaves que se presentan en las unidades pueden ser correlacionados con el encajante de las mismas (esquistos corneanizados, paragneises, granitos anteriores, ortogneises, fragmentos de filones de cuarzo). Son escasos o muy escasos en todas las unidades, con la excepción del Macizo de La Silva (enclaves muy pequeños de paragneises biotíticos corneanizados, localmente abundantes en facies de borde) y en ciertas zonas del Macizo de La Ruña. En este macizo, los enclaves de granitos de la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza pueden llegar a ser más abundantes que el granito de La Ruña, que en tales condiciones juega el papel de matriz. Pueden, además, ser de dimensiones hectométricas.

### 3.3.5.7. Metamorfismo de contacto

Las unidades del Grupo II originan claros fenómenos de metamorfismo de contacto en los metasedimentos de bajo grado de metamorfismo regional, corneanizándolos. Entre los minerales neoformados bajo efecto de la intrusión se han observado clorita, moscovita, biotita, andalucita (quiasolita), sillimanita, cordierita, feldespato potásico, cloritoide (?) y estaurólita (?). También se conocen moscovitizaciones, turmalinizaciones y transformación de granate a biotita.

Alrededor del Macizo de El Ferrol, la asociación mineralógica de sillimanita, andalucita, cordierita, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cuarzo indica que localmente se alcanzaron las condiciones de la facies de las corneanas piroxénicas.

El Macizo de La Ruña ha causado fenómenos de metamorfismo de contacto en los granitos anteriores de la Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza, del tipo descrito por BARRERA et al. (1985) y que consiste principalmente en una desestabilización de las micas y una recristalización de la roca (véase también el apartado 4.5.7).

La sugerencia de algunos autores de que la estaurólita podría ser un mineral de metamorfismo de contacto alrededor del Macizo de La Silva y el Conjunto granítico de Vilardoa, indicaría altas presiones de metamorfismo de contacto difícilmente reconciliables con el supuesto carácter relativamente somero de las intrusiones, pero hay que señalar que la naturaleza de mineral de metamorfismo de contacto de la estaurólita es dudosa en ambos casos.

### 3.3.5.8. Mineralizaciones

Algunos de los macizos del Grupo II están relacionados con mineralizaciones de Sn y W (macizos de La Silva, Orro, La Ruña y Varilongo) o de Au+Ag (Macizo de El Ferrol).

Se encuentran asociadas a filones pneumatolítico-hidrotermales de cuarzo intra-graníticos (Macizos de El Ferrol, La Ruña, Varilongo), de los cuales los del último macizo son de gran importancia económica (Minas de Santa Comba). NESEN (1981) ha comprobado la existencia de una relación genética de las mineralizaciones de este macizo con el Endogranito muy evolucionado (granito albitico-moscovítico). Son de un tipo muy parecido a las del Macizo de Fontao del Grupo III.

En el Macizo de La Ruña podría presentarse también una mineralización de W+Sn de tipo pegmatítico.

El yacimiento de Sn del Macizo de Orro es de tipo aluvial, pero ya que el área de drenaje del arroyo en cuyos depósitos sedimentarios se halla el placer, se sitúa únicamente en el Macizo de Orro, es probable que la casiterita encontrada en él provenga del macizo o de diferenciados suyos, como el aplogranito observado en su centro.

Los yacimientos de La Silva son de tipo aluvial y coluvial y la casiterita que contienen podría proceder del Macizo de Orro.

### 3.3.6. Características microscópicas

El *cuarzo* puede presentarse en forma de megacrístales subredondeados en rocas con afinidades porfídicas contrastadas, como las encontradas localmente en los bordes de varios macizos o en el Exogranito B del Macizo de Varilongo, que es más o menos uniformemente de tipo porfido. En la facies de borde del Macizo de Penedo Gordo se han observado megacrístales corroídos. En algunos casos se nota una tendencia del cuarzo a presentarse en cristales globulares de tamaños relativamente grandes (hasta 10 mm de diámetro) a nivel de macizo o «stock» (macizo de Varilongo, Stock de Grijoa del Conjunto granítico de Vilardoa). En el último «stock» y en zonas de mezcla del Conjunto de Vilardoa con otros granitos (de los Conjuntos graníticos de Padrón y Santiago) se observan a veces texturas que recuerdan vagamente a las granofídicas.

El *feldespato potásico* muestra en casi todas las facies una clara tendencia a formar megacrístales. En cuanto al desarrollo del maclado en enrejado y las pertitas, ofrece mucha variabilidad dentro de un mismo macizo y hasta dentro de una misma lámina, siendo estos caracteres al parecer de poco o nulo valor discriminativo para distinguir entre las facies de un mismo cuerpo o entre macizos. En algún caso (Conjunto granítico de Vilardoa, Exogranito A del Macizo de Varilongo, facies biotítico-moscovítica del Macizo de El Ferrol) existen texturas que recuerdan a la rapakivi. En el Exogranito A del Macizo de Varilongo se han observado *mesopertitas*, con pasos entre albitas con manchas de feldespato potásico que sugieren resultar de una microclinización

de la plagioclasa primaria, a feldespato potásico con manchas de albita que sugieren resultar de una albitización del feldespato potásico. Las mesopertitas y transiciones arriba señaladas son idénticas a las observadas en granitos muy evolucionados de los Grupos I y II y carecen, pues, de valor discriminativo para la clasificación en grupos fundamentales.

La composición de la plagioclasa es variable, en función de la composición de la roca. El valor máximo en el contenido en An se ha observado en las tonalitas biotíticas y granodioritas biotítico-moscovíticas del Conjunto plutónico de Freón ( $An_{50}$ ) y el valor mínimo en el Endogranito albitico-moscovítico del Macizo de Varilongo ( $An_{30}$ ). El zonado y el desarrollo de mirmequitas son caracteres dependientes principalmente de la composición de la plagioclasa, por lo que no es posible suministrar rasgos típicos válidos para el grupo en su totalidad. La plagioclasa ácida ( $>An_{12}$ ) suele mostrar un zonado muy débil, pero en muchas unidades una sericitización diferencial apunta a menudo a que originalmente ha podido ser de composición más básica. En la mayoría de las facies de las unidades se observan fenómenos de sinneusis de cristales de plagioclasa primaria (agrupaciones de varios cristales, que pueden llegar a constituir pequeñas manchas monominerales) y de microclinización de los mismos (parches de microclina, de escasa importancia cuantitativa).

La *biotita* no ofrece características típicas para el grupo. Falta en el Conjunto granítico de Monticaño y es muy escasa en el Exogranito A y el Endogranito del Macizo de Varilongo.

Tampoco en la *moscovita* han podido descubrirse rasgos característicos para las unidades del Grupo II, siendo posible distinguir una multitud de tipos, cuya formación va desde tardimagmática a postmagmática, e, incluso, a postcinemática. Los intercrecimientos simplectoides con cuarzo donde está en contacto con feldespato (especialmente el potásico), los bordes irregulares frente a éstos o las formas fibrosas o dactilíticas pueden ser observadas en la mayoría de los cuerpos, pero no son características para el grupo. Su importancia cuantitativa es escasa.

De los minerales accesorios hay que mencionar la *sillimanita*, que en forma de fibrolita aparece principalmente en las láminas de mayores dimensiones de moscovita, pero que también puede aparecer en cuarzo, feldespatos y biotita (Conjunto granítico de Vilardoa, de Carnés; Macizo de La Ruña y de Orro); el endogranito del Macizo de Varilongo (?). En las tres primeras unidades es relativamente frecuente, pero sus cantidades son siempre muy pequeñas.

Sólo en una ocasión se han observado algunos granos de *andalucita* (Macizo de Orro).

El *granate* falta o es muy escaso (Macizos de Penedo Gordo y La Silva) y sólo en el Macizo de Varilongo llega a ser un accesorio más frecuente (Endogranito, Exogranito A).

La *turmalina* es muy escasa (aparece en el Macizo de La Silva y el Conjunto granítico de Vilardoa), salvo en el Macizo de Varilongo, donde en el Exogranito puede llegar a ser muy abundante en algunas facies aberrantes con más de 50 por 100 de este

mineral. Este endogranito ofrece otras particularidades, como numerosos *opacos* dispersos [arsenopirita, calcopirita, pirita, esfalerita (?)], *casiterita* y *berilo*, indudablemente relacionados con el carácter de granito muy evolucionado y portador de mineralizaciones. El Conjunto granítico de Monticaño, igualmente de índole muy evolucionada, contiene *eosforita-childrenita* (?) y *topacio*, pero no se conocen mineralizaciones o indicios claramente relacionados con esta unidad.

El parentesco entre el Macizo de La Ruña y el Conjunto de Carnés se manifiesta, entre otras cosas, en la presencia de *esfena* y *rutilo* con aspecto de accesorios primarios en ambas unidades, que no se conocen de ningún otro cuerpo del Grupo II, y la relativa frecuencia con la que se observan apatitos con núcleos anubarrados subdiómorfos (inclusiones ultrafinas). Este tipo de apatito ha sido señalado también en la parte del Macizo de La Silva situada al norte de la «Falla de Meirama».

En todas las unidades se observan a escala microscópica señales de deformación. Pueden estar desarrolladas muy desigualmente dentro de una misma unidad, observándose igualmente diferencias considerables en cuanto al grado de deformación entre las distintas unidades. Una deformación generalmente débil a muy débil la tienen los Macizos de Orro y La Ruña y los Conjuntos graníticos de Vilardoa, Carnés y Monticaño.

Los fenómenos de deformación son idénticos a los observados en los granitoides del Grupo I, al igual que los de recristalización dinámica que, aunque de intensidad variable, siempre acompañan a la deformación.

### 3.4. GRUPO III (Unidades postcinemáticas de emplazamiento somero)

#### 3.4.1. Introducción

Este grupo abarca las unidades con caracteres de emplazamiento somero que cortan las estructuras generadas por la  $D_3$ , faltando en ellas señales de haber sido afectadas por esta fase de deformación. Cuando están en contacto con unidades de los Grupos I o II, resultan ser posteriores a aquéllas. La posterioridad a la deformación de la  $D_3$ , que podría constituir la única diferencia significativa con las del Grupo II, ha servido en la presente clasificación de criterio para diferenciar los dos grupos. Por lo demás, las diferencias con las unidades del Grupo II parecen más bien de índole cuantitativa, estando en las del Grupo III los caracteres que apuntan a un emplazamiento relativamente somero mejor desarrollado que en las del Grupo II.

Afloran en todas las zonas paleogeográficas que suelen reconocerse en el área estudiada, intruyendo tanto sobre metasedimentos epizonales como meso-catazonales. En cuanto a su extensión, se observa una variabilidad considerable.

Los cuerpos más orientales, situados en Asturias, son todos de dimensiones reducidas ( $\leq 20 \text{ Km}^2$ ). Los que afloran más hacia el oeste pueden alcanzar superficies de hasta  $200 \text{ Km}^2$  (Macizo de La Tojiza), aunque entre ellos se encuentran también algunos de dimensiones muy reducidas (Macizo de Fontao:  $0,6 \text{ Km}^2$ ; Stock de Leis:  $\pm 1 \text{ Km}^2$ ; Stock de Caneliñas:  $\pm 1 \text{ Km}^2$ ).

Los macizos del Grupo III son de tipo bien circunscrito, mostrando en la gran mayoría de los casos contactos netos y regulares y a menudo sus formas de afloramiento son elípticas o subcirculares. Sólo algunos cuerpos muestran muy localmente zonas de mezcla con rocas de caja poco extensas (p.e., el Macizo de Lugo).

La aureola de apófisis o diferenciados pegmatíticos y aplíticos alrededor de los macizos está por lo general poco o muy poco desarrollada desde el punto de vista cuantitativo.

Constituyen un grupo de macizos de carácter circunscrito más pronunciado que los del Grupo II.

### 3.4.2. Subdivisión del Grupo III

Resulta difícil realizar una subdivisión satisfactoria de las unidades del Grupo III. Las dificultades con las que tropieza la clasificación de sus miembros reside en las siguientes circunstancias.

a) Existe una gama composicional de unidades, que van desde predominantemente graníticas y moscovítico-biotíticas a granodioríticas y biotíticas, sin que se observe un claro hiato composicional entre ellas que permita realizar una clara subdivisión.

b) Varias de las unidades están zonadas o compuestas por distintas intrusiones, sin que sea posible indicar cuál es la facies que predomina claramente sobre las demás presentes en la unidad.

La clasificación «clásica» de CAPDEVILA & FLOOR (1970) tropezaría con las mismas dificultades, que siempre residen en la existencia de unidades compuestas predominantemente por granitoides de tipos transicionales y la variabilidad interna de varias unidades.

La subdivisión adoptada en el presente estudio tiene un valor restringido por ser los criterios de diferenciación relativamente arbitrarios, y es probable que en la mayoría de los casos no refleje diferencias petrológicas fundamentales entre las unidades de los subgrupos. Se basa en la presencia de cantidades más o menos significativas de moscovita en la facies fundamental o las facies fundamentales que mayor extensión tienen dentro de una unidad dada y en la aparición de anfíbol como constituyente principal en la o las facies fundamentales.

El esquema de subdivisión es el siguiente:

Subgrupo IIIA: Granitos de dos micas.

- Macizo de Los Ancares.
- Macizo de Forgoselo.
- Macizo de Campo del Agua.
- Macizo de El Confurco.

- Macizo de Boal.
- Macizo de El Pato.
- Macizo de Fontao.
- Macizo de Carboeiro.

Subgrupo IIIB: Granitoides biotíticos.

- Macizo de La Tojiza.
- Macizo de Lugo.
- Macizo de Neira.
- Macizo de Castroverde.
- Macizo de Traba.
- Macizo de Pando.
- Macizo de El Pindo.

Subgrupo IIIC: Granitoides biotítico-anfibólicos.

- Macizo de Estaca de Bares.
- Conjunto plutónico de Tapia-Salave.

Usando los criterios previamente mencionados es posible reconocer un subgrupo de unidades de granitos de dos micas, que constituyen el Subgrupo IIIA.

Abarca los Macizos de Los Ancares, Campo de Agua, Forgoselo, El Confurco, Boal, El Pato, Fontao y Carboeiro.

Los Macizos de Forgoselo y El Confurco han sido considerados como ejemplos del Grupo G<sub>3</sub> de CAPDEVILA (1969).

Acerca de los Macizos de Boal y El Pato hay que observar que ocupan posiciones más o menos intermedias entre los Subgrupos IIIA y IIIB.

El primero se compone de granitos biotítico-moscovíticos que, según los análisis modales de SUAREZ (1970) tienden a una composición adamellítica, y el segundo de granodioritas biotíticas con moscovita, con términos transicionales a granitos.

Los Macizos de Fontao y Carboeiro son de tipo anular, estando compuestos por varias intrusiones (3 ó 4) lo suficientemente bien separadas en el tiempo como para dar contactos netos entre sí. Se encuentran entre sus miembros tanto granitos con predominio de biotita como granitos de dos micas o moscovíticos, por lo que tienen una difícil cabida en el esquema y es sólo por su carácter general más evolucionado que han sido incorporados al Subgrupo IIIA.

Otro subgrupo lo constituyen las unidades compuestas predominantemente o enteramente por granitos o granodioritas biotíticas (Subgrupo IIIB). Son los Macizos de

La Tojiza, Lugo, Neira, Castroverde, Traba, Pando y El Pindo. Aquí hay que observar que los Macizos de La Tojiza y Neira contienen o están relacionados con masas subordinadas de granitos biotíticos-moscovíticos, moscovítico-biotíticos o moscovíticos, como son las apófisis de Arieira en el caso del Macizo de La Tojiza, y el Stock de Monte Albaredo en el del Macizo de Neira. A poca distancia del Macizo de Traba se sitúa el Stock de Leis, que se compone de un granito biotítico-moscovítico, y que constituye otro ejemplo de la imposibilidad de realizar una bipartición fundamental de las unidades graníticas.

Muy problemática es la clasificación del Macizo de El Pindo, que reúne dos facies fundamentales de superficies equivalentes, de las cuales una es un granito biotítico con muy poca moscovita y otra un granito moscovítico-biotítico.

El Macizo de Estaca de Bares y el Conjunto plutónico de Tapia-Salave se pueden agrupar en un subgrupo aparte (Subgrupo IIIC), por ser los más básicos del Grupo III y contener anfíbol como constituyente principal (al menos parte de las facies del Conjunto plutónico de Tapia-Salave). Especialmente el último conjunto ocupa una posición algo especial por su rango de variabilidad composicional relativamente amplio y la importancia cuantitativa que en él tienen las facies básicas (cuarzodioritas, cuarzomonzodioritas y términos transicionales a granodioritas con ortopiroxeno).

Como intento de esquivar parte de las dificultades previamente señaladas con las que tropieza la subdivisión adoptada, se podría proponer un esquema algo más elaborado y con designaciones menos concisas, que es el siguiente:

Subgrupo IIIA: Unidades compuestas por granitos moscovíticos-biotíticos.

- Macizo de Los Ancares.
- Macizo de Campo de Agua.
- Macizo de Forgoselo.
- Macizo de El Confurco.

Subgrupo IIIB: Unidades compuestas principalmente por granitos y granodioritas predominantemente biotíticas.

- Macizo de Boal\*.
- Macizo de El Pato\*.
- Macizo de La Tojiza\* 1).
- Macizo de Lugo.
- Macizo de Neira\* 2).
- Macizo de Castroverde.
- Macizo de Traba\* 3).
- Macizo de Pando.

Subgrupo IIIC: Unidades con granitoides biotítico-anfibólicos.

- Macizo de Estaca de Bares.
- Conjunto plutónico de Tapia-Salave.

Subgrupo IIID: Unidades con afloramientos equiparables de facies biotítico-moscovíticas y moscovítico-biotíticas.

- Macizo de Fontao.
- Macizo de Carboeiro.
- Macizo de El Pindo.

Las unidades indicadas con un asterisco contienen moscovita en cantidades más que accesorias o están asociadas a granitos biotítico-moscovíticos o moscovítico-biotíticos (1: apófisis de Arieira; 2: Stock de Monte Albaredo; 3: Stock de Leis).

### 3.4.3. Composición

Desde el punto de vista composicional, las unidades del Grupo III ofrecen una amplia gama de tipos, que van desde básicos a muy evolucionados.

Los términos más básicos se encuentran en el Conjunto plutónico de Tapia-Salave, donde se hallan gabros, cuarzodioritas cuarzomonzodioritas y términos transicionales a granodioritas con piroxeno de afinidades charnockíticas. Este conjunto, sin embargo, ocupa una posición única dentro del Grupo III y en la gran mayoría de las unidades no se encuentran rocas tan básicas si se hace caso omiso de las cantidades muy pequeñas de cuarzodioritas o tonalitas representadas por las inclusiones microgranulares, la tonalita de las apófisis occidentales del Macizo de La Tojiza y los afloramientos tonalíticos del S.O. del Macizo de Neira. El Macizo de Estaca de Bares se compone de granodioritas a adamellititas y el resto de las unidades se compone casi por completo o enteramente de granitos s.s., por lo que se puede decir que el grupo es predominantemente granítico (aunque en los mapas y memorias de las hojas 1:50.000 del plan MAGNA se observa una fuerte tendencia a designar a los macizos postcinemáticos con la denominación de granodiorita, lo que en la mayoría de los casos resulta ser erróneo). Los granitos están representados por tipos biotíticos, biotítico-moscovíticos, moscovítico-biotíticos y (holo) moscovíticos. Hablando en términos generales, las facies biotíticas o biotítico-moscovíticas son las que con más frecuencia se encuentran en las unidades, aunque el número de excepciones es considerable. La presencia de cantidades más o menos importantes de términos muy evolucionados en forma de granitos albitico-moscovíticos (a veces con granate, berilo o topacio) no es rara. Los Macizos de Campo de Agua, Fontao, Carboeiro, El Confurco y La Tojiza son ilustrativos en cuanto a ello. Este tipo de granito, que ya ha sido señalado en los dos grupos anteriores, vuelve, pues, a aparecer en el Grupo III.

### 3.4.4. Variabilidad interna de las unidades

En cuanto a la homogeneidad de las unidades, se observa en muchas ocasiones una variabilidad composicional y/o textural, que se puede expresar a niveles muy distintos.

#### a) *A nivel de unidad*

La variabilidad más interesante es la que se manifiesta a escala de plutón y que en cierto modo es característica para el grupo. Muchos de los cuerpos muestran un zonado aproximadamente concéntrico más o menos patente. En la mayoría de los casos las distintas facies que se pueden reconocer a nivel de plutón pasan gradualmente las unas a las otras, pero también existen ejemplos de cuerpos anulares que se componen de varias subunidades separadas por contactos netos, aunque soldados, que corresponden a distintas intrusiones (Macizos de Fontao, Carboeiro, Neira, Lugo (?)).

El zonado o la estructura anular puede ser de distintos tipos, encontrándose unas veces las facies que pueden considerarse como las más evolucionadas en la periferia del plutón (leucogranitos albitico-moscovíticos de los bordes de los Macizos de El Confurco y Los Ancares; facies de borde del Macizo de Lugo) y otras veces en posiciones más centrales (endogranito albitico-moscovítico del Macizo de Fontao; granito moscovítico-biotítico del Macizo de El Pindo, leucogranitos biotítico-moscovíticos del Stock de Monte Albaredo del Macizo de Neira), no siendo posible indicar un predominio del tipo de evolución centrífuga o centrípeta. Para el Macizo de Fontao, NESEN (1981) ha demostrado que la evolución de este cuerpo es centrípeta.

Aparte de la variabilidad composicional, puede existir otra de tipo textural, que puede aparecer en combinación con la primera. En varios cuerpos se conocen facies marginales más o menos bien definidas, que texturalmente se distinguen de las facies más centrales por ser de grano más fino, mientras el porfidismo indicado por los megacrístales de feldespatos potásicos está menos definido o ausente, lo que no es decir que estas facies no puedan tener una textura porfídica, porque en ellas los grandes cristales globulares de cuarzo pueden representar el papel de los megacrístales de feldespatos potásicos. Las facies de grano más fino y con megacrístales de cuarzo globulares afloran a veces en zonas estrechas (<50 m) con carácter de facies de borde de enfriamiento (Macizo de Pando, Fontao, Traba (?), Boal, El Pato).

#### b) *A nivel de afloramiento o a escala menor*

Hablando en términos generales, la facies o las facies principales que pueden reconocerse dentro de los plutones son homogéneas y normalmente la variabilidad a escala de afloramiento es de poca importancia (ligeras variaciones en el tamaño de grano, contenido en micas, relación moscovita/biotita y, más en particular, en la densidad del porfidismo y el tamaño de los megacrístales de feldespatos potásicos). No obstante, localmente pueden observarse heterogeneidades más patentes, que son casi siempre de tipo schlieren (micas, megacrístales de feldespatos potásicos) y en contados casos se presenta un bandeo, que puede ser rítmico. Las transiciones entre las distintas facies observadas en estas inhomogeneidades son siempre difusas.

Otro tipo de heterogeneidad puede ser el causado por la presencia de masas irregulares de rocas filonianas, como pegmatitas y pórfidos, en cuyo caso los contactos suelen ser netos, aunque soldados. Sólo en algunos cuerpos existen zonas heterogéneas más extensas, como en la parte oriental del Macizo de Lugo, donde aflora un conjunto heterogéneo de rocas muy diferenciadas, entre las que se encuentran leucogranitos biotítico-moscovíticos de grano fino, leucogranitos de grano fino con dos micas y fenocristales de cuarzo redondeados y facies heterogranulares con algún megacrístal de feldespatos aislado. Estas rocas muestran entre sí relaciones que varían desde tránsitos graduales a límites cortantes o forman masas filonianas.

### 3.4.5. Características macroscópicas

#### 3.4.5.1. Contactos

Las unidades del Grupo III son claramente intrusivas en el encajante, independientemente de la litología del último y discordantes con las estructuras hercínicas. Cortan las esquistosidades generadas por las fases de deformación hercínicas y los elementos microestructurales del cizallamiento asimilable a la  $D_3$ . No solamente intersectan los elementos estructurales en detalle, sino también a escala regional. El Macizo de Traba, por ejemplo, corta casi perpendicularmente la zona muy estructurada y a menudo gneisificada ( $D_3$ ) de la Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y el Macizo de Carboeiro intersecta los pliegues kilométricos de interferencia de  $D_2$  y de una fase posterior ( $D_3$ ?).

A pesar de su morfología, por lo general no adaptada a las estructuras regionales, no se ha observado que las unidades perturben significativamente a los elementos estructurales preexistentes, pareciendo tratarse de un emplazamiento de tipo más bien permisivo. Sólo NESEN (1981) documenta un caso de una ligera perturbación de las estructuras preexistentes alrededor del Macizo de Fontao, en las proximidades inmediatas del macizo (<250 m), que habría sido ocasionado por el emplazamiento en diapiro del granito más antiguo del macizo, que es el Exogranito A (las demás subunidades del macizo habrían intruido mediante el mecanismo de subsistencia de caldera).

#### 3.4.5.2. Textura y litología

En casi todos los macizos, la facies principal o las facies principales son de tamaño medio-grueso (2-8 mm). Sólo las unidades más básicas del grupo se caracterizan por su tamaño de grano medio-fino (1-3 mm). (Macizos de Estaca de Bares y Conjunto plutónico de Tapia-Salave). En las demás unidades, las facies de grano medio-fino están ausentes o juegan un papel subordinado, tratándose a menudo de facies de borde o diferenciados tardíos.

En la gran mayoría de los casos, las rocas, especialmente las facies principales, poseen una textura porfídica como consecuencia de la presencia de megacrístales de feldespatos potásicos. Estos suelen ser de entre 10 y 40 mm de largo (máximo obser-

vado 100 mm) y mostrar secciones subidiomorfos (a simple vista) poco alargadas (relación longitud/anchura 1-2,5). Normalmente, el porfidismo, aún siendo denso, no es muy llamativo, debido al contraste no muy grande entre el tamaño de grano medio-grueso de la matriz y las dimensiones de los megacristales por una parte y al hecho de que el porfidismo suele ser de neto carácter seriado por otra. A menudo los megacristales muestran un zonado y texturas de FRASL (en reloj de arena en el Macizo de El Confurco).

También se observa con frecuencia una tendencia del cuarzo a formar pequeños megacristales globulares, de hasta 10 mm de diámetro. El último fenómeno suele ser más acentuado en facies de grano relativamente fino, con carácter de microgranito de facies de borde.

Las dos unidades más básicas (Macizo de Estaca de Bares y el Conjunto plutónico de Tapia-Salave) forman otra vez una excepción. En el primero, las rocas son prácticamente equigranulares y en el segundo se observan sólo en los términos de composición básica e intermedia pequeños megacristales de plagioclasa y ferromagnesianos (<5 mm).

Una característica que se observa con frecuencia en las unidades del Grupo III (aunque no restringida únicamente al mismo) es la coloración del feldespato que se expresa en tonalidades rosáceas, asalmonadas o lilas. Por lo general, la coloración se manifiesta preferentemente en ciertas zonas en las que se observan fenómenos de fracturación tardía del tipo frágil y/o numerosos filoncillos de cuarzo o zonas de silicificación, apuntando a procesos transformacionales relacionados con circulaciones hidrotermales a favor de las zonas tectonizadas de la roca, pero existen también cuerpos en los que la coloración del feldespato es más o menos uniforme a través del plutón (Macizos de Traba y Castroverde) o en zonas extensas del mismo (Macizo de El Pindo), sin que se observe una relación con zonas de deformación tardía.

#### 3.4.5.3. Estructuras de flujo

Aunque en casi todos los casos faltan estudios detallados sobre las fábricas de los macizos postcinemáticos, por lo que no se puede descartar a priori la existencia a escala de plutón de estructuras de flujo magmático, se puede afirmar que, al menos a simple vista, están poco desarrolladas o que parecen faltar por completo. Sólo localmente se observa en algunos macizos una foliación no muy marcada, definida por megacristales tabulares de feldespato potásico, y, excepcionalmente, por otros minerales. (Las secciones poco alargadas de los megacristales y el hecho de que normalmente resaltan poco de la matriz no contribuyen a la buena definición de la foliación). Ocasionalmente, está algo mejor definida en la zona externa del macizo, donde puede ser paralela al contacto.

El único estudio pormenorizado sobre la fábrica de un cuerpo del Grupo III se refiere al Macizo de Fontao. Aquí, NESEN (1981) menciona la existencia de una vaga foliación marcada por megacristales de feldespato potásico en el Exogranito A y el Endogranito del macizo, que podría resultar de flujo magmático, pero el autor reconoce

que está poco desarrollada y que su observación en el campo resulta difícil, por lo que no es capaz de ofrecer una imagen de la fábrica en cuestión a escala del macizo. Según HILGEN (1970), la foliación es muchas veces aproximadamente paralela a los bordes del macizo.

RAUMER (1962) afirma que en el Macizo de El Confurco se pueden distinguir fenocristales de feldespato potásico primarios con disposición horizontal y tablas de feldespato potásico secundarias de origen endoblástico que ocupan planos verticales, pero la existencia de tales fenómenos no ha podido ser verificada.

Otros indicios para la existencia de flujo magmático pueden ser suministrados por heterogeneidades litológicas de tipo schlieren, como concentraciones de micas, de megacristales de feldespato potásico y, raramente, de cristales de plagioclasa (Conjunto plutónico de Tapia-Salave) o bandeados texturales y/o mineralógicos, pero estos fenómenos son escasos a nivel de macizo, restringiéndose a algunos afloramientos, y no permiten la construcción de una imagen coherente de texturas de flujo magmático a nivel de plutón.

Además, algunas heterogeneidades podrían reflejar un estado de baja viscosidad del magma más como, por ejemplo, un bandeo rítmico que se observa en contados casos (¿decantación?) o concentraciones «pegmatoides» de megacristales de feldespato potásico (¿sinneusis?).

Resumiendo, se puede decir que las estructuras de flujo magmático parecen estar poco desarrolladas en los macizos del Grupo III, a pesar de que en ellos no pueden haber sido borradas por deformaciones generalizadas a nivel de plutón. Esta aparente ausencia de estructuras de flujo magmático bien definidas contrasta bastante con las imágenes coherentes de foliación de flujo magmático indicadas por megacristales de feldespato potásico que han podido ser reconocidas en macizos tardíos más meridionales del Macizo Hespérico, como los de Portugal del norte (véase, por ejemplo, OEN 1970).

#### 3.4.5.4. Deformación

Aunque postcinemáticos, se pueden observar fenómenos macroscópicos (y microscópicos: véase el apartado 4.6) de deformación en los macizos. En cuanto a la deformación visible a simple vista, se trata de efectos espacialmente muy restringidos relacionados con fracturaciones tardías de los granitoides, que pueden causar brechificaciones, cataclasis o milonitizaciones de escasa importancia. Otros fenómenos asociados a este tipo de deformación frágil son el emplazamiento de vetillas de cuarzo, silicificaciones de la roca, un enrojecimiento de los feldespatos, cloritización de la biotita, caolinizaciones y a veces cierto grado de episienitización de los granitoides en las zonas de fracturación. Las transformaciones de la roca en zonas afectadas por fracturas tardías apuntan cierta actividad hidrotermal a favor de las mismas.

No se conocen fenómenos de cizallamiento dúctil u otras deformaciones atribui-

bles a la D<sub>3</sub> en las unidades del Grupo III, siendo su ausencia el criterio para diferenciarlas de las del Grupo II.

#### 3.4.5.5. Manifestaciones filonianas

Las manifestaciones asociadas a las unidades del Grupo III, aunque de naturaleza variada, suelen ser de poca, e incluso de muy poca, importancia cuantitativa. Se pueden distinguir los siguientes tipos de filones:

##### a) *Pórfidos y microgranitoides con fenocristales*

Una roca filoniana muy típica que acompaña a los macizos del Grupo III son los pórfidos. Se presentan en filones o masas irregulares de escaso volumen, que son claramente intrusivos en las facies principales de los macizos y sus rocas de caja. A veces han intruido en el contacto del macizo, en cuyo caso puede ser difícil distinguirlos de facies de borde de enfriamiento. Son de grano fino (<1,5 mm), hasta afaníticos, y contienen casi siempre fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Los contactos con las facies fundamentales de los macizos son netos, pero están casi siempre soldados.

Existen varios tipos, siendo uno de los más característicos para las unidades del Grupo III el caracterizado por una alta proporción de fenocristales con respecto a matriz (llegando a veces a un valor 1). Puede mostrar pasos a aplitas, aplogranitos y, posiblemente en algún caso, también a facies de borde de enfriamiento (apófisis del Macizo de Pando). También se conocen diques félsicos con tendencia granofídica y variedades afaníticas. Ocasionalmente, contienen algo de mena (pirita, ¿calcopirita?).

##### b) *Pegmatitas y rocas aplíticas*

La cantidad de estos tipos de rocas filonianas suele ser pequeña, especialmente cuando se la compara con la de las unidades del Grupo I.

Las rocas aplíticas se presentan predominantemente en filones delgados (algunos 50 cm, excepcionalmente hasta 15 m de potencia) y rectos con contactos netos, regulares y algo soldados. Son rocas leucocráticas de grano fino (1-3 mm), de textura equigranular y sacaroidea o con algún megacristal de feldespato o cuarzo disperso. En el Macizo de Traba se han observado transiciones a microgranitos porfídicos. Son pobres en micas. Las de los macizos biotíticos suelen contener algo de biotita y las de los macizos de dos micas o moscovíticos suelen contener dos micas o moscovita sola, existiendo a grandes rasgos una relación entre su mineralogía micácea y la del granito encajante. Un accesorio corriente es el granate en pequeños cristales rosáceos. En alguna ocasión contienen turmalina o arsenopirita.

Las aplitas pueden llegar a ser bastante abundantes, como, por ejemplo, en el Macizo de el Confurco. Un hecho de notar es que en muchas de las unidades del Grupo III, las aplitas son mucho más abundantes que las pegmatitas.

Las pegmatitas suelen ser francamente escasas, aunque hay algunas excepciones (Macizo de La Tojiza y Lugo; facies moscovítico-biotítica de El Pindo). Se presen-

tan en bolsadas irregulares, venas y lentejones y aparecen pocas veces en combinación con rocas aplíticas (Macizos de Los Ancares y El Confurco). Aparte de los minerales corrientes, pueden contener algo de mena (pirita, calcopirita) o turmalina, y en el Macizo de Lugo se han observado como constituyentes prehnita y carbonatos. En contados casos presentan oquedades tapizadas con cristales subidiomorfos de la pegmatita (Macizo de Lugo, Castroverde). Este fenómeno podría apuntar a presiones de emplazamiento relativamente bajas. También existen concentraciones pegmatoides de megacristales de feldespato potásico de las que puede ser difícil decir si representan auténticas pegmatitas o concentraciones por sinneusis (eventualmente trastocadas por flujo magmático).

##### c) *Filones de cuarzo*

Relativamente importantes pueden ser los filones de cuarzo. Son de carácter evidentemente cortante y posteriores a las rocas filonianas previamente mencionadas. Son de gran interés económico los de tipo pneumatolítico-hidrotermal mineralizados (Sn, W, Mo). Estos se encuentran asociados principalmente a las facies o unidades moscovítico-biotíticas o biotítico-moscovíticas, aunque hay excepciones (Macizo de Traba).

En las zonas tectonizadas por fracturación frágil tardía (con rubefacción de los feldespatos o una episienitización más o menos pronunciada) pueden concentrarse filoncillos delgados de cuarzo (normalmente <10 cm). También se conocen fracturas silicificadas en tales zonas.

Los filoncillos de cuarzo muestran a menudo oquedades tapizadas por los extremos idiomorfos de cristales de cuarzo (en contados casos se observa amatista o cuarzo encapuchado; también se conocen estos tipos en un filón de cuarzo en el Conjunto de Vilardoa, del Grupo II).

Entre las manifestaciones filonianas, los filones de cuarzo muestran la tendencia más pronunciada a ser extragraníticos.

d) Una curiosidad petrológica, por último, ofrecen los granitos orbiculares del Macizo de La Tojiza, que aparecen en diques de entre 2-4 m de potencia. Contienen numerosas orbículas elipsoidales feldespáticas prácticamente monominerales de hasta 15 cm de largo empastadas por una matriz granítica de grano medio biotítico y relativamente heterogranular. Algunas orbículas muestran una zonalidad debido a inclusiones de biotita. Pueden poseer un núcleo constituido por fragmentos irregulares de rocas ricas en biotita.

Ocasionalmente, alguna orbícula consta de material tonalitoide biotítico muy similar por su aspecto y composición a los enclaves de tipo microgranudo.

#### 3.4.5.6. Enclaves

Los macizos suelen ser pobres o muy pobres en enclaves. Son en parte de tipo xenolítico correlacionable con la roca de caja. Sus dimensiones son muy variables

(cm-Km). Pueden estar girados o basculados. Sus contactos con el granitoide circundante son siempre netos. A veces se observan algunos enclaves pequeños de pararrocas no correlacionables con la roca de caja que aflora alrededor de los macizos, en cuyo caso podría tratarse de enclaves que han sufrido un desplazamiento considerable en sentido vertical. También se conoce algún enclave de cuarzo y muy escasos ejemplares de surmicáceos.

A menudo los macizos contienen pequeños enclaves microgranudos de color grisáceo o negruzco de composición tonalítica o cuarzdiorítica (normalmente pocos o muy pocos). Suelen ser de formas subredondeadas o elipsoidales y raramente sobrepasan los 20 cm de largo. Contienen a veces algunos megacristales de cuarzo globulares, de hasta 8 mm o de feldespato (Macizo de Lugo).

En contados casos se observa que los enclaves, ya de tipo microgranudo, ya de tipo xenolito, son algo más frecuentes en la zona de borde del macizo (Macizos de Estaca de Bares, Castroverde).

También se conocen escasos enclaves de granitoides que recuerdan mucho a facies de borde o a las variedades de los granitos encontradas en zonas heterogéneas con bandeado rítmico o schlieren (Macizos de Forgoselo, Traba, Pando y El Pindo). Representan con toda probabilidad fragmentos de zonas de borde o de schlieren de cristalización relativamente temprana, que sufrieron un desmembramiento y transporte a causa del emplazamiento de la masa principal del macizo y pueden ser considerados como auténticos enclaves cognatos.

En el Macizo de Fontao, de estructura anular, NESEN (1981) señala enclaves del Endogranito A en el Exogranito B (a veces como parte de «megabrechas») y del Exogranito B en el Endogranito.

#### 3.4.5.7. Metamorfismo de contacto

Los macizos rodeados de metasedimentos de bajo grado de metamorfismo (epizonales o epi-mesozonales) originan casi siempre claras aureolas de metamorfismo de contacto.

Algunos macizos de reducidas dimensiones (Macizos de Boal, El Pato, Los Ancares, Campo de Agua) poseen aureolas desproporcionadamente anchas (hasta varios Km), lo que hace sospechar que estos macizos representan las partes apicales de masas graníticas considerablemente más grandes.

Los metasedimentos pelíticos se transforman en pizarras mosqueadas o nodulosas y, perdiendo progresivamente su fisibilidad, en corneanas. Como minerales de neoformación se pueden observar espinela, corindón, hiperstena, sillimanita, andalucita (en varias ocasiones en forma de grandes blastos de hasta 5 cm de largo), feldespato potásico, cordierita, biotita, cloritoide, moscovita y clorita en los metasedimentos pelíticos y actinolita o clinopiroxeno en niveles más ricos en calcio.

Las condiciones del metamorfismo de contacto son normalmente las correspondientes a la facies de las corneanas hornbléndicas, pero en algunos casos (Macizos

de Estaca de Bares, Castroverde y La Tojiza, Conjunto plutónico de Tapia-Salave) la combinación cordierita-feldespato potásico-sillimanita (andalucita) indica que se han alcanzado las condiciones correspondientes a la facies de corneanas piroxénicas. Ello, en combinación con la ausencia de fenómenos de fusión, ni siquiera incipiente, apunta a presiones bajas (<2 kb) y temperaturas altas (>700° C), lo que concuerda con el carácter supuestamente poco profundo de las unidades del Grupo III. También la frecuente aparición de cordierita en las aureolas en facies de corneanas hornbléndicas apunta a presiones de emplazamiento relativamente bajas.

El metamorfismo retrógrado es a veces fuerte (moscovitización, sericitización y cloritización). También se conocen efectos claramente metasomáticos, como turmalinizaciones.

Los mismos efectos de metamorfismo de contacto se pueden observar en los enclaves de metasedimentos. Alrededor de los macizos situados en zonas de metamorfismo regional mesozonal o mesozonal-catazonal no se conocen aureolas detectables sobre el terreno, conociéndose mal los efectos térmicos y metasomáticos que pudiesen haber causado sobre la roca de caja.

Se conocen dos ejemplos de metamorfismo de contacto térmico inducido por macizos del Grupo III en granitos del Subgrupo IA colindantes (granitos sincinemáticos moscovítico-biotíticos de emplazamiento relativamente profundo).

El ejemplo mejor desarrollado nos lo suministra el Macizo de Estaca de Bares, que ha actuado sobre el Conjunto granítico de El Barquero-Amoa. Los fenómenos más llamativos consisten, aparte de una recristalización completa de la roca, en una desestabilización de las micas, que se convierten en complejos agregados de grano finomuy fino, en los que es posible encontrar andalucita, sillimanita, cordierita, opacos, corindón y espinela. Otro ejemplo lo suministran el granito de Traba en su contacto con los granitos del sector de Dumbria. Aquí, los fenómenos de metamorfismo de contacto están mucho menos desarrollados y no se ha observado corindón. Este tipo de metamorfismo, que igualmente indica presiones relativamente bajas y temperaturas relativamente altas, ha sido descrito más ampliamente por BARRERA et al. (1985).

#### 3.4.5.8. Mineralizaciones

Existen yacimientos de minerales de interés económico (con Sn, W, Au, Ag, Mo) o indicios de los mismos asociados a las unidades del Grupo III, tanto dentro o a corta distancia de ellas.

Varios de los yacimientos fueron trabajados y algunos eran de gran importancia (Sn y W asociados a los Macizos de Boal, Fontao y Carboeiro). El yacimiento de San Finx (Sn, W), aún en explotación activa, guarda probablemente también relación con un macizo del Grupo III (Macizo de El Confurco).

Las mineralizaciones más importantes se encuentran relacionadas con enjambres de filones y diques de cuarzo de tipo neumatolítico-hidrotermal y no con apilitas, pegmatitas o pórfidos. Los últimos tipos de rocas pueden, sin embargo, mostrar indicios



(calcopirita, pirita, casiterita, arsenopirita), al igual que algunos granitos evolucionados, como el Endogranito del Macizo de Fontao con sus mineralizaciones diseminadas o en «canales de drenaje» a lo largo de planos de foliación y protofracturas.

Los yacimientos de Sn y W se encuentran principalmente en relación con macizos que se componen de granitos con moscovita o en los que facies con moscovita juegan un papel importante (Macizos de Boal, El Confurco, Fontao, Carboeiro; ¿Stock de Leis?), con la excepción del Macizo de Traba, que se compone de un granito biotítico leucocrático.

Los yacimientos e indicios son tanto intra como extragraníticos, sin que sea posible indicar una clara preferencia por una u otra distribución.

### 3.4.6. Características microscópicas

Microscópicamente, los macizos ofrecen pocos rasgos que pudiesen caracterizar al grupo como tal, impidiendo su diversidad composicional y la variabilidad interna que a menudo muestran, una caracterización microscópica común a todos que no sea aplicable a la gran mayoría de las unidades del área estudiada. El rasgo principal e invariablemente presente es la ausencia de las texturas de deformación por cizallamiento dúctil y las acompañantes de recristalización (dinámica) que se observan en al menos parte de las muestras procedentes de la gran mayoría de las unidades de los Grupos I y II. Esto no es decir que en ellos falten señales de deformación, como se expone más adelante. Otro rasgo característico, aunque sólo presente en parte de las muestras, es la textura de pórfido que se puede observar en las partes de los macizos de grano fino con carácter de facies de borde de enfriamiento o en las masas intrusivas de rocas tipo pórfido. Se caracterizan por su textura marcadamente heterogranular, estando inmersos en una matriz equigranular y por lo general bastante alotriomorfa, un número a veces muy elevado de fenocristales de hasta 10 mm de diámetro, que pueden ser de cuarzo, feldespato, biotita y piroxeno (?). Típicos entre ellos son los fenocristales globulares de cuarzo, que pueden mostrar una tendencia al idiomorfismo. En raras ocasiones se observa en ellos una disposición zonal de biotita, plagioclasa o moscovita. En los pórfidos muestran en algún caso entrantes de corrosión.

La textura de estos tipos de rocas indica una cristalización en dos etapas distintas, de las cuales la última ha sido una de una acelerada cristalización de la matriz. La causa de esta cristalización rápida de la matriz hay que buscarla unas veces en un enfriamiento relativamente rápido en la zona de borde de los cuerpos y otras veces en una descompresión brusca durante la intrusión. Ambos fenómenos apuntan a un emplazamiento somero. Otro indicio textural que apunta a un emplazamiento relativamente somero son los intercrecimientos granofídicos con plagioclasa intersticial que se observan en algunas láminas de términos básicos del Conjunto plutónico de Tapia-Salave. En las facies fundamentales de los macizos se observa a veces cierta tendencia del cuarzo a presentarse como inclusiones redondeadas o ameboides relativamente abundantes en los feldespatos. Especialmente en el feldespato potásico se pueden observar coronas marginales ricas en este tipo de inclusiones o intercrecimientos de as-

pecto simplectoide o micropegmatoide. Todos estos fenómenos podrían también estar relacionados con el carácter relativamente somero de los macizos.

La mineralogía del grupo ofrece pocas particularidades. Sólo en el Conjunto plutónico de Tapia-Salave, caracterizado por su alta proporción de rocas básicas, se presenta *hiperstena* en cuarzodioritas, cuarzomonzodioritas y tránsitos a términos granodioríticos de afinidades charnockíticas. Está en parte sustituido por anfíbol verdoso y biotita.

El *clinopiroxeno* ha sido observado en las mismas rocas y, además, en los términos intermedios del conjunto (granodioritas) y en el Macizo de Estaca de Bares (granodioritas y granitos biotítico-anfibólicos).

El feldespato potásico muestra en la gran mayoría de las facies una clara tendencia a constituir megacristales y está casi siempre en gran parte maclado en enrejado. Sólo en los Macizos de Castroverde y Estaca de Bares y en el Conjunto plutónico de Tapia-Salave el maclado en enrejado está poco desarrollado. En muchos macizos se observan cristales con una disposición zonal de inclusiones (plagioclasa, cuarzo y, menos frecuentemente, biotita). Excepcionalmente, un cristal de feldespato potásico está rodeado por una corona más o menos continua de plagioclasa, recordando algo a la textura rapakivi (Macizos de Forgoselo, Neira y Traba). Escasos ejemplos de cristales con una zonación óptica se han encontrado en los Macizos de Forgoselo, La Tojiza, Lugo, Castroverde y Traba. Las pertitas son variables en cuanto a cantidad y tipos. Nunca son abundantes.

En la mayoría de las facies de los macizos se pueden observar cristales de *plagioclasa* con un zonado subidiomorfo oscilatorio o en parches, también en las de dos micas, como, por ejemplo, en los Macizos de Forgoselo, El Confurco y El Pindo.

Es imposible indicar un rango composicional de la plagioclasa válido para todas las unidades, dadas las diferencias que entre ellas existen. En las rocas básicas del Conjunto plutónico de Tapia-Salave se ha observado como máximo del grupo una plagioclasa con un contenido en An de 70 por 100, correspondiendo el valor mínimo en esta unidad a An<sub>37</sub>. En el Macizo de Estaca de Bares el rango se extiende entre An<sub>47</sub> y An<sub>32</sub>, en el de Castroverde entre An<sub>40</sub> y An<sub>17</sub>, en el de El Pato entre An<sub>38</sub> y An<sub>20</sub> y en las apófisis occidentales del Macizo de La Tojiza entre An<sub>36</sub> y An<sub>15</sub>.

En el resto de las unidades, la plagioclasa es de composición más ácida, pero también en varios granitos moscovítico-biotíticos, su composición máxima puede aún llegar a An<sub>20</sub> (por ejemplo, los Macizos de Los Ancares, Forgoselo, facies moscovítico-biotítica de El Pindo). En los términos más evolucionados de varios macizos, la generación principal de la plagioclasa puede ser muy albitica, como en los granitos albitico-(holo) moscovíticos encontrados en los Macizos de Los Ancares, Campo de Agua, La Tojiza, Fontao, Carboeiro y El Confurco.

Las mirmequitas están a menudo presentes, pero sus cantidades suelen ser más bien pequeñas.

Son frecuentes fenómenos de ligera microclinización de la plagioclasa primaria (parches de feldespato potásico de escasa importancia cuantitativa).

Con frecuencia se presentan cristales de plagioclasa primaria en agrupaciones, que con toda probabilidad resultan ser sinneusis.

De los minerales menos corrientes en los granitoides de la zona estudiada hay que mencionar el *berilo*, hallado en los leucogranitos moscovíticos o moscovítico-biotíticos del Macizo de Los Ancares y de Campo de Agua. En los del último macizo aparece también *topacio*.

El *granate* es un mineral accesorio relativamente frecuente, presentándose en un buen número de granitos, tanto muy evolucionados (moscovíticos o moscovítico-biotíticos) como en granitos predominantemente biotíticos, siendo los últimos, con frecuencia leucogranitos.

La *sillimanita* es escasa y de presencia infrecuente, habiéndose observado sólo en granitos holomoscovíticos o predominantemente moscovíticos (Macizos de Los Ancares, Campo de Agua, Forgoselo y, posiblemente, el Endogranito del Macizo de Fontao).

La *fluorita* aparece en granitos moscovíticos, moscovítico-biotíticos y biotíticos indiscriminadamente. Es siempre de origen tardío, presentándose en cantidades muy pequeñas, como sustituciones de plagioclasa o biotita.

Aunque en ningún caso se han observado huellas de cizallas en los macizos y éstos cortan claramente los elementos microestructurales debidos a la  $D_3$ , muchos de ellos presentan al microscopio señales de una ligera, pero innegable deformación, cuyas manifestaciones no quedan restringidas a las zonas de fracturación tardía mencionadas previamente, sino que afectan a todo el cuerpo o a zonas más o menos extensas del mismo.

Se manifiesta en una extinción ondulante del cuarzo y el cuarteamiento del mismo, desarrollándose a veces agregados de subgranos con bordes más o menos suturados. Otras señales son la flexión de las micas y de maclas de los feldespatos, o la rotura de los mismos. Estas manifestaciones son casi siempre muy débiles o débiles, pero en algunos cuerpos (Macizo de Fontao, El Pindo) pueden ocasionalmente ser más patentes, habiéndose observado en el primero biotitas fusiformes y en el segundo cuarzoes fuertemente triturados. Aunque en la presente investigación, utilizando métodos microscópicos rutinarios, no se ha observado en ningún cuerpo una orientación preferente atribuible a la deformación, no se puede descartar que un análisis detallado de la fábrica revele la existencia de una anisotropía deformativa en algún macizo, como la que ha podido reconocer NESEN (1981) en el Endogranito del Macizo de Fontao. Este autor llega, en base a un estudio de la fábrica de este granito, a la conclusión de que la intensidad de la deformación del granito ha sido limitada y que la fábrica de flujo magmático adquirida durante la «etapa viscosa» de la roca no ha sido modificada o sólo poco, faltando indicaciones para suponer una rotación importante de los megacristales de feldespato potásico. El estudio de los megacristales de cuarzo sugiere que la deformación fue del tipo aplanamiento puro.

Según el autor, el Endogranito ha sufrido, al final de su cristalización, una deformación lo bastante fuerte como para deformar ciertos minerales (cuarzo, micas, pla-

gioclasa), pero esta deformación, sin embargo, no ha sido capaz de borrar la fábrica viscosa preexistente marcada por los megacristales de feldespato potásico. Esto sugiere, en opinión del autor, que la orientación de las fuerzas deformantes durante las etapas viscosa y plástica fue idéntica y que es posible que hubiese un paso continuo de un tipo de deformación a otro.

No se dispone de datos sobre estructuras dibujadas a escala de plutón por anisotropías deformacionales en los macizos del Grupo III, que, en caso de existir, deben ser muy poco vistosas, y se desconoce si las deformaciones de carácter más o menos generalizado observadas en algunos de los cuerpos del Grupo III son debidas a débiles deformaciones regionales post-emplazamiento o si resultan del emplazamiento mismo de los macizos.

La insignificancia o ausencia de fenómenos de recristalización indica que la deformación ha actuado en un periodo en el que las temperaturas ya habían bajado mucho y, en caso de ser debida a la intrusión misma, sólo puede haber adquirido cierta importancia en las últimas etapas de la misma («estado plástico» de NESEN 1981).

## 4. LA DEFORMACION DE LOS GRANITOIDES HERCINICOS

### 4.0. INTRODUCCION

Los macizos graníticos del noroeste muestran muy variadas relaciones con la tectogénesis, lo que es producto, en primer lugar, del momento de su emplazamiento con referencia a las fases de deformación. Otros factores, como la existencia de bandas con diferentes intensidades de deformación alternando con otras sin deformación apreciable, o las condiciones de presión y temperatura en las que ésta se produjo, contribuyen a enriquecer la variedad de respuestas de los materiales graníticos a los esfuerzos orogénicos.

En la descripción que sigue, hemos considerado conveniente dividir el sector analizado en una serie de dominios que presentan peculiaridades propias desde los puntos de vista conjuntos de sus características magmáticas y de sus relaciones con la deformación. Unas veces son bandas graníticas en las que el porcentaje de rocas ígneas supera ampliamente al de metasedimentos y otras son grandes estructuras alargadas en las que existe una alineación de cuerpos intrusivos. Los dominios elegidos son los siguientes, de los más externos a los más internos:

- 1—El Anticlinal de San Martín de Oscos
- 2—El Domo de Lugo
- 3—El Anticlinorio del «Ollo de Sapo»
- 4—La banda granítica de Valdoviño-Monterroso
- 5—El Complejo de Ordenes
- 6—La Antiforma de Monte Neme-Padrón
- 7—La banda granítica de Lage-Barbanza

La sucesión de fases de deformación presenta, cuando se la considera a escala del sector, una aparente uniformidad. En esta descripción se utilizará un modelo que

incluye tres fases principales de deformación hercínicas, con un comportamiento de los materiales a menudo dúctil o en la transición frágil-dúctil, y una cuarta, tardihercínica, fundamentalmente frágil.

La primera de las fases hercínicas ( $D_1$ ) dio lugar a la formación de grandes pliegues tumbados vergentes al este y de una esquistosidad ( $S_1$ ) que afectó a todos los metasedimentos. Es de destacar que la tectónica de pliegues recumbentes de tamaño kilométrico es sólo característica de los tres primeros dominios (WALTER 1966, MATTE 1968, MARCOS 1973, BASTIDA & PULGAR 1978, GONZALEZ LODEIRO et al. 1982). La segunda fase ( $D_2$ ) es responsable de zonas de cizalla dúctiles subhorizontales, con frecuencia de espesor kilométrico, y de cabalgamientos dirigidos hacia el este, así como de una segunda esquistosidad ( $S_2$ ) que a menudo oblitera a la primera (MARCOS 1973, BASTIDA & PULGAR 1978, MARTINEZ CATALAN 1980, MARQUINEZ 1984). Estas dos primeras fases se engloban frecuentemente bajo la denominación de tectónica tangencial. La tercera fase ( $D_3$ ) produjo pliegues longitudinales de plano axial subvertical y con gran continuidad lateral, que repliegan a las estructuras anteriores, así como, localmente, una esquistosidad de crenulación ( $S_3$ ). Zonas de cizalla subverticales con movimientos predominantes en dirección, pueden asimilarse a esta tercera fase, ya que parecen contemporáneas al plegamiento (IGLESIAS & CHOUKROUNE 1980, GONZALEZ LODEIRO et al. 1982). Finalmente, la fase de fracturación tardihercínica originó fallas, a menudo desgarres, que en su mayor parte pueden agruparse en dos sistemas que se consideran conjugados y que corresponden a un acortamiento en dirección norte-sur (PARGA 1969, ARTHAUD & MATTE 1977).

Localmente, existen deformaciones no asimilables a las fases anteriores. Se encuentran dentro de este caso estructuras identificadas en los Complejos de Cabo Ortegal y Ordenes y en la Unidad de Malpica-Tuy, contemporáneas con fases metamórficas que han sido datadas radiométricamente como prehercínicas (ARPS et al. 1977, CALSTEREN et al. 1979, MARCOS 1982, ORTEGA GIRONES & GIL IBARGUCHI 1983). Otras estructuras no asimilables a las fases definidas antes son los pliegues radiales, de plano axial subvertical y dirección perpendicular a los de  $D_3$ , que son posteriores a la segunda fase, pero cuya relación con la tercera no siempre está clara, o las cizallas dúctiles y fallas de componente normal, que implican una extensión local en contraste con el acortamiento ligado al resto de las estructuras.

La uniformidad que se mencionaba al definir las fases principales no debe entenderse más que en el sentido de que sus estructuras son comparables entre los diferentes dominios, y no debe presuponerse que cada una de ellas representa un intervalo de tiempo durante el cual una determinada fase afectó a todo el sector. Esta contemporaneidad, a la escala de una banda orogénica de más de 200 Km. de anchura como la que nos ocupa, es muy poco probable, siendo más realista la posibilidad de una superposición en el tiempo de dos o más fases actuando en diferentes lugares de la cadena.

#### 4.1. METODOLOGIA

En el presente capítulo, se analiza la deformación sufrida por las rocas graníticas una vez alcanzado un grado de consolidación tal o, dicho de otra manera, una visco-

sidad suficientemente grande como para que el estado de esfuerzos dentro de ella pueda dejar de ser hidrostático a largo plazo y puedan existir esfuerzos diferenciales capaces de originar una fábrica deformativa de la forma de los granos. Las deformaciones inducidas por el campo de esfuerzos regional y sufrida por los macizos cuando éstos se comportaban como un líquido de viscosidad relativamente baja, afectaron probablemente a la forma de los cuerpos, pero a estos cambios de forma se superpondrían los ligados al proceso de intrusión, y son muy difíciles de identificar. Además, se analizan sólo las fábricas y estructuras secundarias, producidas por un campo de esfuerzos exterior a los macizos graníticos. Las estructuras primarias, relacionadas con el proceso intrusivo, tales como fluidaridades magmáticas, no serán tenidas en cuenta, como tampoco lo serán las diaclasas ligadas al enfriamiento o al progresivo acercamiento a la superficie topográfica por erosión de las rocas suprayacentes.

Se ha prestado en primer lugar atención a la geometría de las zonas deformadas. Es frecuente que un determinado macizo granítico no esté deformado en su totalidad, pudiéndose diferenciar en él zonas con diferente intensidad de la deformación e incluso sin deformación. En estos casos, las bandas más deformadas pueden ponerse en relación con grandes estructuras identificadas en los materiales encajantes, en general, zonas de cizalla de las fases 2 y 3.

Las estructuras, en particular las esquistosidades ( $S$ ) y las lineaciones minerales ( $L$ ), se han medido y utilizado como indicadores de la orientación de los ejes principales del elipsoide de deformación finita. Su intensidad e importancia relativa, nos ha servido también para hacernos una idea de la forma del elipsoide (FLINN 1965). En los macizos en los que existen dos familias de superficies o bandas, unas asimilables a una esquistosidad y otras a cizallas (superficies  $S$  y  $C$  de BERTHE et al. 1979), puede postularse que la deformación fue de tipo rotacional, con una componente importante de cizallamiento simple a escala del macizo o de la banda deformada, siempre que las relaciones angulares entre ambas familias de superficies se mantengan, y que las superficies de cizalla sean subparalelas a los límites de la banda. Las relaciones mutuas entre ambas familias de superficies se han utilizado para averiguar el sentido de cizallamiento y las lineaciones minerales y estrías en las cizallas, como indicativas de su dirección (RAMSAY & GRAHAM 1970).

Los mecanismos de deformación interna han sido investigados mediante el análisis microscópico de las texturas y estructuras producidas. En particular, la importancia relativa de la deformación plástica y la recristalización dinámica en comparación con mecanismos más frágiles, como el «kinking» o la cataclasis, dan una idea del grado de ductilidad alcanzado por el conjunto de la roca durante su deformación.

La evaluación de las condiciones metamórficas en las que tuvo lugar la deformación, se ha efectuado combinando datos sobre los minerales producidos durante la recristalización sincinemática, con otros obtenidos de los mecanismos de deformación de los constituyentes de la roca, y se han comparado con las condiciones reflejadas por los metasedimentos encajantes, cuando ello ha sido posible.

Finalmente, se han tenido en cuenta los datos, no muy numerosos, publicados sobre la fábrica cristalográfica del cuarzo en las rocas deformadas. Los diagramas de

ejes (c) pueden utilizarse para discriminar entre mecanismos de deformación rotacionales y no rotacionales (BOUCHEZ & PÉCHER 1976, 1981, VAN ROERMUND et al. 1979, LISTER & HOBBS 1980, BEHRMANN & PLATT 1982) al menos a escala de la muestra, y sirven además como indicadores a «grosso modo» de las condiciones de deformación (AVE LALLEMENT & CARTER 1971, TULLIS et al. 1973, WILSON 1975, BLA-CIC 1975, BOULLIER & BOUCHEZ 1978).

#### 4.2. EL ANTICLINAL DE SAN MARTIN DE OSCOS

Este dominio comprende una serie de pequeños «stocks» alineados en una banda de dirección norte-sur que coincide aproximadamente con el afloramiento del Anticlinal de San Martín (MARCOS 1973), también llamado de La Caridad-Compludo (MATE 1968). Dentro de los dominios definidos por MARCOS (1973) con un criterio fundamentalmente paleogeográfico, corresponde al margen occidental del Dominio del Nava y alto Sil, dominio en el cual se encuentran todos los macizos con excepción del conjunto de Tapia-Salave, que se encuentra dentro del Manto de Mondoñedo. El resto de los cuerpos se ha emplazado en uno de los flancos del anticlinal citado, estructura de la primera fase que está recortada por la tercera (MARCOS & PULGAR 1976, MARCOS & PEREZ ESTAUN 1976), con excepción del plutón de Boal, que tiene una posición ligeramente más oriental.

Es una característica común a todos estos cuerpos el haberse emplazado con posterioridad a la fase 3, lo que se manifiesta porque los minerales de metamorfismo de contacto, andalucita y cordierita, fosilizan a micropliegues de la crenulación  $D_3$  (MARCOS & PULGAR 1976, MARCOS et al. 1977). No obstante, estos últimos autores señalan la existencia de una asociación de andalucita y cloritoide anterior a la de andalucita y cordierita, lo que sugiere la existencia de un domo térmico evolucionando más tempranamente.

En general, los cuerpos no están deformados, no apreciándose fábricas ni estructuras orientadas. Únicamente se han identificado deformaciones, de carácter frágil, en los cuerpos de Tapia-Salave, Boal, en la parte norte del de Los Ancares y en la parte central del de Campo de Agua. Macroscópicamente, se aprecia una brechificación local y, en el caso del último de los mencionados, una serie de bandas subverticales de coloración rosada, producto de transformaciones a temperaturas relativamente elevadas ligadas a la circulación de fluidos hidrotermales. Al microscopio, la deformación se identifica sobre todo por la cataclasis de feldespatos y cuarzo, la flexión de algunas micas y de maclas de plagioclasas y la extinción ondulante de granos de cuarzo.

Se supone, por tanto, que el emplazamiento de estos cuerpos se produjo con anterioridad a la fracturación tardihercínica, lo que parece confirmarse por el hecho de que los límites de la aureola de metamorfismo de contacto de un cuerpo granítico no aflorante, al este del plutón de Boal, están cortados y desplazados por fallas (MARCOS & PULGAR 1976, MARCOS et al. 1978). Una excepción parece constituir la el Macizo de Los Ancares, que fosiliza una fractura de dirección OSO-ENE (MARCOS 1973, MARCOS et al. 1977). No obstante, esta fractura puede no pertenecer al grupo de los desgarres tardihercínicos y ser anterior, contemporánea con una falla inversa de direc-

ción similar que se encuentra la sureste de Sarria y que puede estar en relación con los pliegues radiales del Domo de Lugo (MARTINEZ CATALAN 1981).

En conclusión, los granitoides de este dominio se emplazaron en niveles epizonales después de la tercera fase y antes de la fracturación tardihercínica. Se disponen a lo largo de una banda que, si incluimos el granito de Ponferrada, tiene una forma arqueada paralela a la de la virgación hercínica en el sector. Las principales estructuras que afloran en esa banda, el Anticlinal de San Martín ( $D_1$ ) y el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo ( $D_2$ ), son claramente anteriores a los macizos, y parece que no guardan ninguna relación con ellos. Por otra parte, no existe una antifirma  $D_3$  de suficiente entidad como para explicar el afloramiento alineado de los cuerpos graníticos. Por tanto, si la alineación tiene su origen en algún accidente o estructura, habrá que pensar que éste o ésta se encuentra en niveles profundos de la corteza y no tiene un reflejo evidente en la cobertera metasedimentaria.

#### 4.3. EL DOMO DE LUGO

El dominio está definido por una estructura antiformal de trazado arqueado que corresponde a la tercera fase de deformación. Estructuralmente, está constituido por el Manto de Mondoñedo (MARCOS 1973) y por su autóctono relativo que aflora en dos ventanas tectónicas denominadas de Gistral (al norte) y de Monte Carballosa (al sur). Las ventanas coinciden con domos formados por interferencia de plegamiento entre la antifirma de  $D_3$  antes descrita y el sistema de pliegues radiales.

Los macizos de este dominio pueden separarse en tres grandes grupos en lo relativo a sus relaciones con las fases de deformación. El primero lo constituyen los granitoides sintectónicos, tanto biotíticos como de dos micas, que intruyeron en el Manto de Mondoñedo con anterioridad a su emplazamiento, estando, por tanto, deformados por la  $D_2$ . El segundo grupo corresponde a los tipos que, con litologías semejantes a las del anterior, ocupan buena parte de la superficie de la ventana tectónica de Gistral, llegando en algún caso sus apófisis a intruir en el Manto de Mondoñedo. Son anteriores a la tercera fase y posteriores a la segunda o se emplazaron en los estadios terminales de la misma. El último grupo está constituido por una serie de macizos circuncritos, postectónicos con respecto a las fases principales aunque afectados por la fracturación tardía.

##### *Primer grupo.*

Los macizos sintectónicos intruidos en el Manto de Mondoñedo son, sin duda, el grupo más interesante, por cuanto guardan con la deformación unas relaciones que sólo de forma excepcional se han identificado en alguno de los restantes dominios, al estar deformados por la  $D_2$  y haber sido trasladados hacia el este formando parte de la unidad alóctona. Dentro de ellos, los que más claramente muestran evidencias de deformación tangencial, son los Macizos de Santa Eulalia de Pena y de Sarria. Menos importantes, pero también evidentes, son las deformaciones  $D_2$  en los Macizos de Monseibán y Román, mientras que en los de Hombreiro y Muras, las posibles evidencias están oscurecidas por la deformación asociada a la Falla de Vivero.

Es ésta una falla normal que separa el presente Dominio, que corresponde al labio levantado, del Dominio del Anticlinorio del «Olló del Sapo». La falla lleva asociada una zona de cizalla dúctil de 1 a 3 Km. de anchura que, en su mayor parte, afecta al labio levantado, y en la que el movimiento tuvo una componente principal normal y una componente subordinada en dirección, con un sentido de movimiento dextral. El salto en buzamiento, calculado para la falla y la zona de cizalla juntas, puede estimarse en una decena de kilómetros, en base a criterios estructurales y petrológicos (MARTINEZ CATALAN 1981). La falla, que afecta también a los Macizos de Santa Eulalia y Sarria, es una estructura que cabe situar entre las fases segunda y tercera pues, por un lado, corta al cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y, por otro, la esquistosidad de crenulación asociada a ella está plegada por la fase 3. La falla está, además, doblada por los pliegues radiales.

#### *Los Macizos de Sarria y San Juan de Muro*

El Macizo de Sarria es un cuerpo de forma irregular que intruye en metasedimentos precámbricos y cámbricos. Se puede diferenciar dentro de él una parte no deformada, en la que sólo se identifican algunas estructuras de flujo, y una parte deformada, con fábricas planolineares (MARTINEZ CATALAN 1983). La parte deformada (Fig. 1), es una banda irregular de formas arqueadas que aflora al noroeste del macizo y que coincide con el borde meridional del Domo de Puertomarín. Este domo es producto de la interferencia entre la antiforma  $D_3$  que define el Domo de Lugo, y una antiforma radial, en dirección suroeste-noreste. En él aflora el Sinclinal de  $D_1$  de Villaoдрid (Fig. 1) con una deformación superpuesta de  $D_2$  que corresponde a la zona de cizalla dúctil de la base del Manto de Mondoñedo. La zona de cizalla tiene, en las zonas internas del manto como la que nos ocupa, un espesor de unos 3 Km. y estructuralmente se caracteriza por la presencia de pequeños pliegues similares con vergencia este y una esquistosidad  $S_1$  bien desarrollada.

La esquistosidad de la zona deformada del granito tiene direcciones variables, desde norte  $60^\circ$  este a este-oeste en la parte oriental, hasta norte  $120^\circ$  este en la occidental, y buzamientos que oscilan entre  $25^\circ$  y  $60^\circ$ , y es paralela a la  $S_{22}$  en los metasedimentos adyacentes. Los cambios en dirección se deben al plegamiento tardío, y se supone que su posición sería subhorizontal antes de la  $D_3$  y el plegamiento radial. La lineación mineral es aproximadamente este-oeste, coincidente también con la observada en metasedimentos del Sinclinal de Villaoдрid. Además, inyecciones graníticas, aplíticas y pegmatíticas en la zona deformada por  $D_2$ , están «boudinadas» y plegadas, siendo los pliegues subsociales y con la misma posición y estilo que los pliegues  $D_2$  en los metasedimentos. Se concluye que el granito está deformado por la  $D_2$ . La esquistosidad, originalmente subhorizontal, y la lineación este-oeste son coherentes con un mecanismo de cizallamiento simple actuando en la base del Manto de Mondoñedo durante su traslación. En la zona no deformada, al sur, el granito corta limpiamente a las trazas axiales de los pliegues  $D_1$  (MARTINEZ CATALAN & PABLO MACIA 1980), por lo que un emplazamiento posterior a  $D_1$  está fuera de toda duda. Se considera, pues, que el granito de Sarria intruyó después de  $D_1$  y antes o durante de  $D_2$ , y registra en gran parte, si no toda, la deformación de esta segunda fase.

La transición de la zona deformada a la no deformada, se realiza a través de una banda en la que la deformación es heterogénea y en general de menor intensidad.

Al microscopio, se observa en las áreas más deformadas, una recristalización dinámica muy importante, que afecta a todos los componentes de la roca, dando lugar a una fábrica granoblástica heterogranular en la que destacan porfiroclastos aislados, redondeados o fusiformes, de moscovita, feldespatos potásico o plagioclasa. En estos últimos son frecuentes maclas dobladas y microfracturas. Las micas se disponen en bandas, lo que confiere a la estructura el aspecto de un bandeo gneisico. La forma aplastada de los granos de cuarzo y de muchos de los de feldespatos potásico y plagioclasa, implica una deformación plástica notable, probablemente por mecanismos de deslizamiento intracrystalino. En las rocas donde la deformación es menos intensa, que corresponde a zonas más alejadas de la base del Manto de Mondoñedo, la recristalización dinámica del cuarzo es también muy común, pero no así la de feldespatos y plagioclasa. En estos minerales, son frecuentes la extinción ondulante, el «kinking» y la cataclasis, y la recristalización, cuando existe, afecta sobre todo a los bordes de los porfiroclastos (MARTINEZ CATALAN 1983). Todo ello sugiere una deformación con un comportamiento algo más frágil que el de las zonas inferiores.

La fábrica cristalográfica del cuarzo, no da la clara asimetría con respecto al plano de esquistosidad típica de las rocas deformadas por cizallamiento simple para mecanismos de deformación por deslizamiento intracrystalino. El diagrama de ejes (c) aparece como casi al azar, aunque se intuye una doble guirnalda simétrica con respecto a la esquistosidad (Fig. 1). En nuestra opinión, este hecho no invalida la hipótesis según la cual la zona deformada está en relación con la zona de cizalla de la base del Manto de Mondoñedo. La propia geometría de la zona, cuyos límites coinciden además con los de la zona de cizalla en los metasedimentos, la fábrica planar subhorizontal y la lineación mineral este-oeste, y los pliegues menores que afectan a las inyecciones graníticas, son razones suficientes para sostenerla. La razón de que la fábrica sea atípica puede deberse a que a temperaturas elevadas, son varias las direcciones de deslizamiento intracrystalino que compiten en la deformación del cuarzo, y ello puede dar lugar a fábricas casi al azar (LISTER 1981, BLACIC 1975), en contraste con lo que sucede a temperaturas menores, con sistemas de deslizamiento predominantemente basales, prismáticos y romboidales según la misma dirección (a) (BOUCHEZ & PÉCHER, 1981).

La temperatura a la que se produjo la deformación en la parte basal del Macizo de Sarria debió ser elevada, dada la extensa recristalización dinámica de los componentes originales. El comportamiento dúctil de microclina y plagioclasa, el nulo desarrollo de filosilicatos a partir de los feldespatos, la ausencia o escasez de biotita verde y clorita y, en general, de retrogradación, y la ausencia de lamelas de deformación en el cuarzo (HARA & NISHIMURA 1977, TULLIS 1977), confirman el aserto. Las paragénesis minerales contemporáneas con la deformación  $D_2$  en los metasedimentos adyacentes (andalucita y sillimanita), sugieren una temperatura de  $550^\circ$ - $650^\circ$ . El gradiente geotérmico puede estimarse en unos  $40^\circ \pm 5^\circ/\text{Km}$ . (Fig. 2): Debe ser superior a  $30^\circ/\text{Km}$ . para que exista un campo de aparición de andalucita a partir de estaurilita (reacción

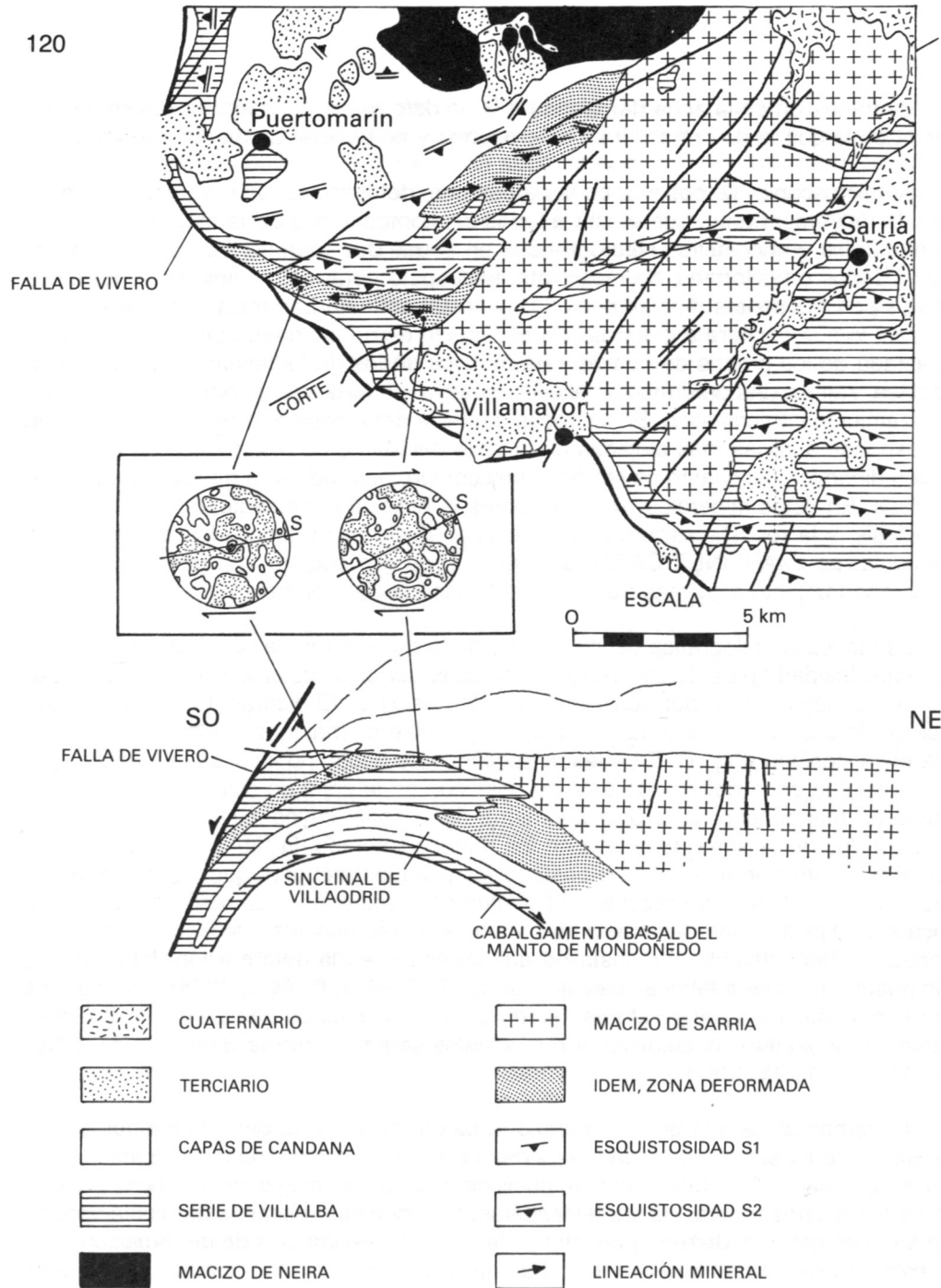


Fig. 1.—Esquema geológico y corte del Macizo de Sarria mostrando la situación de la zona deformada y su localización cerca de la base del Manto de Mondoñedo. En el recuadro, fábrica cristalográfica de los ejes (c) del cuarzo, proyectadas sobre el plano XZ del elipsoide de deformación, en dos muestras de granito deformado. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior, el área punteada corresponde a un porcentaje de polos menor al 1%; S representa la orientación del plano de esquistosidad.

muy común en los metasedimentos) e inferior a 50°/Km., pues no hay cordierita ni llega a desaparecer la moscovita en presencia de cuarzo.

Para el gradiente estimado, la temperatura de 550°-650° equivale a una presión de 3,5-4 kbars, lo que a su vez, significa una profundidad de 14-17 Km. Dado que aproximadamente una docena de kilómetros es el espesor del Manto de Mondoñedo que aún se conserva en la sinforma de D<sub>3</sub> al este del Domo de Lugo, estas profundidades resultan razonables para la base del Macizo de Sarria, próxima al cabalgamiento basal del manto citado desde un punto de vista estructural (Fig. 1).

El Macizo de San Juan de Muro no muestra deformación apreciable a simple vista, y sólo recristalizaciones ocasionales y fenómenos cataclásticos locales en láminas delgadas. No obstante, la relación que parece tener con el Macizo de Sarria, nos lleva a pensar en un emplazamiento contemporáneo de ambos. El hecho de que no muestre deformación interna se explicaría por la posición estructural elevada del macizo que, en toda la extensión aflorante, queda fuera de la zona de cizalla de la base del Manto de Mondoñedo. Sin embargo, consideramos posible que el macizo haya sido trasladado hacia el este incorporado al manto y, por tanto, haya sufrido también los efectos de la segunda fase.

Además de por la tectónica tangencial, el Macizo de Sarria fue afectado por la Falla de Vivero y por la tercera fase de deformación. Los efectos de la primera resultan apreciables en la zona meridional del macizo, cerca de Villamayor (Fig. 1), donde la Falla de Vivero lo pone en contacto con los metasedimentos del Dominio del Anticlinorio de «Ollo de Sapo». Allí, en una banda de anchura decamétrica, el granito ha sido filonitizado, apareciendo dos familias de superficies (S y C), sigmoidales las primeras, que suministran un criterio de deformación rotacional, con un movimiento coherente con el de la falla, con el labio septentrional levantado con respecto del meridional. Al microscopio, se observa deformación plástica del cuarzo, restauración y recristalización dinámica, mientras que microclina y plagioclasa han sido fracturadas y, en las microcizallas, trituradas hasta tamaños del orden de 50 micras. Se ha producido al mismo tiempo un desarrollo generalizado de biotita verde, lo que, junto al comportamiento frágil de los feldespatos, sugiere una deformación en condiciones de las facies de los esquistos verdes.

Por último, la deformación de tercera fase del Macizo de Sarria, es responsable del cambio en dirección de la esquistosidad en la zona basal del mismo, que ha sido plegada por la antifirma de D<sub>3</sub> que define el Domo de Lugo.

*El Macizo de Santa Eulalia de Pena*

Este macizo presenta semejanzas evidentes con el de Sarria, en el sentido de que tiene también una zona sin deformar y otra deformada, exhibe también fábricas planolíneas con esquistosidad originalmente subhorizontal y lineación norte 110° este y que éstas están también plegadas por la tercera fase (MARTINEZ CATALAN 1983). La relación entre la zona deformada y la base del Manto de Mondoñedo parece evidente por cuanto el cabalgamiento basal de esta unidad aflora unos pocos kilómetros al norte, en la ventana tectónica de Monte Carballosa.

La zona deformada puede apreciarse en la figura 3. En su parte externa o superior se indica una esquistosidad y una familia de microzonas de cizalla entre las cuales la esquistosidad se dispone de manera sigmoidal, indicando una deformación no coaxial con movimiento relativo de las partes superiores hacia el este con respecto a las inferiores. Las láminas delgadas correspondientes a esta zona muestran abundantes porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, redondeados por recristalización dinámica de sus bordes y rodeados por bandas sinuosas de grano fino y textura milonítica que corresponden tanto a la esquistosidad como a las microcizallas. El cuarzo ha recristalizado, teniendo, casi siempre, sus granos forma alargada y presentando extinción ondulante. Se identifican a menudo grandes cuarzos con textura acintada, de tamaños mucho mayores que la mayoría de los que forman la matriz. Microclina y plagioclasa han recristalizado en los bordes de los granos originales, siendo frecuente la pertitización y mirmequitización del feldespato potásico. Se observan también, sobre todo en la plagioclasa, subgranos que son producto de la restauración dinámica, así como «kinks» en las maclas y microfracturas. La biotita ha recristalizado en casi todos los casos.

En un afloramiento se identificó una banda milonítica de 15 cm de espesor. Es una roca oscura, con una foliación milonítica que envuelve porfiroclastos redondos de plagioclasa y microclina de hasta 1 cm de diámetro. El cuarzo se presenta en forma de grandes cristales acintados y también como pequeños granos poligonales aplastados, producto de la recristalización. Estos últimos alternan con granos de plagioclasa de características similares, de biotita y, más raramente, de microclina.

En la parte central o interna de la zona deformada se aprecia una fábrica planolinar que al microscopio se muestra como un mosaico heterogranular de granos ligeramente aplastados de cuarzo, microclina y plagioclasa y cristales pequeños, homogéneos, de biotita en el que destacan algunos porfiroclastos de microclina y plagioclasa. El cuarzo se presenta a veces en forma de granos excepcionalmente alargados, producto de la deformación plástica, pero lo más común es que la recristalización haya dado lugar a granos menores, aplastados pero con relaciones axiales pequeñas, con extinción ondulante y restauración. Este suele ser también el caso de la microclina y la plagioclasa, siendo muy frecuentes los granos constituidos exclusivamente por mirmequitas.

La principal diferencia entre las dos partes estriba en la mayor homogeneidad de la fábrica y la mayor importancia de la recristalización a escala de toda la roca en la segunda, aparte de que en esta última no se han identificado microcizallas. El comportamiento parece más dúctil en esta zona más profunda pero, en parte al menos, el comportamiento diferente puede estar condicionado por la facies original de la roca, claramente porfídica en el caso de la parte externa, y con un porfidismo menos acusado o ausente en la interna.

Las fábricas cristalográficas de cuarzo, para los granos grandes con estructura acintada (Fig. 3) muestran una concentración próxima al eje intermedio del elipsoide de deformación finita, lo que sugiere que el mecanismo de deslizamiento intracristalino en dirección (a) según las caras primísticas domina sobre el basal en la misma dirección, lo que AVE LALLEMANT & CARTER (1971), TULLIS et al. (1973), WILSON (1975)

y BOULLIER & BOUCHEZ (1978) relacionan con unas condiciones de presión y temperaturas relativamente altas. Los granos pequeños, en cambio, muestran una tendencia a disponer sus ejes ópticos en la periferia del diagrama, lo que puede indicar que la recristalización que los produjo tuvo lugar a temperaturas menores, con dominio del sistema de deslizamiento basal.

Es probable que los primeros reflejen la deformación en las condiciones físicas del entorno metamórfico al principio de la segunda fase, que debían ser mesozonales de acuerdo con la paragénesis de los esquistos encajantes (almandino y estauroлита tardi a post D<sub>1</sub>). Los segundos reflejarían entonces la deformación en estadios más avanzados, deformación que se produjo en facies de los esquistos verdes según se deduce de las filonitas que rodean la ventana tectónica de Monte Carballosa. La temperatura en esta zona durante la segunda fase debió ser menor que la de la base del Macizo de Sarria, del orden de unos 100° C menos, dado que aquí no se ha producido cristalización de andalucita ni sillimanita en el entorno. La presión, sin embargo, debió ser la misma, pues ambos macizos tienen una posición semejante dentro del Manto de Mondoñedo.

La Falla de Vivero, muy próxima al margen occidental del macizo, dio lugar a una deformación que se superpone allí a la anteriormente descrita. El resultado es la adquisición de una fábrica planolinar que buza al oeste unos 15° a 25°, cortada, en ocasiones, por estrechas zonas de cizalla de buzamiento 45° oeste y componente normal.

La tercera fase se considera responsable del cambio en el sentido de buzamiento de la esquistosidad, que se produce en relación con la traza axial de la antiforma del Domo de Lugo (Fig. 3).

#### *Los Macizos de Monseibán y Román*

Estos dos macizos, y algunos otros menores situados al oeste de ellos, exhiben a veces una débil foliación, con buzamiento variable desde horizontal hasta 40° tanto al este como al oeste, y una lineación, igualmente débil, de dirección aproximada norte 100° a 110° este.

En el Macizo de Monseibán, la intensidad de la deformación aumenta hacia el oeste, habiéndose observado además en él, localmente, el desarrollo de microcizallas subhorizontales con estrias de dirección norte 105°, que indican un desplazamiento hacia el este de las partes superiores. Estas estructuras, y el hecho de que los macizos se hallen dentro de la zona de cizalla del Manto de Mondoñedo (salvo la parte oriental del de Monseibán), sugieren que las deformaciones son atribuibles a la segunda fase.

Al microscopio se aprecia aplastamiento del cuarzo, así como extinción ondulante, restauración y recristalización y, en las rocas mejor foliadas, recristalización de las micas, dispuestas en bandas y agregados policristalinos aplastados llegando a definir una textura gneísica. Plagioclasa y microclina muestran en general recristalización sólo en los bordes de los granos originales, o grandes subgranos producto de la restauración dinámica, y sólo en las muestras más deformadas se alcanza una recristalización completa, con granos de tamaño homogéneo y escasos porfiroclastos. Estas caracte-



rísticas, la ausencia de clorita y biotita verde, y las paragénesis de los metasedimentos encajantes sugieren unas condiciones físicas para la deformación similares a las del Macizo de Santa Eulalia o las de las partes poco deformadas del de Sarria.

### Los Macizos de Hombreiro y Muras

Tienen como característica común una importante deformación dúctil asociada a la Falla de Vivero, que los limita por el oeste. Se manifiesta por una fábrica planolinear, con esquistosidad de dirección aproximada norte-sur y buzamiento de entre 25° y 55° al oeste. La lineación presenta una dirección de 100°-120° y cabeceo al oeste.

El Macizo de Muras está totalmente comprendido dentro de la zona de cizalla dúctil asociada a la falla, por lo que la posible existencia de estructuras anteriores, de D<sub>2</sub>, no ha podido ser demostrada, aunque se han identificado ocasionalmente microcizallas oblicuas a una esquistosidad que buza más que ellas hacia el oeste, lo que sugiere un movimiento como fallas inversas. El de Hombreiro, fuera de la zona de influencia de la Falla de Vivero, muestra sólo raramente estructuras de deformación, aunque fábricas planares a planolineares pueden verse a veces. En consecuencia, el posible emplazamiento de ambos macizos antes o durante la segunda fase no ha podido ser demostrado. Aunque, a la vista de la similitud de facies con otros granitos de dos micas del Manto de Mondoñedo, no resulta imposible un emplazamiento sin D<sub>2</sub>, las zonas más deformadas del Macizo de Santa Eulalia de Pena aparecen cortadas por el Macizo de Hombreiro, lo que sugiere que el emplazamiento de este último es posterior, al menos, a la mayor parte de la deformación dúctil de la segunda fase.

En lámina delgada se aprecia, en las rocas más deformadas, una recristalización y aplastamiento del cuarzo, feldespato y micas, llegándose a producir texturas gneísicas y, localmente, miloníticas. La deformación tiene, pues, un carácter francamente dúctil, lo que implica unas condiciones de temperatura elevada. Dado que ambos son macizos mesozonales emplazados a una profundidad que, de acuerdo con su posición dentro del Manto de Mondoñedo, puede estimarse en más de una docena de kilómetros, la deformación dúctil debió producirse a profundidades de ese orden. La propia Falla de Vivero, como fractura neta, podría representar el movimiento en niveles más superficiales.

### Segundo grupo

Está constituido por el Conjunto plutónico de Vivero y el Macizo de San Ciprián, emplazados fundamentalmente en el autóctono del Manto de Mondoñedo y que afloran dentro de la ventana tectónica del Gistral. Existen además algunos pequeños «stocks» que afloran al oeste de la ventana, en las proximidades de la Falla de Vivero y que denominamos Conjunto granítico de Gistral. Estos últimos exhiben una débil deformación, que puede ser atribuida a la propia falla o a la D<sub>3</sub>.

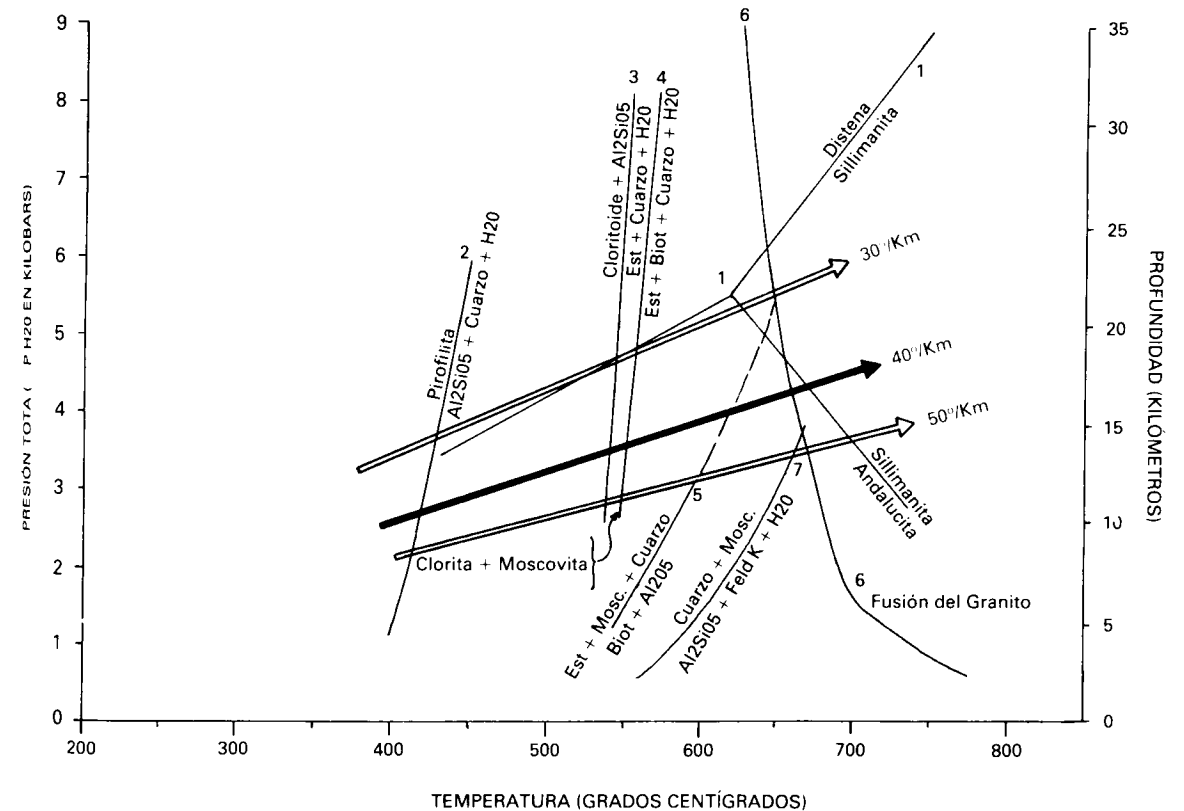


Fig. 2.—Curvas de equilibrio de diferentes reacciones que condicionan la aparición de minerales índice en rocas de composición pelítica. El gradiente geotérmico de 40°/km, representado por la flecha negra; dentro de él, el intervalo de temperaturas deducidas para la deformación de la parte basal del Macizo de Sarria.

1. Punto triple de los silicatos de aluminio según RICHARDSON et al. (1969).
2. KERRICK (1968).
3. HOSCHEK (1967a).
4. HOSCHEK (1967b).
5. HOSCHEK (1969).
6. TUTTLE y BOWEN (1958).
7. ALTHAUS et al. (1970).

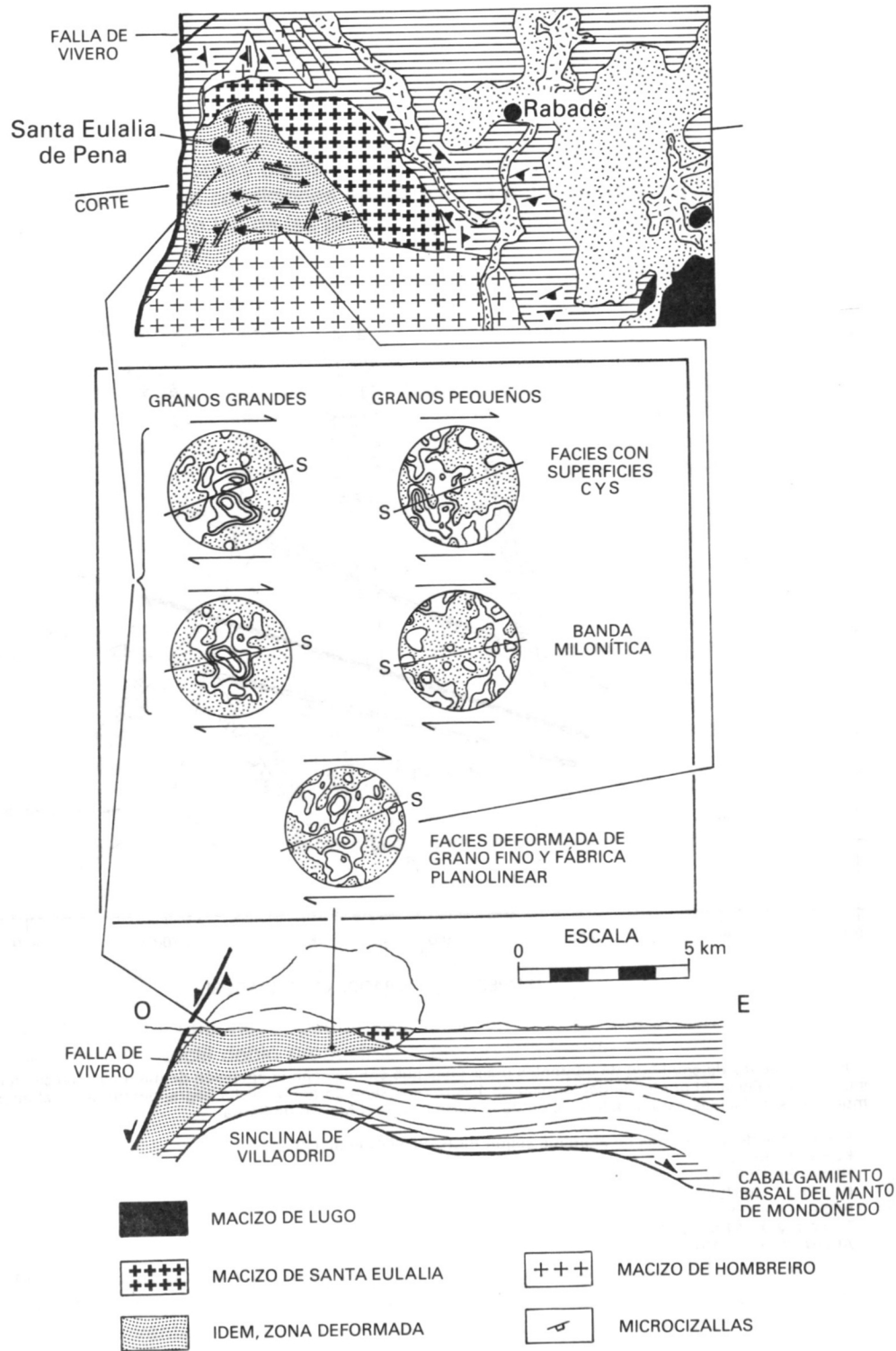


Fig. 3.—Esquema geológico y corte del Macizo de Santa Eulalia de Pena mostrando la situación de la zona deformada y su localización cerca de la base del Manto de Mondoñedo. En el recuadro, fábrica cristalográfica de los ejes (c) del cuarzo, proyectados sobre el plano XZ del elipsoide de deformación, en una muestra con superficies C y S (arriba), en una banda milonítica (centro) y en una muestra con fábrica planolinar y sin superficies C (abajo). Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior; el área punteada corresponde a un porcentaje de polos inferior al 1%; S representa la orientación del plano de esquistosidad. Para los símbolos no especificados aquí, ver figura 1.

*El Conjunto plutónico de Vivero*

Aflora en el extremo noroccidental del Domo de Lugo, en su mayor parte a lo largo de una banda adyacente a la Falla de Vivero. En general muestra una foliación cuya intensidad aumenta en las proximidades de la falla, donde tiene una dirección aproximada norte-sur y un buzamiento al oeste de entre 20° y 70°. La esquistosidad es paralela al plano axial de pliegues que afectan a inyecciones leucocráticas y filones de cuarzo, habiéndose identificado en una de las del primer tipo, en el puerto de Cillero, una foliación anterior plegada.

En Cillero y al norte de esta localidad, en la Punta del Faro, a la familia de superficies S se añade otra de microcizallas (C) con componente normal, de dirección norte 0°-20° este y buzamiento entre 40° y 60° oeste, con una líneaación mineral bien marcada, de dirección norte 145° este y cabeceo de unos 35° noroeste. Dada la proximidad de estos afloramientos a la Falla de Vivero, y la componente normal de las microcizallas, se deduce que esta estructura es la principal responsable de la deformación de este macizo.

No obstante, débiles fábricas planares atribuibles a deformación se identifican también en áreas alejadas de la falla, donde su dirección es norte 110°-130° este y su buzamiento al noreste. Esta fábrica es subparalela a la esquistosidad principal (S<sub>2</sub>) de los metasedimentos adyacentes, por lo que se ha considerado la posibilidad de que el macizo intruyera en los estadios finales de la segunda fase. En los metasedimentos se han identificado pliegues pequeños muy apretados, de plano axial subhorizontal, que pueden relacionarse con una zona de cizalla de D<sub>2</sub> situada a unos 3 ó 4 Km por debajo del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. Además, filones graníticos, aplíticos y pegmatíticos inyectados en ellos, y en la granodiorita de Vivero, han sido plegados y débilmente esquistosados, siendo esta esquistosidad paralela a la S<sub>2</sub> de las rocas metamórficas. En cualquier caso, la deformación que exhiben las rocas graníticas es muy débil en comparación con la de la D<sub>2</sub> en el encajante; la débil fábrica planar en las primeras sería, en todo caso, un testimonio de los últimos incrementos deformativos.

Al microscopio se observan extinciones ondulantes y alguna recristalización del cuarzo en las zonas de escasa deformación, mientras que en las proximidades de la Falla de Vivero llegan a producirse texturas gneísicas blastomiloníticas. En éstas, los porfiroclastos de plagioclasas aparecen a menudo redondeados y rodeados de una matriz de grano fino constituida por granos aplastados de cuarzo, plagioclasa, feldespato perítico, biotita y clorita, lo que confiere a la roca el aspecto de un gneis ocelar.

*El Macizo de San Ciprián*

Ocupa más de la tercera parte de la superficie de afloramiento de la ventana tectónica del Gistral, y sus apófisis cortan en dos lugares el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, al oeste de Ferreira del Valle de Oro (MARTINEZ CATALAN 1981, BASTIDA et al. 1984). Allí, el granito no se encuentra deformado, lo que indica una in-

trusión con posterioridad al cabalgamiento del Manto de Mondoñedo. Tampoco existen, en zonas más internas o profundas del macizo, evidencias de una esquistosidad subhorizontal, lo que definitivamente sitúa su emplazamiento con posterioridad a la  $D_2$ . No obstante, los pliegues y débil esquistosidad mencionados en la descripción del Conjunto plutónico de Vivero, en venas graníticas, aplíticas y pegmatíticas relacionadas probablemente con el granito de San Ciprián, sugieren que el proceso intrusivo pudo comenzar coincidiendo con los últimos estadios de la  $D_2$ .

Por otra parte, cerca de la Falla de Vivero se han encontrado muestras con micas orientadas definiendo un bandeo. En ellas se aprecia restauración y recristalización del resto de los componentes de la roca, lo que interpretamos como una deformación relacionada con la mencionada estructura. Además, las venas graníticas inyectadas en los metasedimentos aparecen ocasionalmente dobladas por pliegues de la tercera fase, lo que indica que el macizo se emplazó antes de la  $D_3$ , pese a que no muestra ninguna fábrica relacionable con esta deformación. Ello puede ser explicado por la débil intensidad de la deformación interna asociada a la  $D_3$  que, en los metasedimentos, sólo produce un microplegamiento que en la mayor parte de los casos no puede considerarse una esquistosidad de crenulación en sentido estricto.

#### *Tercer grupo*

Los principales macizos postcinemáticos del Domo de Lugo, los de La Tojiza, Lugo, Castroverde y Neira se disponen según una alineación de dirección norte-sur en el flanco oriental de la antiforma  $D_3$ . Esto, y el hecho de ser posteriores a la tercera fase y estar únicamente afectados por la fracturación tardihercínica, hace obligada una comparación, desde el punto de vista estructural, con los granitoides del Dominio del Anticlinal de San Martín de Oscos, con la salvedad de que los del Domo de Lugo son cuerpos de tamaño mucho mayor.

En la relación con las fracturas tardihercínicas cabe destacar, aparte de una episenitización, presente en todos los macizos, aunque de forma muy localizada, una cataclasis de cuarzo, feldespato y plagioclasa y flexiones de las maclas de esta última y de micas, así como un desarrollo más intenso de la extinción ondulante del cuarzo, presente de forma general en el conjunto de cada macizo.

#### 4.4. EL ANTICLINORIO DEL «OLLO DE SAPO»

Está definido por una compleja estructura formada por la superposición de pliegues homoaxiales de las fases 1 y 3, en cuyos núcleos aflora la formación porfiróide conocida como «Ollo de Sapo» (PARGA PONDAL et al. 1964). No se han identificado deformaciones  $D_2$  afectando a los granitos, si bien es cierto que tales deformaciones tampoco son comunes en los metasedimentos y que no se han localizado más megaestructuras  $D_2$  en la zona que los cabalgamientos relacionados con el emplazamiento del Complejo de Cabo Ortegal y sus zonas de cizallamiento dúctil asociadas.

Los macizos que forman parte del dominio muestran relaciones variables con el resto de las deformaciones. El granito de Penedo Gordo está deformado por la Falla de Vivero y, presumiblemente, por la tercera fase de deformación, además de estar afectado por las fracturas tardihercínicas. Los de El Barquero-Amoa, Puebla de Parga y Friol lo están por la  $D_3$ , mientras que los de Forgoselo y Estaca de Bares están sólo afectados por la fracturación tardía.

#### *El Macizo de Penedo Gordo*

Está cortado por la Falla de Vivero, que lo limita por su margen oriental. En la zona próxima a la falla se han producido milonitas, constituidas por agregados lenticulares de cuarzo, feldespato y plagioclasa.

El cuarzo ha recristalizado en granos poligonales muy pequeños, de menos de 0,01 mm, que han sido aplastados. Feldespato y plagioclasa han sufrido una trituración, dando clastos de tamaño variable, de 1 a 0,01 mm, lo que indica unas condiciones de deformación relativamente frías, en facies de los esquistos verdes, con comportamiento frágil de los feldespatos.

En varios lugares del macizo se han identificado zonas de cizalla de espesor centimétrico, frecuentemente anastomosadas, y una fábrica planar a planolinear, que es poco intensa entre las zonas de cizalla, pero que adquiere el carácter de una foliación milonítica dentro de ellas, encontrándose incluso doblada por pliegues intrafoliares. La dirección de las zonas de cizalla oscila entre norte  $30^\circ$  y  $60^\circ$  este, con buzamientos de  $25^\circ$  a  $55^\circ$  al oeste. La esquistosidad tiene una dirección de norte  $10^\circ$  este y un buzamiento de entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$  al oeste y la lineación mineral una dirección de norte  $150^\circ$  este y un cabeceo de  $25^\circ$  a  $55^\circ$  al oeste. En ellas, el cuarzo ha recristalizado y muestra evidencia de deformación plástica, mientras que los feldespatos se han comportado de modo más frágil, sobre todo la plagioclasa, pues la microclina ha sufrido localmente los efectos de la recristalización dinámica. Las micas aparecen a menudo flexionadas y, en ocasiones, han recristalizado.

Con menor intensidad se aprecian los efectos de la deformación en casi todo el macizo, por el desarrollo de fábricas planares tenues.

Las zonas de cizalla indican un movimiento coherente con el de la Falla de Vivero, con una componente normal y otra de desgarre dextro, por lo que se interpretan como contemporáneas. La fábrica planar que, aunque débil, afecta a amplias zonas del macizo, puede ser también en parte un producto de la  $D_3$ , ya que los porfiroblastos de andalucita de metamorfismo de contacto desarrollados en los esquistos adyacentes son anteriores a la esquistosidad de crenulación atribuida a esta fase.

Por otra parte, el granito está afectado por una familia de desgarres tardihercínicos de dirección norte  $110^\circ$  este, en relación con los cuales se han identificado deformaciones cataclásticas y miloníticas.

### *El Conjunto granítico de El Barquero-Amoa*

Los granitos de este conjunto están claramente deformados por la  $D_3$ , apreciándose un aumento general de la intensidad de la deformación hacia el este, donde las rocas suelen presentar texturas gneísicas.

Se han identificado microzonas de cizalla de dirección norte  $30^\circ$  a  $50^\circ$  este y buzamiento de entre  $40^\circ$  y  $53^\circ$  oeste. La esquistosidad, sigmoidal cuando está comprendida entre dos de esas zonas, tiene direcciones que fluctúan entre norte  $10^\circ$  y  $25^\circ$  este y buzamientos entre  $40^\circ$  y  $65^\circ$  oeste. Las relaciones espaciales entre ambas familias de superficies indican un movimiento relativo con una pequeña componente de falla inversa y una componente, más importante, de desgarre dextro. En la playa de Xiloy, algunos diques graníticos cortan a la  $S_1$  y están doblados por pliegues con una esquistosidad de plano axial paralela a la  $S_3$  de la formación «Ollo de Sapo» en la que están inyectados (BASTIDA et al. 1984).

La esquistosidad, según se aprecia en lámina delgada, está definida por cuarzos recristalizados con extinción ondulante, que forman agregados aplastados, y moscovita, parcialmente recristalizada y concentrada en agregados. Los feldespatos están variablemente afectados por la recristalización, conservándose en muchos casos como porfiroclastos relictos.

### *Los Macizos de Puebla de Parga y Friol*

Afloran en el núcleo de una antiforma de la tercera fase y están sin duda afectados por ella, aunque solamente se han producido fábricas de origen tectónico en los márgenes oriental y occidental del conjunto. En ellos es frecuente la existencia de dos familias de superficies (S y C) cuyas relaciones mutuas indican un cizallamiento dúctil sin, prácticamente, componente en la vertical. Las microzonas de cizalla tienen una dirección que fluctúa entre norte  $10^\circ$  y  $25^\circ$  este en el margen oriental y norte  $175^\circ$  este y norte  $10^\circ$  este en el occidental, con buzamientos verticales ( $55^\circ$  a  $80^\circ$  oeste). La esquistosidad tiene una dirección de norte  $150^\circ$  este a norte-sur, con buzamientos semejantes a los de las cizallas, y las estrías y alineaciones minerales medidas en estas últimas tienen aproximadamente la misma dirección que ellas e inmersiones que oscilan entre  $0^\circ$  y  $15^\circ$  al norte. Es de destacar que en los granitos de grano fino del borde oeste del Macizo de Friol (Facies Mariz), la deformación es sistemáticamente de menor intensidad que en el resto del macizo, lo que puede atribuirse a un emplazamiento más tardío, coincidente con los últimos estadios de la  $D_3$ .

Al microscopio se observan desde texturas cataclásticas hasta, en las zonas más deformadas, texturas blastomiloníticas, con porfiroclastos de feldespato rodeados de una matriz recristalizada formada por granos aplastados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y micas.

Cabe relacionar la deformación en estos macizos y, en general, la  $D_3$  en esta zona, con un cizallamiento dextro actuando según una banda de anchura kilométrica de dirección norte-sur a norte  $25^\circ$  este que se prolonga hacia el norte hasta la costa, donde afecta al Conjunto granítico de El Barquero-Amoa.

### *Los Macizos de Forgoselo y Estaca de Bares*

Son claramente posteriores a la tercera fase de deformación, lo que se deduce de su total ausencia de fábricas penetrativas de origen tectónico y, en el caso del Macizo de Estaca de Bares, del hecho de que el metamorfismo de contacto inducido por él en los granitos adyacentes de El Barquero borra en gran parte los efectos de la deformación  $D_3$ .

La notable desviación que la esquistosidad de crenulación  $S_3$  sufre en el margen meridional del Macizo de Forgoselo (FERNANDEZ POMPA & PIERA 1973), la cual parece rodear al macizo como si éste se hubiera comportado como un objeto rígido antetectónico, puede interpretarse en relación no con el granito, sino con el Complejo de Cago Ortegá, que aflora en una amplia sinforma muy pocos kilómetros al norte.

Los dos macizos están únicamente afectados por la fracturación tardihercínica, que ha dado lugar a fenómenos cataclásticos en la proximidad de fallas y alteraciones que han conducido a episenitizaciones locales.

### 4.5. LA BANDA GRANITICA DE VALDOVIÑO-MONTERROSO

Es una banda alargada de dirección norte  $160^\circ$  este que está constituida por los Macizos de Espenuca y Chantada-Taboada y el Conjunto granítico de Golada-Palas de Rey. Todos ellos fueron deformados durante la tercera fase, concentrándose la mayor intensidad de la deformación en una zona de cizalla que coincide con el margen oriental de los dos primeros macizos. Esta zona, llamada de Punta Galeira-Palas de Rey por IGLESIAS & CHOUKROUNE (1980) y de Puente deume por COURRIOUX & GOUANVIC (1982), tiene una dirección norte  $160^\circ$  este y es paralela a su vez a una falla, denominada de Valdoviño, que limita a los macizos por el este. La falla y la zona de cizalla están, con toda probabilidad, relacionadas genéticamente, al igual que algunas otras fallas paralelas, como la de Prado (BASTIDA et al., 1984).

### *El Macizo de Chantada-Taboada*

Muestra un aumento de la intensidad de la deformación de sur a norte, lo que cabe relacionar con el trazado de la zona de cizalla antes mencionada que, como la Falla de Valdoviño a la que es paralela, es oblicua al macizo, alejándose de él a partir de la latitud de Monterroso. La anchura de la banda con deformación no coaxial muy intensa es de al menos 4 Km en la parte septentrional del macizo, por lo que todo él, dada su estrechez allí, se encuentra afectado por ella.

En la parte meridional, al sur de Monterroso, se identifican fábricas planares, en general tenues, subverticales, de dirección norte-sur a norte  $30^\circ$  este. Al norte de esta localidad se entra en la zona más deformada, en la que son frecuentes dos familias de superficies, C y S. Las primeras son microcizallas de dirección media norte  $150^\circ$  este y buzamiento de entre  $45^\circ$  oeste y vertical o fuertemente inclinado al E. La es-

quistosidad tiene una dirección media norte  $170^\circ$  este, aunque normalmente se dispone de manera sigmoide entre las microcizallas. La lineación mineral, muy desarrollada en las microcizallas, es subhorizontal. El conjunto indica una deformación rotacional y no coaxial, con una componente importante de cizallamiento simple con un sentido de movimiento siniestro. En la zona más deformada, los contactos entre los distintos componentes del plutón y con las inyecciones del Macizo de Espenuca en la zona de contacto, son subparalelos a la foliación, lo que origina conjuntos inhomogéneos bandeados. Esto no sucede al sur, en la zona con intrusiones del Conjunto granítico de Palas de Rey.

En las láminas delgadas se aprecian siempre los efectos de la deformación. En las muestras menos deformadas, estos se limitan con frecuencia al cuarzo, que se presenta en agregados compuestos de numerosos cristales con bordes irregulares, a veces dentados, con extinción ondulante.

En las zonas más deformadas, donde llegan a darse rocas clasificables como ortogneises glandulares, se aprecia una acusada recristalización y deformación plástica del cuarzo. Este mineral se presenta tanto en grandes granos acintados de hasta 1 cm de longitud, como en cristales poligonales aplastados, producto de la recristalización. Son también frecuentes los granos poligonales de muy pequeño diámetro en agregados alargados paralelos a la foliación (textura en mortero). El feldespato potásico pierde su idiomorfismo en estas zonas, adquiriendo formas lenticulares o redondeadas. Este mineral y la plagioclasa han sufrido los efectos de la recristalización dinámica, contribuyendo a la formación de una matriz de grano fino formada en parte por granos poligonales de estos minerales sin, prácticamente, evidencias de haber sufrido deformación plástica. Son muy abundantes los granos de plagioclasa mirmequítica. Las micas muestran los efectos de la deformación flexionándose alrededor de porfiroclastos de feldespato, lo que suele ir acompañado de una poligonización de las mismas. Además, han sufrido una rotación mecánica hasta disponerse, estadísticamente, con su dimensión mayor paralela a la esquistosidad. No son infrecuentes las recristalizaciones, para dar tamaños de grano más finos. La biotita está a menudo cloritizada y, en algunas láminas, se aprecia un crecimiento posttectónico de moscovita en agregados radiales.

Un diagrama de ejes (c) del cuarzo (COURRIOUX & GOUANVIC 1982) realizado en la zona más deformada, da una guirnalda casi perpendicular a la lineación mineral (Fig. 4), lo que puede interpretarse como un criterio adicional de deformación no coaxial.

La deformación tuvo lugar a temperaturas que varían desde relativamente elevadas en condiciones de grado medio de metamorfismo o próximas a él, hasta temperaturas bajas de la facies esquistos verdes. Las primeras serían responsables de la recristalización de feldespato y plagioclasa, además de la del cuarzo y buena parte de la deformación plástica en este mineral.

Las segundas, posteriores, habrían dado como resultado la cloritización de la biotita y serían contemporáneas con los agregados con textura en mortero. Este cambio en las condiciones físicas puede relacionarse con el cambio en los mecanismos de deformación, que evolucionaron desde los predominantemente dúctiles (zona de cizalla) hasta los frágiles (Falla de Valdoviño y otras).

Finalmente, cabe mencionar la deformación cataclástica inducida por la falla marginal del Complejo de Ordenes (Falla de Pico Sacro) en una franja muy estrecha, deformación que se superpone a la de la Zona de cizalla de Punta Galeira-Palas de Rey.

### *El Macizo de Espenuca*

Es un cuerpo heterogéneo, alargado según una banda ligeramente curva que varía en dirección de norte  $160^\circ$  este en su parte meridional, a norte-sur en la septentrional. Es intrusivo en el Macizo de Chantada-Taboada y en el Complejo de Ordenes, e incluye enclaves de rocas pertenecientes a dicho complejo.

Todo el macizo muestra fábricas atribuibles a la deformación  $D_3$ . Dado que su intrusión en el Complejo de Ordenes postdata el emplazamiento del mismo, debe admitirse que fue posterior a la  $D_2$  y anterior a la tercera o coincidente con los primeros estadios de ésta. La Zona de cizalla de Punta Galeira-Palas de Rey afecta a toda la mitad norte del macizo, al extremo sur del mismo y a la banda oriental de su zona central, donde el macizo exhibe un ensanchamiento (Fig. 4).

El área menos deformada se encuentra al oeste de la zona de ensanchamiento, al este de Betanzos, y se prolonga hacia el norte hasta la altura de Puentedeume, donde ocupa una posición central, entre la Zona de cizalla de Punta Galeira, al este, y otra zona de deformación intensa que bordea allí al macizo por el oeste y que, hacia el norte coalesce con la primera. En este área, se identifican fábricas planares de variable intensidad.

En la Zona de cizalla de Punta Galeira-Palas de Rey, que aquí tiene una anchura de unos 3 Km, los granitos tienen texturas gneísicas y con frecuencia se observan dos familias de superficies, C y S. Las primeras tienen una dirección norte  $150^\circ$  y  $170^\circ$  y buzamientos subverticales, y las segundas, direcciones de entre norte  $170^\circ$  este y norte-sur y buzamientos semejantes a los de la microcizalla. Las lineaciones minerales, muy desarrolladas, tienen direcciones que oscilan entre norte  $150^\circ$  este y norte-sur y cabeceos de entre  $5^\circ$  y  $25^\circ$  al sur. Las relaciones entre las dos familias de superficies son coherentes con un cizallamiento siniestro sin, prácticamente, componente vertical. Cuando la deformación es muy intensa, ambas familias tienden a paralelizarse y, ocasionalmente, se desarrolla un nuevo tipo de cizallas secundarias (C' de IGLESIAS & CHOUKROUNE 1980) a unos  $30^\circ$  de la esquistosidad.

La fábrica es en general planolinear, aunque evoluciona hacia predominantemente lineal hacia el norte, cuando las dos bandas coalescen. En esta zona, la lineación cambia el sentido de su inmersión, pasando a cabecear entre  $5^\circ$  y  $15^\circ$  al norte.

En lámina delgada se observa, en las zonas más deformadas, una recristalización casi completa de los constituyentes de la roca, con la excepción de algunos porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, así como una deformación plástica que es especialmente intensa en algunos de los granos de cuarzo, que adquieren un hábito acintado. La recristalización produce una reducción del tamaño de grano y, a menudo, texturas miloníticas.

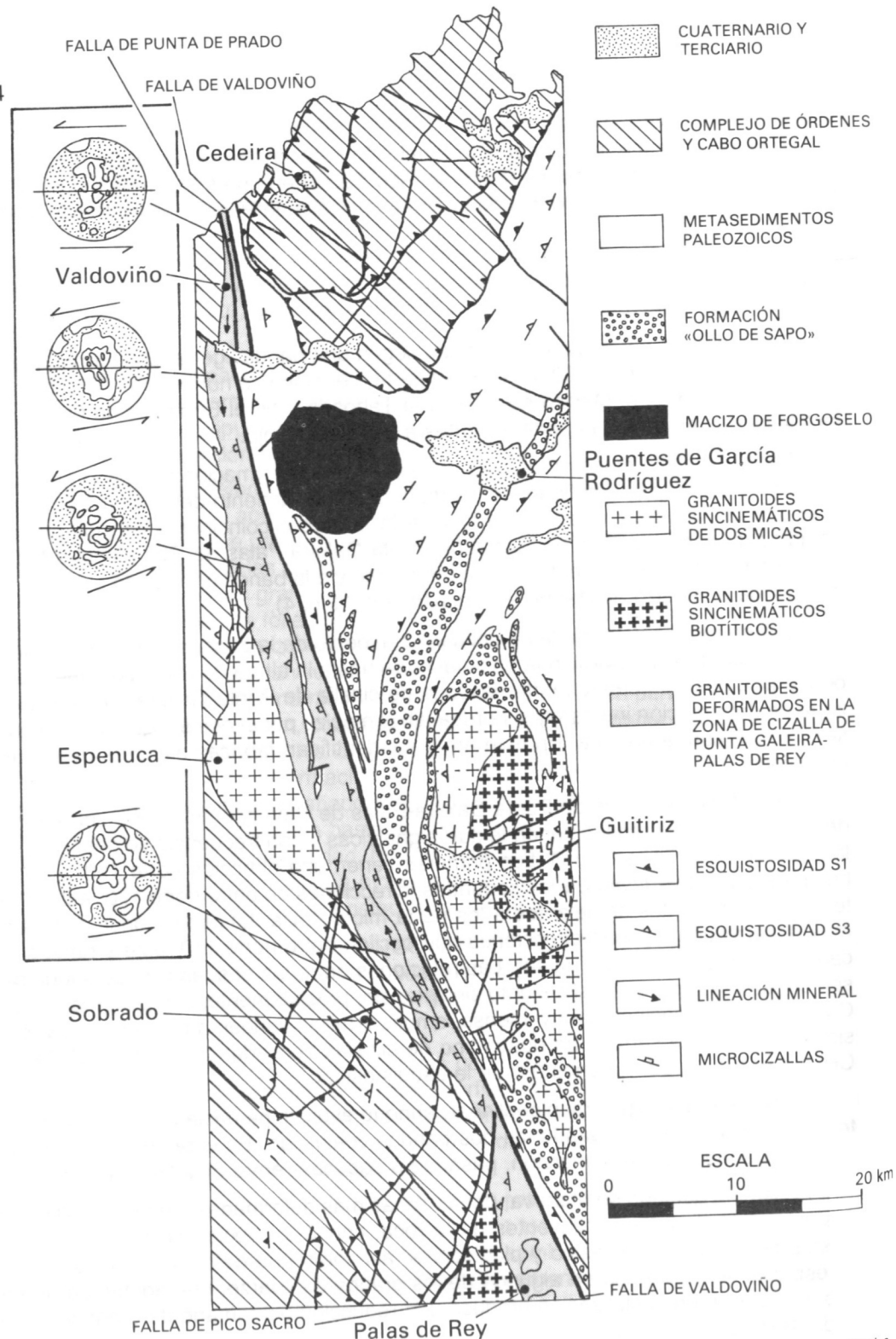


Fig. 4.—Esquema geológico de la zona de cizalla de Punta Galeira-Palas de Rey y su entorno. En el recuadro, fábrica cristalográfica de los ejes (c) del cuarzo, según COURRIOUX & GOUANVIC (1982), proyectados sobre el plano XZ del elipsoide de deformación. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior; el área punteada corresponde a un porcentaje de  $\rho$  los inferior al 1%; S representa la orientación del plano de esquistosidad.

Tres diagramas de ejes (c) de cuarzo, elaborados por COURRIOUX & GOUANVIC (1982) a partir de muestras procedentes de la zona de cizalla oriental, consisten en una guirnalda cuya orientación es perpendicular a la foliación y la lineación, en la parte norte del macizo, y ligeramente oblicua a ellas a la altura de Puentedeume (Fig. 4). Los ejes tienen tendencia a concentrarse en la parte central del diagrama, lo que habla en favor de un mecanismo de deformación por deslizamiento intracristalino según planos prismáticos y en dirección (a), característico de temperaturas relativamente elevadas, lo que concuerda con la importancia adquirida por la recristalización dinámica.

En la parte septentrional del macizo, DIAZ GARCIA (1982) identifica una deformación cataclástica en relación con una falla paralela a la de Valdoviño, pero localizada dentro del macizo, a la que denomina Falla de Prado. Las cataclasitas contienen fragmentos de las fábricas miloníticas anteriores y están, a su vez, afectadas por pliegues de eje vertical. Ello sugiere que la deformación relacionada con la Zona de cizalla de Punta Galeira-Palas de Rey puede separarse en dos estadios. En el primero, y a temperaturas relativamente elevadas, se habrían formado las fábricas gneísicas y miloníticas, mientras que en el segundo, en condiciones más frías, se habrían producido las fracturas netas, acompañadas del desarrollo de cataclasitas.

#### El Conjunto granítico de Golada-Palas de Rey

Está formado por una serie de cuerpos, a menudo interconectados, de forma irregular, intrusivos, bien en el Macizo de Chantada-Taboada, bien en los metasedimentos del Dominio Esquistoso de Galicia Central. La deformación en ellos es de intensidad variable, apreciándose un aumento de la misma hacia el noreste. Los granitos de la zona de Golada, intruidos en su mayor parte en metasedimentos, muestran una deformación penetrativa débil, con fábricas planares de dirección aproximada norte-sur y buzamiento subvertical y, a menudo, no muestran deformación. No se aprecia en ellos una polaridad en la intensidad de la deformación, si se exceptúa la banda adyacente a la Falla de Pico Sacro, al norte, donde se han desarrollado unos 50 m de rocas cataclásticas.

La deformación es más intensa en los granitos intruidos en el Macizo de Chantada-Taboada en la zona de Palas de Rey, donde están afectados por la zona de cizallamiento dúctil senestro y, a menudo, transformados en gneises graníticos.

Probablemente, todos los granitos del conjunto intruyeron después de la  $D_2$  y antes o durante la  $D_3$ , pero dentro de un intervalo de tiempo limitado. Las diferencias en la intensidad de la deformación pueden relacionarse, más que con diferentes momentos de emplazamiento dentro de la  $D_3$ , con estructuras concretas de esta fase: la Zona de cizalla de Punta Galeira-Palas del Rey para los cuerpos más deformados, y la zona protegida por el Complejo de Ordenes, al sur del flanco oriental de la sinforma en la que éste aflora, para los menos deformados del área de Golada.

#### 4.6. EL COMPLEJO DE ORDENES

Describiremos dentro de este dominio los macizos y conjuntos que en su totalidad afloran dentro de él. En el caso de algunos cuerpos que son también intrusivos en el complejo, aunque parcialmente, como es el ya mencionado del Macizo de Espenuca, y el de varios más en el margen occidental, hemos preferido incluirlos, por razones estructurales, en otros dominios.

Desde el punto de vista estructural, nos interesa dividir los macizos en dos grupos. El primero agrupa al Complejo granítico de La Coruña y los Macizos de El Ferrol y Cabo Prior y el segundo, solamente al Macizo de Varilongo.

##### *El Complejo granítico de La Coruña y los Macizos de El Ferrol y Cabo Prior*

El cuerpo más importante de este complejo lo constituye el Macizo de La Silva, en cuya facies común se encuentran casi siempre evidencias de deformación, si bien ésta es muy heterogénea. En la parte septentrional, al norte de la Falla de Meirama, la deformación se concentra en zonas relativamente estrechas (métricas a decamétricas) que en algunos casos pueden interpretarse como zonas de cizalla. En La Coruña, en los afloramientos que rodean a la Torre de Hércules, se aprecia una esquistosidad de dirección norte  $10^\circ$  a  $30^\circ$  este y buzamiento vertical, y dos familias de superficie de cizalla, con direcciones de norte  $160^\circ$  este a norte-sur siniestras y de norte  $30^\circ$  a  $50^\circ$  este dexas, ambas subverticales. La lineación mineral asociada cabecea unos  $10^\circ$  al norte.

Al sur de la Falla de Meirama la deformación presenta características más complejas (Fig. 5). Así, en el borde oriental puede observarse una foliación subvertical a la que localmente se superponen cizallas que tienen una componente normal (cantera del Salto del Lobo, a 9 Km al oeste de Ordenes), como si los Esquistos de Ordenes adyacentes se hubieran hundido con respecto al macizo granítico. Otras veces, como sucede cerca de Carracedo, se observan en el contacto cizallas subhorizontales (norte  $168^\circ$  este y buzamiento  $15^\circ$  este), con un movimiento de las partes superiores hacia el norte con respecto a las inferiores en una dirección marcada por la lineación mineral (norte  $168^\circ$  este, subhorizontal). Dado que las microcizallas buzan al este, aunque poco, puede hablarse de un cizallamiento de componente en dirección y siniestro.

Más complicado aún resulta el patrón de la deformación en el borde occidental de la mitad meridional del macizo (Fig. 5). En las proximidades del gabro de Monte Castelo se observan microzonas de cizalla subhorizontales y esquistosidad dispuesta sigmoidalmente entre ellas, con orientación y sentido de cizallamiento variables, pero con una disposición espacial que guarda una relación evidente con la forma del gabro, que es la de un rombo con sus vértices redondeados: en la parte próxima al lado noreste del rombo (de dirección noroeste-sureste), las cizallas llevan una dirección norte  $130^\circ$  este a norte-sur, un buzamiento del orden de  $10^\circ$  al este, lineaciones minerales de la misma dirección y subhorizontales y un sentido de cizallamiento siniestro; en la parte próxima al lado sureste del rombo (de dirección noreste-suroeste), las cizallas son dex-

tras, con dirección norte  $20^\circ$  a  $50^\circ$  este y buzamiento variable de subhorizontal a subvertical, y las lineaciones minerales tienen una dirección norte  $50^\circ$  este e inmersión al este. Además, en la zona más próxima al gabro, las facies oscuras del macizo granítico, que a menudo exhiben características intermedias entre las de una roca ortoderivada y un paragneis, muestran una milonitización, con desarrollo de una fábrica planar que, con la misma dirección que la de los contactos del granito y del gabro, buza al noreste, este o sureste unos  $30^\circ$  como media. Esta foliación está desarrollada en todo el extremo meridional del macizo y a menudo está doblada por pliegues de dirección submeridiana y plano axial vertical.

A pesar del bajo buzamiento de esquistosidad y cizallas en la parte meridional del macizo, y de que la esquistosidad aparece lógicamente plegada, cualquier relación con la deformación  $D_2$  puede excluirse por dos razones. En primer lugar, el sentido de movimiento de las cizallas subhorizontales es, bien hacia el norte bien hacia el oeste (siempre de las partes superiores con respecto a las inferiores), lo que no es compatible con la dirección de traslación del Complejo de Ordenes, que se supone es de oeste a este. En segundo lugar, el metaformismo de contacto inducido por el granitoide se superpone claramente a la  $S_2$  en los metasedimentos, obliterándola, lo que implica una intrusión posterior a la  $D_2$ .

Lo más razonable es asimilar la deformación del Macizo de La Silva a la tercera fase. Las dos familias de cizallas, dexas (direcciones norte  $20^\circ$  a  $50^\circ$  este) y senestras (direcciones norte  $130^\circ$  este a norte-sur) pueden representar dos sistemas conjugados en relación con un acortamiento este-oeste. Tal acortamiento habría obligado al granito a amoldarse al gabro de Monte Castelo, cabalgando sobre él hacia el oeste y el gabro, al comportarse como un objeto rígido, habría condicionado en buena medida el patrón deformativo. Si en su margen oriental, el límite superior del gabro buza débilmente hacia el este, lo que es razonable desde el punto de vista estructural, las fábricas desarrolladas en el Macizo de La Silva adyacente, tendrían buzamientos similares, mientras que las direcciones de flujo podrían ser divergentes, cambiando a ambos lados del saliente que representa el vértice oriental del rombo que dibuja el gabro (Fig. 5). Esto puede explicar las fábricas miloníticas de bajo buzamiento desarrolladas en la zona de contacto del granitoide, quizás en un primer estadio de la deformación, mientras que el plegamiento de los mismos con planos axiales subverticales podría representar un estadio posterior, siempre dentro de la tercera fase. Los dos sistemas de cizallas identificados en el afloramiento de la Torre de Hércules son también coherentes con un acortamiento general de dirección aproximada este-oeste.

Las láminas delgadas de las rocas más deformadas del macizo muestran una intensa recristalización del cuarzo, que exhibe a menudo texturas en mortero en algunas bandas, y una recristalización menos acusada de los feldespatos, de los que suelen conservarse porfiroclastos redondeados con evidencias de haber sufrido una restauración, dando grandes subgranos. No son raros los casos en que todos los minerales félsicos han recristalizado para dar una matriz de grano fino a muy fino que engloba porfiroclastos de feldespato. Las micas se disponen frecuentemente en bandas en las que alternan pequeños cristales, producto de la recristalización dinámica, con porfiroclastos lenticulares con extinción ondulante y microplegamiento. El desarrollo de clori-

ta es escaso en la zona que bordea al gabro de Monte Castelo, pero es en cambio abundante en el resto. Las condiciones físicas de la deformación pueden estimarse comparables a las de las facies esquistos verdes.

En algunas láminas de la parte norte del macizo se observan bandas muy estrechas de cataclitas que están probablemente relacionadas con la fracturación tardihercínica.

El Macizo de Orro aparece sólo ocasionalmente deformado y, en muchos casos, es dudoso que las fábricas apreciables sean otra cosa que estructuras atribuibles a flujo magmático. No obstante, en un punto se han identificado microcizallas dúctiles dexas de dirección norte 40° este y buzamiento 60° noroeste. Dado que coinciden en dirección y sentido de movimiento con uno de los dos sistemas visibles en el Macizo de La Silva, cabe suponer que el macizo fue afectado por la tercera fase de deformación, si bien es probable que no registre más que la parte final de la misma.

En las láminas delgadas se aprecia una deformación débil pero, en general, algo más intensa que la que presentan los granitos postectónicos. El cuarzo muestra extinción ondulante y, a veces, recristalización, con bordes suturados. En las muestras más deformadas las micas están dobladas, la microclina aparece fracturada y la plagioclasa ha recristalizado. En contadas ocasiones, los minerales félsicos han recristalizado, formando un agregado de grano muy fino.

El Conjunto granítico de Monticaño está asimismo deformado por la  $D_3$  y, en los cuerpos intruidos en el granitoide biotítico, se aprecia que la fábrica planolinar (esquistosidad de dirección norte 30° este y subvertical y lineación mineral de igual dirección e inmersión de 15° a 20° al noreste) pasa de uno a otro de manera continua. Sin embargo, la deformación es más débil en la mayor parte de los casos, y se identifica por la extinción ondulante del cuarzo y moscovita, la flexión de algunas maclas de albita y el desarrollo de mosaicos de albita y cuarzo por recristalización dinámica. En los casos en que la deformación es más intensa, se observan texturas en mortero en el cuarzo y recristalización o neoformación de moscovita, que se agrupa en bandas mal definidas que señalan la foliación.

Los Macizos de El Ferrol y Cabo Prior muestran también una deformación asimilable a la  $D_3$ . La intensidad de la misma aumenta hacia el oeste en el primero y hacia el este en el segundo, en probable relación con una zona de cizalla dextra subvertical, paralela a una falla de dirección norte 30° este, denominada Falla de Esmelle, que limita al Macizo de El Ferrol por el oeste. En general, se aprecia una esquistosidad de dirección comprendida entre norte 170° este y norte 30° este y buzamiento de entre 50° oeste y 60° este. Cerca de la falla mencionada se han desarrollado microcizallas de dirección variable, entre norte 10° y 60° este, y buzamiento subvertical, con una lineación mineral que cabecea al norte entre 10° y 15°.

En conclusión, pues, el Complejo granítico de La Coruña y los Macizos de El Ferrol y Cabo Prior son posteriores a la segunda fase de deformación, y sufrieron con mayor o menor intensidad los efectos de la tercera. Posteriormente fueron también afectados por la fracturación tardihercínica.

### *El Macizo de Varilongo*

Este cuerpo alargado en dirección norte-sur que aflora en el borde oeste del Complejo de Ordenes exhibe a veces fábricas planolinas de dirección norte-sur y subverticales. La deformación parece concentrarse en bandas de varias decenas de metros de anchura en las que con frecuencia se aprecia mejor la lineación, subhorizontal, que el plano de foliación. En estas zonas, el cuarzo ha sufrido recristalización y muestra evidencias de deformación, y las micas se han orientado paralelamente entre sí, contribuyendo a la creación de la fábrica planar.

La deformación puede atribuirse a la  $D_3$ , aunque quizá el macizo no haya registrado más que los últimos incrementos de la misma, pues la intensidad de la deformación es muy pequeña en comparación con la del Sector Pico de Meda, de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, que aflora sólo a 1 Km de distancia al oeste, dentro del dominio que analizaremos a continuación.

### 4.7. LA ANTIFORMA DE MONTE NEME-PADRON

Es una estructura  $D_3$  de forma arqueada que separa el Complejo de Ordenes de La Unidad de Malpica-Tuy (Fosa blastomilonítica de los autores holandeses). En su rama septentrional, la más próxima a la costa cantábrica, tiene una dirección aproximada norte 30° este, que cambia a norte-sur hacia el sur. Es allí una antiforma muy estrecha cuyo flanco oriental es subvertical y llega incluso a estar invertido. A partir de la latitud de Santa Comba se ensancha notablemente, debido a la inflexión que sufre el Complejo de Ordenes, y toma una dirección media de norte 160° este. Los materiales que afloran en ella son, fundamentalmente, metasedimentos del Dominio Esquistoso de Galicia Central y cuerpos irregulares de granitoides de diversos tipos, aunque faltan los tardíos o postcinemáticos. Para la descripción de la deformación, analizaremos por separado la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, que aflora en la mitad norte de la antiforma, y los macizos y conjuntos graníticos de su sector meridional.

#### *La Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda*

Es una banda arqueada de granitos, intrusivos en metasedimentos del Dominio Esquistoso de Galicia Central y en el extremo noroccidental del Complejo de Ordenes. Los granitos son posteriores a la segunda fase, ya que intruyen en el edificio formado por el emplazamiento de unidades alóctonas, y están deformados, a veces intensamente, por la tercera. Los principales cuerpos son, de noreste a suroeste, los de Barbeito, Monteagudo, Monte Neme y Pico de Meda, aflorando además junto a ellos una serie de granitoides inhomogéneos y metasedimentos migmatizados.

El Sector de Barbeito se presenta irregularmente deformado, destacando una facies de dos micas de grano fino a muy fino sin deformación aparente que probable-



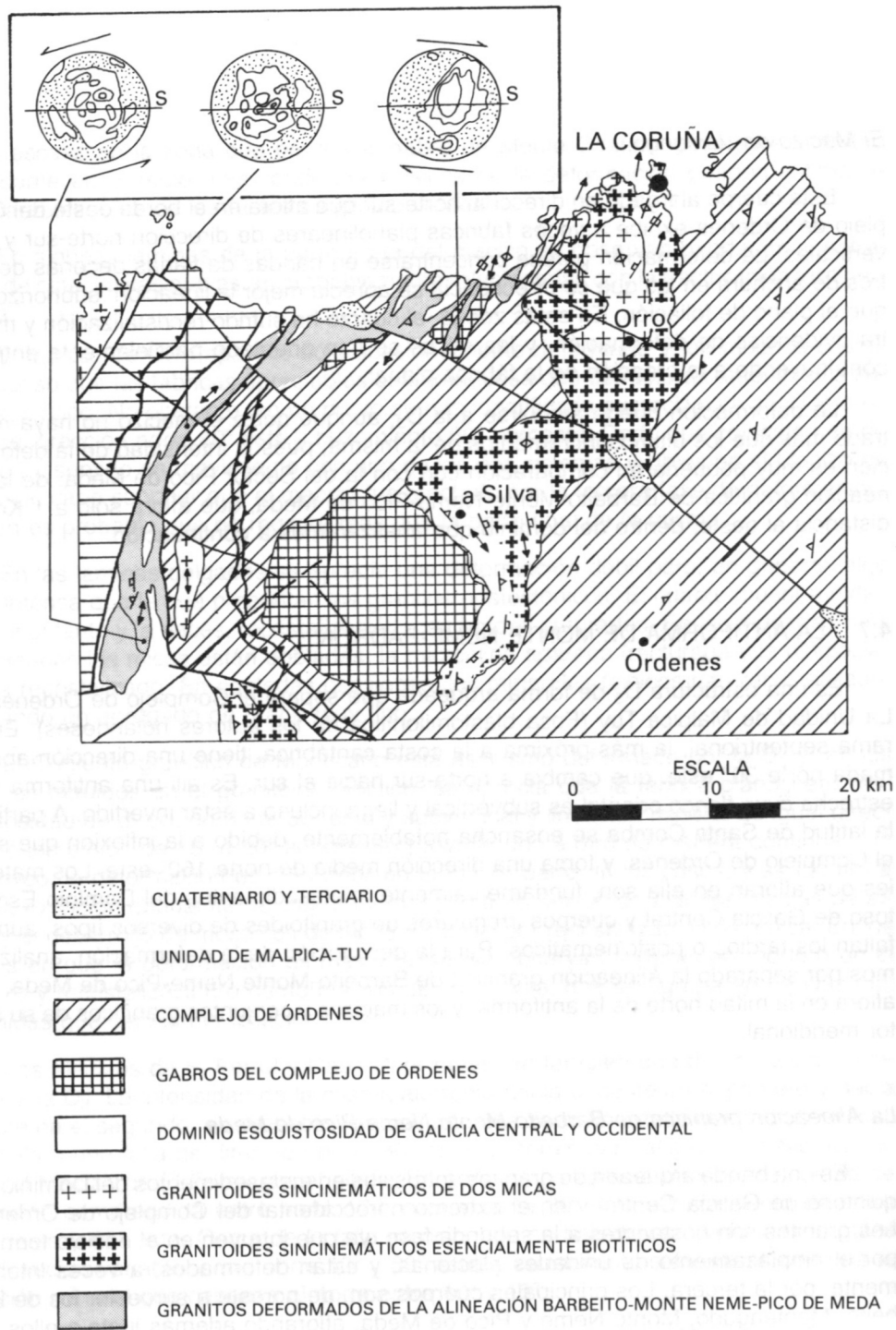


Fig. 5.—Esquema del Complejo granítico de La Coruña y de la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda. Obsérvese que la deformación en la parte meridional del Macizo de La Silva parece condicionada por la presencia al O del gabbro de Monte Castelo. En el recuadro, fábrica cristalográfica de los ejes (c) del cuarzo en la Alineación Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda, según COURRIOUX & GOUANVIC (1982), proyectados sobre el plano XZ del elipsoide de deformación. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior; el área punteada corresponde a un porcentaje de polos inferior al 1%; S representa la orientación del plano de esquistosidad. Para los símbolos no especificados aquí, ver figura 4.

mente representa una facies tardía. Las rocas más deformadas exhiben una fábrica predominantemente planar de dirección norte  $10^\circ$  a  $30^\circ$  este y buzamiento subvertical y, localmente, microcizallas dexas de dirección norte  $50^\circ$  este verticales. La textura de la roca varía de débilmente orientada a claramente gneíscica.

El Macizo de Monteagudo está, en cambio, deformado de modo bastante homogéneo, presentando siempre un aspecto gneíscico, con una fábrica planolinar, con esquistosidad norte  $30^\circ$  este subvertical y lineación subhorizontal. En la playa de Barrañán se observan microcizallas dexas de dirección norte  $45^\circ$  este verticales. El cuarzo y los feldespatos, recrystalizados, aplastados y alargados, definen la fábrica, mientras que algunas moscovitas han mantenido su forma equidimensional.

El Sector de Monte Neme presenta características similares al de Barbeito en cuanto a la deformación, pero el de Pico de Meda, que representa su prolongación hacia el sur, está en general deformado, dando un gneis con fábrica planolinar, con esquistosidad de dirección norte  $30^\circ$  a  $40^\circ$  este y buzamiento  $80^\circ$  oeste, lineación horizontal y microcizallas senestras de dirección norte-sur y buzamiento  $80^\circ$  oeste. Como en el caso de Monteagudo, cuarzo y feldespato definen la foliación, junto con micas recrystalizadas, pero algunos cristales grandes de moscovita mantienen su idiomorfismo. El hecho de que el sentido de movimiento indicado por las microcizallas (sinistro) cambie con respecto al de los macizos más septentrionales de la misma alineación (dextro) ha sido interpretado por COURRIOUX & GOUANVIC (1982) como un efecto de saliente o punzón que ejercería el Complejo de Ordenes, que en esta zona incluye una importante masa de anfibolitas (Fig. 5). Sería similar al propuesto por nosotros anteriormente para el Macizo de La Silva en relación con el gabbro de Monte Castelo.

Dos diagramas de ejes (c) de cuarzo realizados por los autores citados anteriormente en muestras provenientes de los extremos norte y sur de la alineación dan una guirnalda ligeramente oblicua a la traza de la lineación mineral que es coherente, en cada caso, con un cizallamiento del mismo sentido que el deducido a partir de las microcizallas (Fig. 5). Un tercer diagrama realizado en la parte central de la alineación, es decir, en la que está junto al saliente del Complejo de Ordenes y, de acuerdo con el modelo, habría sufrido deformación coaxial y no rotacional, no muestra una guirnalda clara (Fig. 5).

Los granitoides inhomogéneos están asimismo afectados por la  $D_3$  e inyecciones graníticas dentro de los metasedimentos e incluso de los gabros de la parte septentrional del Complejo de Ordenes, están dobladas por pliegues de esta fase y han desarrollado a veces una esquistosidad que es paralela a su plano axial. Sin embargo, en algunas de estas inyecciones, en la zona de Punta Langosteira y en la playa de Cayón, se identifica una esquistosidad concordante con la de los metasedimentos encajantes ( $S_2$ ), doblada también por los pliegues  $D_3$ . Ello sugiere la posibilidad de que granitoides productos de una migmatización in situ asimilables a los granitoides inhomogéneos o las primeras inyecciones relacionadas con la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico de Meda se emplazarán ya en los últimos estadios de la  $D_2$ , coincidiendo con el final de la traslación del Complejo de Ordenes sobre su autóctono relativo.

### *El sector meridional de la antiforma de Monte Neme-Padrón*

Los principales macizos y conjuntos graníticos que aparecen en este sector de la antiforma son el de Negreira, biotítico, los de Vilarcloa, Santiago, Vilardoa, Padrón, Siador y Banza, de dos micas, y los granitoides inhomogéneos de La Estrada y Monte Freito. En ninguno de ellos se aprecia deformación atribuible a la  $D_2$ , mientras que la  $D_3$  los afecta de modo variable.

El Macizo de Negreira muestra en general una ligera orientación, marcada por la disposición paralela de los megacrystalos de feldespato, de las biotitas y de agregados aplastados de cuarzo. Este último mineral muestra siempre extinción ondulante y con frecuencia ha recristalizado. Excepcionalmente, se observan texturas en mortero y cuarzos algo acintados. Biotita y moscovita, cuando existe, muestran extinción ondulante y dobleces, lo que también se da a veces en las plagioclasas. La foliación, norte  $160^\circ$  este y subvertical, puede atribuirse a la  $D_3$ , ya que ésta es la orientación aquí de la  $S_3$  y del plano axial de la antiforma. En su borde norte, el macizo está truncado por una falla de dirección norte  $110^\circ$  este que lo pone en contacto con el Complejo de Ordenes. Es una falla normal, que buza unos  $40^\circ$  al norte y que desarrolla en el granitoide una cataclisis que se superpone a la fábrica antes descrita, llegando a producir ultracataclitas en la zona de contacto.

El Macizo de Vilarcloa, incluido en el anterior y afectado asimismo por la falla antes descrita, exhibe las mismas peculiaridades que él con respecto a la deformación.

Los Conjuntos graníticos de Santiago y Padrón muestran con frecuencia una orientación atribuible a deformación, dado que atraviesa los contactos entre distintas facies de un mismo granito y es común a todos los macizos. Es una fábrica planar de dirección norte  $160^\circ$  este a norte  $10^\circ$  este cuya intensidad aumenta hacia el este, es decir, hacia el Complejo de Ordenes. En la zona más cercana al contacto se han identificado, en los de Santiago y Padrón, microcizallas con un sentido de movimiento siniestro. Su dirección es norte  $150^\circ$  este y su buzamiento  $80^\circ$  al este. Dado que la lineación mineral y las estrias desarrolladas en ellas tienen la misma dirección y una inmersión de  $30^\circ$  al norte, puede postularse, además de la componente en dirección, una débil componente normal, con el labio oriental hundido con respecto al occidental. En esta zona, la roca puede presentar un aspecto gneísico.

La banda con mayor intensidad deformativa tiene, en el granito, una anchura de unos 3 Km. aunque por el este en los materiales del Dominio Esquistoso y del Complejo de Ordenes, se identifican filonitas en una banda de anchura similar, por lo que debe admitirse la existencia de una zona de cizalla siniestra de unos 6 Km. de anchura.

El Conjunto de Vilardoa, emplazado en parte en el Complejo de Ordenes, no presenta esta filonización, aunque sí débiles fábricas planares, pese a que intruye en la zona de cizalla, lo que sugiere una intrusión tardía con respecto a la  $D_3$ .

Los granitoides que afloran al sur del Complejo de Ordenes (Fontao, Carboeiro, Siador, Meabia y el inhomogéneo de La Estrada) muestran muy poca deformación, manifestada por débiles fábricas planares atribuibles a la  $D_3$  y, cerca de la Falla de Pico Sacro, al movimiento de esta última o carecen de ella. A menudo se aprecia que los

granitos cortan a la crenulación  $S_3$  de los metasedimentos y, más al sur, MARQUINEZ (1984) cita diques aplíticos y pegmatíticos que cortan a pliegues de tercera fase los cuales han seguido amplificándose con posterioridad a las inyecciones. Esto sitúa el emplazamiento de los cuerpos en estadios tardíos dentro de la  $D_3$  o posteriormente a ella. Únicamente el Macizo de Meabia muestra una clara orientación en su borde oeste, paralela a la de la  $S_3$  y que llega a dar texturas gneísicas.

Tampoco son frecuentes las fábricas deformativas en el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito, si bien es cierto que en toda la zona donde aflora, la  $D_3$  en los metasedimentos tiene una intensidad muy débil o resulta inapreciable. En el margen suroccidental del macizo, cerca de San Finx, el granitoide está cataclastizado en una banda de anchura decamétrica en la zona de contacto con una falla normal con un componente en dirección dextra, de dirección norte-sur y buzamiento de unos  $55^\circ$  al oeste que forma parte del cortejo que limita a la Unidad de Malpica-Tuy.

Por último, el Macizo de Banza, emplazado en el margen oriental de la Unidad de Malpica-Tuy, muestra en su borde occidental los efectos de una filonización (ARPS 1970), que parece estar ligada también a la actuación de una de las fallas que limitan la unidad.

#### 4.8. LA BANDA GRANITICA DE LAGE-BARBANZA

Es una franja arqueada en la cual las rocas graníticas representan del orden del 90 por 100 de la superficie. La franja bordea a la Unidad de Malpica-Tuy por el oeste y algunos de los macizos que la integran intruyen en dicha unidad, en general en su margen occidental, salvo el de El Confurco, que ocupa toda la anchura de la misma.

La estructura más característica de la banda es una zona de cizalla dextra, denominada de Malpica-Vigo por IGLESIAS & CHOUKROUNE (1980), que tiene asimismo una forma arqueada y que discurre paralela al borde occidental de la unidad, la cual también resultó afectada. Esta zona de cizalla puede asimilarse a la tercera fase de deformación.

Para la descripción de este dominio, analizaremos en primer lugar la alineación de granitos de dos micas de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza, posteriormente el granitoide inhomogéneo de Camariñas, los granitoides biotíticos de Bayo, Mugia y Finisterre, los granitos de Carnés y La Ruña y, por último, los granitos postectónicos de Traba, El Pindo, Pando y El Confurco.

#### *La Alineación granítica de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza*

Las rocas de este subdominio son, junto con el granitoide de Bayo, las más deformadas de la banda, deformación que es más notable hacia el margen oriental y que está en relación con la Zona de cizalla de Malpica-Vigo. En general, se observa una foliación, marcada por la orientación paralela de minerales, y una lineación subhorizontal. Son frecuentes también las microcizallas, subverticales y con lineaciones sub-

horizontales, que en la mayor parte de los casos indican un movimiento en dirección, de sentido dextro.

En la zona septentrional, hasta la latitud de Lage, las microcizallas tienen una dirección norte 45° este, con una lineación que puede inclinarse hasta 15° al suroeste mientras que las superficies S tienen una dirección media de norte 17° este. Un poco más al sur, en la zona próxima a Bayo, se identifican superficies C de movimiento siniestro (dirección norte 165° este, verticales y esquistosidad asociada de dirección norte 20° este e igualmente verticales), que pueden ser un reflejo de las que existen a la misma latitud al este de la Unidad de Malpica-Tuy en el Sector de Pico de Meda, descritas en la Antiforma de Monte Neme-Padrón. Aún más al sur, desde el Sector de Dumbria hasta el de Muros-Barbanza, vuelven a encontrarse microcizallas dexas, submeridianas, con esquistosidad asociada de dirección norte 130° a 150° este. Estas últimas se encuentran también en el Macizo de Tremuzo, incluido en su totalidad dentro de la Unidad de Malpica-Tuy.

Las rocas más deformadas presentan un aspecto gneísico o filonítico con cuarzos muy alargados y frecuentemente recristalizados, feldespatos de formas lenticulares y micas deformadas y recristalizadas. El tránsito hacia las rocas menos deformadas, al oeste es gradual, y a menudo se realiza por medio de una banda en la que las microcizallas se concentran en pasillos relativamente estrechos. No se han encontrado evidencias de deformación atribuibles a la D<sub>2</sub>, mientras que la D<sub>3</sub> es omnipresente, aunque heterogénea, si asimilamos a esta fase la Zona de cizalla de Malpica-Vigo.

Una peculiaridad notable de la deformación en el sector de Vimianzo-Dumbria y que parece seguirse hasta la latitud de El Pindo, es que, en la zona occidental, no afectada por cizallamiento dextro, las foliaciones que se ven, tienen a menudo buzamientos al este, de unos 30 a 50°.

#### *El Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas*

Está en general muy poco o nada deformado, aunque algunas foliaciones de dirección norte-sur a norte 30° este y buzamiento frecuente hacia el este pueden atribuirse a campos de esfuerzo regionales. Por otra parte, queda siempre alejado de la Zona de cizalla de Malpica-Vigo, por lo que la ausencia o escasez de deformación no indica necesariamente un origen posterior a la D<sub>3</sub>. Además, se observa un paso gradual entre los granitos de la alineación de Lage-Dumbria-Muros-Barbanza y el granitoide inhomogéneo, lo que sugiere un solapamiento temporal, al menos parcial, entre ellos.

#### *Los granitoides biotíticos de Bayo, Mugía y Finisterre*

El Macizo de Bayo es el más nítidamente deformado, dada su situación dentro de la Zona de cizalla de Malpica-Vigo, si bien esta deformación es heterogénea, con variedades gneísicas y otras prácticamente sin deformación. Las zonas de fuerte deformación están repartidas irregularmente.

Es frecuente la existencia de una foliación y de una familia de microcizallas, por lo general dexas, así como de una lineación mineral subhorizontal. Al sur de Bayo, las superficies S tienen una dirección aproximada norte 10° este y un buzamiento de 80° oeste, y las C una dirección norte 45° este e igual buzamiento.

La foliación está marcada por fenocristales de feldespato y por la biotita y el cuarzo, que puede estar estirado, con estructura acintada. En la zona central entre dos microcizallas, la foliación es muy fuerte, lo que sugiere que en parte es anterior al desarrollo de aquéllas.

El cuarzo aparece desde simplemente recristalizado en granos relativamente grandes, subpoligonales, casi sin extinción ondulante, hasta en texturas en mortero. La plagioclasa presenta también a veces textura en mortero, pero con frecuencia mantiene un hábito subidiomorfo o está en forma de porfiroclastos rodeados por una matriz de grano fino, en cuyo caso suele estar muy sericitizada y transformada parcialmente en clorita y clinzoisita. Hay también plagioclasa mirmequitica de grano fino, crecida sobre feldespato potásico, que parece haber sido afectada por la deformación. El feldespato muestra a menudo texturas en mortero en las muestras más deformadas, o se presenta en porfiroclastos deformados o como pequeños cristales aislados, producto de la recristalización o de neoformación. La cloritización de la biotita no es frecuente, aunque se ha identificado en algunos casos.

La heterogeneidad existente en el grado de deformación, incluso a escala de lámina delgada, la abundancia de texturas en mortero que, si en algunos casos pueden atribuirse a recristalización dinámica (cuarzo), en otros (feldespatos y plagioclasa) parece a veces más bien consecuencia de procesos cataclásticos, y la retrogradación de la plagioclasa y, a veces, de la biotita, sugieren unas condiciones de deformación en la parte de baja temperatura de la facies de los esquistos verdes.

El Macizo de Mugía tiene una deformación peculiar, que puede suministrar una clave para explicar las foliaciones inclinadas al este de los granitoides de Camariñas y de la parte occidental del de Dumbria. Presenta también una foliación que buza al este unos 45° y, además, microcizallas de dirección norte 25° a 55° este y buzamiento de 45° a 75° al este, con estrías y lineaciones de dirección norte 125° a 140° este e inmersión al este. La dirección de movimiento, señalada por las estrías, es casi la dirección de buzamiento de las cizallas, y el sentido de éstas es el de fallas normales. El macizo está limitado por el este por una falla normal de dirección norte 45° este, con su labio oriental hundido, en la que se han desarrollado ultramilonitas y rocas filoníticas, así como una brecha.

Se han cartografiado en la zona varias fallas de dirección similar (GONZALEZ LO-DEIRO et al. 1982) y ésta es también aproximadamente la dirección de las fallas que limitan a la Unidad de Malpica-Tuy en su rama septentrional, considerándose posible que las familias de superficies C y S del Macizo de Mugía y quizá las foliaciones con buzamiento al este de las unidades de Camariñas y Lage-Dumbria-Muros estén relacionadas con una tectónica distensiva, cuya relación temporal con la D<sub>3</sub> no ha podido ser establecida con seguridad. No obstante, no puede descartarse que tanto las cizallas como la esquistosidad sean consecuencia de la intrusión del macizo granítico y

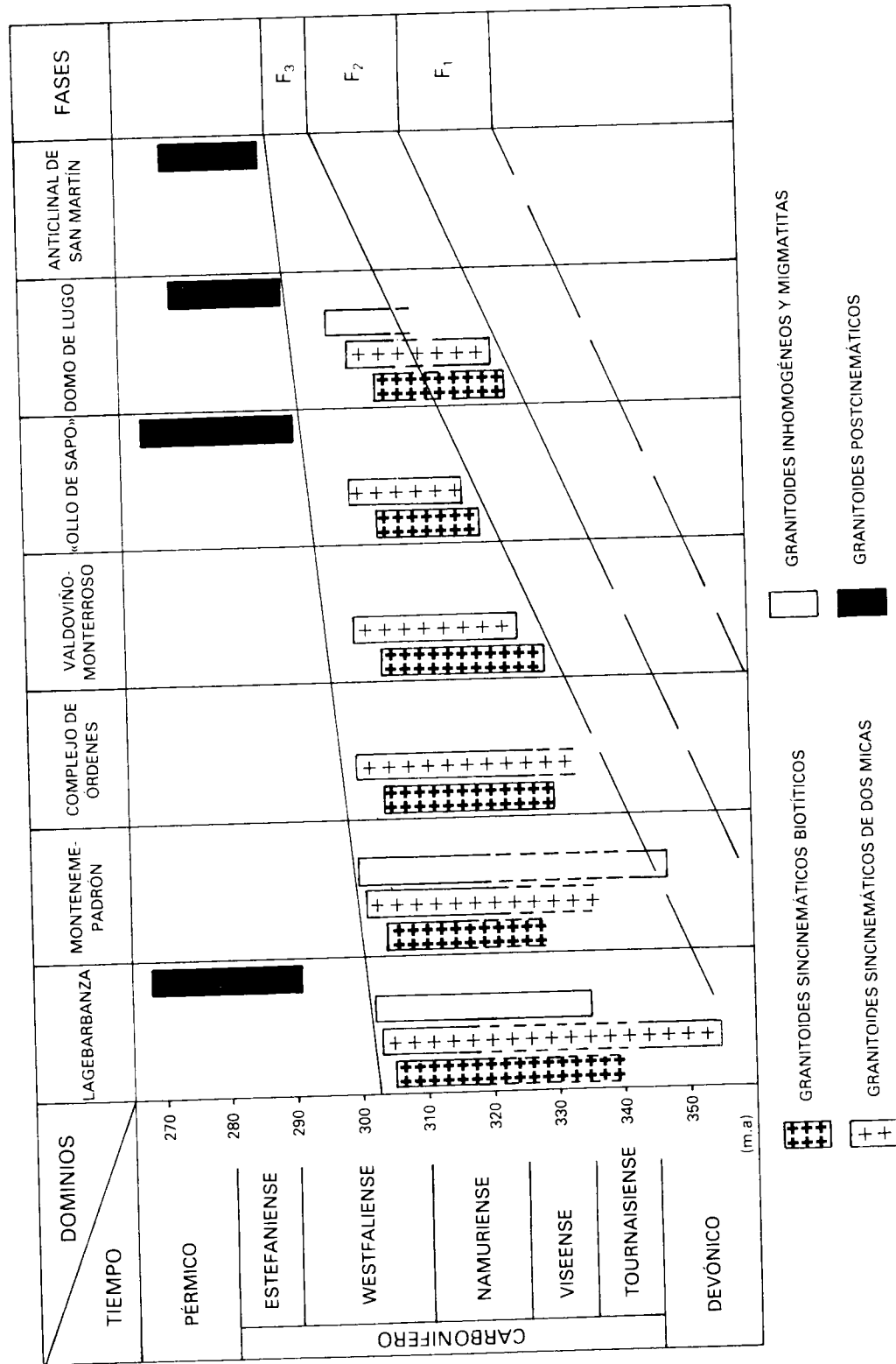


Fig. 6.—Representación esquemática del emplazamiento de los diferentes tipos de granitoides en los diferentes dominios, en relación con el tiempo y con las fases de deformación.

correspondan al cizallamiento de los márgenes del mismo provocado por el empuje de su parte central, que hoy se encuentra cubierta por el mar. El principal problema para admitir esta hipótesis es que éste sería el único de los macizos estudiados que presenta una deformación verdaderamente importante ligada a mecanismos de emplazamiento.

En todas las láminas, el granito muestra evidencias de deformación penetrativa, con desarrollo de una foliación marcada por micas primarias, cuarzos aplastados y micas secundarias de recristalización o neoformación. El cuarzo ha recristalizado parcialmente, mientras que microclina y plagioclasa están a menudo rotas o torcidas.

El Macizo de Finisterre parece estar algo deformado, exhibiendo una foliación submeridiana marcada por las biotitas y algunos megacristales de feldespato con sus extremidades redondeadas. Al microscopio se aprecia a veces que el cuarzo ha recristalizado hasta tamaños de grano muy finos y que las biotitas, primarias o secundarias, se han dispuesto en bandas paralelas. Biotitas y moscovitas están con frecuencia poligonizadas cuando han sufrido flexiones.

La relación del Macizo de Finisterre con la deformación D<sub>3</sub> es oscura. Dado que, al menos el Macizo de Mugía, parece afectado por una tectónica distensiva, el problema consiste en establecer la relación temporal entre esta última y la D<sub>3</sub>. No es imposible que exista un episodio distensivo anterior a la D<sub>3</sub>, pues las alineaciones graníticas podrían haber aprovechado grandes fracturas paralelas a la dirección de la cadena para emplazarse, habiendo sido posteriormente deformadas por el rejuego de las mismas como cizallas en dirección. Sin embargo, una parte de la tectónica distensiva es sin duda posterior a la tercera fase, como sugiere el hecho de que enclaves metamórficos con una crenulación que recuerda a la D<sub>3</sub> estén englobados en el Macizo de Mugía en zonas donde éste no aparece deformado. Ello implica que la intrusión del macizo es posterior a la D<sub>3</sub>. Por otra parte, la cataclisis que exhibe el granitoide inhomogéneo de Monte Freito (muy tardía con respecto a la D<sub>3</sub>) en la zona de San Finx, apoya la idea de que las fallas normales que limitan la Unidad de Malpica-Tuy se han movido con posterioridad a la tercera fase.

*El Conjunto granítico de Carnés y el Macizo de La Ruña*

Son granitos muy poco deformados, aunque a veces se observan foliaciones subverticales concordantes con la dirección de la D<sub>3</sub> e incluso se han identificado localmente cizallas. La deformación se manifiesta, a la escala de la lámina delgada, por una extinción ondulante del cuarzo y por granos con bordes suturados, producto de la recristalización. La extinción ondulante se aprecia también en micas y plagioclasas, estando estas últimas, así como el feldespato potásico, a veces fracturados.

No se observan variaciones sistemáticas en la deformación dentro de los macizos, lo que, en el caso del segundo, es importante, pues parte de él se superpone a la Zona de cizalla de Malpica-Vigo, lo que sugiere un emplazamiento tardío con respecto a la D<sub>3</sub>. Si, efectivamente, las débiles fábricas subverticales son atribuibles a esta fase, el hecho de que el Macizo de La Ruña fosilice el contacto occidental de la

Unidad de Malpica-Tuy, que se supone es una falla normal, implica que, en parte, la tectónica distensiva pudo ser previa a la tercera fase. Algunas cizallas con buzamiento de 30° al este, identificadas en el margen oriental del macizo sugieren, además, deformaciones extensionales posteriores a su emplazamiento.

En cualquier caso, preferimos no incluir estos macizos dentro del grupo de los postectónicos, aunque su emplazamiento puede considerarse tardicinemático con respecto a la D<sub>3</sub>. El de La Ruña, al menos, está además afectado por la fracturación tardihercínica, como puede apreciarse en la cartografía.

#### *Los macizos postectónicos de Traba, el Pindo, Pando y El Confurco*

Afloran a lo largo de una alineación de forma arqueada, como es común en este tipo de granitoides. Son macizos circunscritos en los que no se aprecian fábricas planares atribuibles a deformación y, cuando las tienen, como en el caso de El Pindo, su orientación (norte 130° este) es paralela al contacto entre facies diferentes y oblicua a la dirección general de la D<sub>3</sub>, por lo que pueden relacionarse con los mecanismos de emplazamiento. La fracturación tardihercínica ha afectado a todos los macizos.

En lámina delgada se observan siempre extinciones ondulantes del cuarzo y, en ocasiones, restauración y recristalizaciones limitadas, así como flexiones locales en micas y plagioclasas. Que estas deformaciones sean atribuibles al episodio de fracturación reseñado o bien ligadas al propio emplazamiento de los macizos o a campos de esfuerzo residuales, es algo que no ha podido ser establecido, pero fenómenos semejantes se han encontrado también en los macizos postectónicos del resto de los dominios.

#### 4.9. DISCUSION SOBRE EL MAGMATISMO HERCINICO EN RELACION CON LA TECTOGENESIS

El estudio de la deformación en los macizos graníticos que forman parte de las zonas internas de una cadena tiene una triple finalidad. En primer lugar, sirve para establecer una cronología relativa de los macizos con las diferentes fases de deformación. Si además se dispone de dataciones radiométricas, las fases de deformación pueden a su vez ser datadas en cada sector con notable precisión. En segundo lugar, es muy útil para el análisis de la deformación ya que, en contraste con los metasedimentos encajantes, afectan a litologías que son homogéneas en áreas relativamente grandes y, además, no han registrado las deformaciones anteriores. Por ello, resultan ser instrumentos excelentes para caracterizar el tipo de deformación de una determinada fase en un sector. Por último, la integración de las observaciones a la escala de un área tan grande como la que nos ocupa, permite estudiar la evolución del magmatismo dentro del proceso orogénico y desarrollar modelos sobre las características de este último.

De las relaciones temporales entre el emplazamiento de los macizos graníticos y la deformación se ha hablado abundantemente en las páginas que anteceden. Lo mis-

mo puede decirse de la segunda de las finalidades perseguidas. Así, hemos visto que en muchos casos, la existencia de bandas de deformación en los granitos permite postular la existencia de zonas de cizalla de importancia cortical tales como las de Malpica-Vigo, Monte Neme, Barbeito-Monteagudo, Punta Galeira-Palas de Rey y la que coincide aproximadamente con la traza del anticlinorio del «Ollo de Sapo».

En otros casos, donde la existencia de zonas de cizalla se pone de manifiesto por criterios distintos, como es el caso de la que existe en la base del Manto de Mondoñedo, el análisis de la deformación en los granitoides complementa el de las estructuras en los metasedimentos.

Resta, pues, integrar los datos obtenidos, para obtener un cuadro de la evolución del magmatismo en relación con la orogenia en el tiempo y en el espacio. Lo último es relativamente fácil, dado que el sector analizado puede considerarse como una de las secciones transversales mejor conocidas de la Cadena Hercínica del Occidente de Europa. El problema del tiempo resulta, en cambio, más difícil de abordar debido a la escasez de dataciones radiométricas fiables. Por ello, algunas de las consideraciones que siguen tienen un carácter parcialmente especulativo, pues se basan en principios que son geológicamente razonables y válidos en otras cadenas, pero los datos con los que contamos en la nuestra no son suficientes para aplicarlos sin reservas.

La principal de estas consideraciones es la de que la orogenia progresa en el tiempo desde las zonas internas a las externas de la cadena. Esto, que ha sido establecido en líneas generales en los cinturones de cabalgamiento de las zonas externas de numerosas cadenas (ARMSTRONG & ORIEL 1965, BALLY et al. 1966, DHALSTROM 1970, ELLIOT & JONHSON 1980, LAUBSCHER 1981, MARCOS & PULGAR 1982, RAMSAY et al. 1983), es también válido para el conjunto de una orogenia como es la del Himalaya. Se observa que el juego actual de cabalgamientos en las zonas externas del Himalaya es contemporáneo y postdata el de cizallas con importantes componentes de desgarre en las zonas internas, donde los cabalgamientos han dejado de actuar, al menos de forma sistemática (MOLNAR & CHEN 1982, TAPPONNIER et al. 1982). La aplicación de este modelo a nuestro caso puede implicar que, en un determinado momento, unas partes del sector estudiado podrían haber estado sufriendo los efectos de la tectónica tangencial (fases 1 ó 2) mientras que otras, más occidentales, podrían haber estado siendo afectadas por la fase 3 o incluso haberla ya superado.

Hay un dato que puede utilizarse en apoyo de este modelo: la datación por CAPDEVILA & VIALETTE (1970) de la edad de la fase 3 (fase 2 de los autores mencionados) en el Dominio del Anticlinorio del «Ollo de Sapo», a base de obtener las edades de los Macizos de Puebla de Parga y Friol (sintectónicos) y de Forgoselo (postectónico). La edad obtenida, corregida por RIES (1979), es de 315±10 m.a. (Namuriense-Westfaliense Inferior). Esta edad de la D<sub>3</sub> en un dominio interno es contemporánea con la tectónica de mantos en la parte occidental de la Zona (externa) Cantábrica (MARCOS & PULGAR 1982). Además, la edad de los granitoides postectónicos de Galicia es Estefaniense (alrededor de 290±10 m.a., según PRIEM et al. 1965, 1970, RIES 1979), edad contemporánea con la tectónica tangencial en los Picos de Europa, asimismo en la Zona Cantábrica (MARQUINEZ 1978).

Basándonos en los datos disponibles, hemos construido el diagrama de la figura 6, que debe considerarse provisional ya que el tiempo, representado en el eje de ordenadas, no puede cuantificarse con precisión mientras no se realice una campaña sistemática de dataciones radiométricas. Ante la escasez de datos, hemos optado por un modelo sencillo en el cual el límite entre fases, al menos las relacionadas con la tectónica tangencial, tiene una pendiente acusada en el diagrama. Una línea que limitase el comienzo del magmatismo en los diferentes dominios, probablemente mostraría también una pendiente, si se tiene en cuenta que algunos granitos sintectónicos del margen occidental de Galicia parecen de edad Devónico Medio-Superior (PRIEM et al. 1970, recalculada por RIES 1979), edad claramente más antigua que la Namuriense-Westfaliense mencionada para los granitos sintectónicos del Anticlinorio del «Ollo de Sapo». En todo caso, la pendiente de las líneas que separan las fases debe ser mayor que la que limita el comienzo de la actividad magmática, para explicar el hecho de que el magmatismo en el Manto de Mondoñedo comenzara antes o durante la  $D_2$ . Expresada de otra forma, la idea es que tanto la actividad magmática como la tectónica progresaban con el tiempo hacia el este, pero la primera, que empezó después, lo hizo con más rapidez que la segunda.

Nos basamos, para sostener esa hipótesis, en lo que quizá es una de las conclusiones más importantes de este estudio y es que, de entre los granitoides sintectónicos, los del Manto de Mondoñedo intruyeron antes que, o durante la  $D_2$ , es decir, durante la tectónica tangencial, mientras que los del resto de los dominios no aparecen afectados por esta tectónica y están sólo deformados por la  $D_3$ . La única excepción parecen constituir algunas inyecciones graníticas de la parte septentrional de la Antiforma de Monte Neme-Padrón (zona de Punta Langosteira y playa de Cayón), que tienen una esquistosidad plegada por  $D_3$ , lo cual puede indicar que la migmatización comenzó allí al final de la segunda fase.

Conviene ahora realizar algunas consideraciones relativas a la tectónica tangencial. Las enormes translaciones de la cobertera metasedimentaria de la que es responsable (para el Manto de Mondoñedo pueden estimarse en, al menos, 80 Km), deben reflejarse de alguna forma en el zócalo. En relación con la estructura citada, se ha propuesto la existencia de una megacizalla que resuelve el acortamiento superponiendo el basamento sobre sí mismo (BASTIDA et al. 1986). Esta megacizalla y otras similares (cabe mencionar la que afecta a buena parte del Dominio Esquistoso de Galicia Central, consecuencia del cabalgamiento de los complejos con rocas máficas y ultramáficas, MARQUINEZ 1984), podrían haber llegado a dar lugar a duplicaciones de la corteza continental en Galicia semejantes a las que se observan en los Alpes (HSÜ 1979, MUELLER 1982) y en el Himalaya (SEEBER et al. 1981, BARAZANG & NI 1982).

Si en cada intervalo del proceso orogénico sólo una de estas cizallas está actuando de forma sistemática y, por otra parte, las cizallas más modernas son las más externas, es razonable pensar que mientras se estaba produciendo, p. ej., la deformación en el Manto de Mondoñedo, rocas situadas al oeste de él se estarían trasladando sobre la megacizalla responsable del mismo. Los granitoides que en ese momento estuvieran emplazados por encima de la cizalla no aparecerán internamente deformados

por  $D_2$ , pues en su encajante (normalmente metasedimentario), la deformación  $D_2$ , si es que existe, fue anterior y ligada a otra megacizalla. La deformación  $D_3$  que en ellos se aprecia puede, no obstante, ser anterior o contemporánea (aunque también posterior) a la traslación del Manto de Mondoñedo.

A estas alturas de la discusión se hace patente la simplificación que conlleva el esquema de las fases de deformación utilizado. Al posible sincronismo de diferentes fases en diferentes lugares hay que añadir la posibilidad de rejuegos de viejas cizallas de magnitud cortical, tanto las de bajo buzamiento (relacionadas con la tectónica tangencial) como las subverticales (relacionables con la  $D_3$ ) y la probable existencia local de episodios distensivos intercalados entre las fases. La obtención de un cuadro completo sobre las relaciones magmatismo-deformación precisaría de las dataciones radiométricas sistemáticas que tanto se echan en falta, así como de la resolución de algunos problemas e incertidumbres existentes en varios de los macizos y del conocimiento de la megaestructura en profundidad, lo que sólo puede alcanzarse por métodos geofísicos.

No obstante, pueden obtenerse algunas conclusiones de los datos actuales, si admitimos que todos los tipos graníticos tienen su origen en la fusión de rocas de la corteza continental, lo que es probable dado su quimismo fundamentalmente ácido y la ausencia casi total de cuerpos de composición básica. La primera de ellas es que, con la excepción de los macizos emplazados en el Manto de Mondoñedo, la fusión que dio origen a los granitoides sintectónicos pudo deberse, al menos en parte, al engrosamiento cortical subsecuente a la tectónica tangencial, si bien fue posiblemente acompañado de un aporte calórico proveniente del manto, como luego veremos. Podemos imaginar esta fusión como un proceso largo y complejo, y lo mismo puede hacerse con el ascenso y emplazamiento de los macizos alóctonos. Las diversas relaciones entre estos procesos y la tectogénesis, combinadas con el propio carácter heterogéneo de la deformación, habrían dado lugar a las diferentes relaciones que se observan en los granitoides sintectónicos en relación con la  $D_3$ , estando, como es lógico, menos deformados los últimos en emplazarse.

Lo anterior no parece válido, en cambio, para los macizos deformados por  $D_2$  en el Manto de Mondoñedo. Si admitimos que durante la traslación de esta estructura no había aún cizallas corticales más externas, el engrosamiento cortical no podía ser muy grande por debajo de él, ya que la cizalla responsable del mismo debía enraizarse más al oeste, y sólo en la zona de raíz puede encontrarse duplicado el zócalo. La fusión cortical no parece aquí atribuible al aumento de espesor de la corteza, y se considera probable que el aporte calórico necesario provenga, en este caso, del manto astenosférico caliente. Rocas astenosféricas podrían haberse aproximado a la base de la corteza o entrado en contacto con ella, gracias a la existencia de dislocaciones importantes en la litosfera, producidas durante el proceso orogénico tal como ha sido propuesto por TOKSOZ & BIRD (1977). El hecho de que buena parte de los granitoides sintectónicos de todos los dominios sean aproximadamente contemporáneos (Fig. 6), conduce a pensar que el aporte de calor de origen mantélico, necesario para explicar la existencia de granitos pre o sin  $D_2$  en el Manto de Mondoñedo, influyó decisivamente en la generación de magmas también en el resto de los dominios. En los más occi-

dentales su efecto se habría sumado a la existencia de una corteza continental engrosada, es decir, de rocas corticales a profundidades superiores a las normales y puede que ya en condiciones de fundirse parcialmente; quizás la mayor abundancia de granitoides en la mitad occidental sea un reflejo de ello.

Por último, la aparente isocronía de los granitoides posttectónicos a escala de todo el sector, y su neta separación con respecto a los sintectónicos (Fig. 6), debe implicar algún tipo de evento generalizado que, en este caso, puede ser una distensión a escala de toda la cadena. La fusión podría haberse producido por descompresión adiabática, quizá ayudada también por la intrusión de rocas básicas calientes procedentes del manto, como ha sido sugerido por PITCHER (1982) para los granitoides tardíos del cinturón caledoniano. La distribución de los macizos posttectónicos en bandas alineadas, que deben representar zonas de debilidad cortical, apoya evidentemente esta hipótesis.

## BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS, E.; NITSCH, K.H.; KAROTKE, E.; WINKLER, H.G.F. (1970). An experimental reexamination of the upper stability of muscovite plus quartz. *N. Jb. f. Miner. Mh.*, 7, 325-336.
- ARCE DUARTE, J.M.; FERNANDEZ TOMAS, J.; MONTESERIN LOPEZ, V. (1977). Cillero (2). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- ARMSTRONG, F.C.; ORIEL, S.S. (1965). Tectonic development of the Idaho-Wyoming thrust belt. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 49, 1847-1866.
- ARPS, C.E.S. (1970). Petrology of a part of the western Galician basement between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigation. *Leidse Geol. Med.*, 46, 57-155.
- ARPS, C.E.S.; CALSTEREN, P.W.C. van; HILGEN, J.D.; KUIJPER, R.P.; TEX, E. den (1977). Mafic and related complexes in Galicia: An Excursion guide. *Leidse Geol. Med.*, 51, 63-94.
- ARTHAUD, F.; MATTE, Ph. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1305-1320.
- AVE LALLEMANT, H.G. (1965). Petrology, petrofabrics, and structural geology of the Sierra de Outes-Muros region (prov. La Coruña, Spain). *Leidse Geol. Med.*, 33, 147-175.
- AVE LALLEMANT, H.G.; CARTER, N.L. (1971). Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. *Am. J. Sci.*, 270, 218-235.
- BALLY, A.W.; GORDY, P.L.; STEWART, G.A. (1966). Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 14, 337-381.
- BARAZANG, M.R.; NI, J. (1982). Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology*, 10, 179-185.
- BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; PABLO MACIA, J.G. de; ARPS, C.E.S. (1982). Evolución petrológico geoquímica de los granitoides hercínicos del NO gallego. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 21-52.
- BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; KLEIN, E. (1985). Contact metamorphism in synkinematic two-mica granites produced by younger granitic intrusions, Galicia, N.W. Spain. *Geol. en Mijnbouw*, 64, 413-422.
- BASTIDA, F.; PULGAR, J.A. (1978). La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trab. de Geol.*, 10, 75-124.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARQUINEZ, J.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J.A. (1984). La Coruña (1). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. I.G.M.E.
- BASTIDA, F.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; PULGAR, J.A. (1986). Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 8, 415-430.
- BEHRMANN, J.H.; PLATT, J.P. (1982). Sense of nappe emplacement from quartz C-ax fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 208-215.

- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BLACIC, J.D. (1975). Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, 27, 271-294.
- BOUCHEZ, J.L.; PÉCHER, A. (1976). Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Gran Chevauchement Central himalayen. *Bull. Soc. Géol. France*, 18, (6), 1377-1385.
- BOUCHEZ, J.L.; PÉCHER (1981). The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 51, 57-81.
- BOULLIER, A.M.; BOUCHEZ, A. (1978). Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*, 20 (3), 253-262.
- BUDDINGTON, A.F. (1959). Granite emplacement with special reference to North American. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 671-747.
- CALSTEREN, P.C.W. van; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; TEX, E. den; VERDURMEN, E.A.Th.; VERSCHURE, R.H. (1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed Early Paleozoic mantle-plume. *Chem. Geol.*, 24, 35-56.
- CAPDEVILA, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). Thèse Univ. Montpellier: 430 pp.
- CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3), 215-225.
- CAPDEVILA, R.; VIALETTE, Y. (1970). Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, 2527-2530.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G.; FLOOR, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 15 (3-4), 209-228.
- CARLE, W. (1945). Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nordspanien). *Geotekt. Forsch.*, 6, 13-36.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- COLLEE, A.L.G. (1964). The geology of the coastal section from Cabo de San Adrián to Playa de Baldayo (Galicia). *Leidse Geol. Med.*, 30, 121-130.
- COURRIOUX, G.; GOUANVIC, Y. (1982). Les zones de cisaillement ductile de Monteneme et Puente deume (Galice, Espagne): leurs rapports avec les complexes basiques d'Ordenes et du Cabo Ortegal dans le modèle de poinçonnement rigide-plastique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 295, 69-72.
- DHALSTROM, C.D.A. (1970). Structural geology in the Eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, 332-406.
- 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). Tesis de licenciatura Univ. de Oviedo.
- DIVAR RODRIGUEZ, J.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1982). Golada (12). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- ELLIOT, D.; JOHNSON, M.R.W. (1980). Structural geology in the northern part of the Moine thrust belt, NW Scotland. *Transact. Roy. Soc. Edinburgh*, 71, 69-96.
- FERNANDEZ POMPA, F.; PIERA, T. (1973). Puente deume (22). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- FLINN, D. (1965). On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 36-46.
- FLOOR, P. (1966). Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: the Galiciense and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 36, 1-204.
- FLOOR, P.; KISCH, H.J.; OEN, I.S. (1970). Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal. *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3), 242-244.
- GEUL, J.J.C. (1964). The petrology of the region between Lage and Carballo. *Leidse Geol. Med.*, 30, 103-120.
- GIL IBARGUCHI, J.I. (1979). Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (NW, España). Tesis Univ. Autónoma de Barcelona. 267 pp.
- GIL IBARGUCHI, J.I. (1980). Las vaugneritas de la región de Finisterre (Galicia, NW, España). Probables productos de magmas anatécicos residuales. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 21-32.
- GIL IBARGUCHI, J.I. (1982). Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (N.W. de España). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 2.ª serie, 1, 253 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; HERNANDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; PABLO MACIA, J.G. de (1982). Lugo (8). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. I.G.M.E.

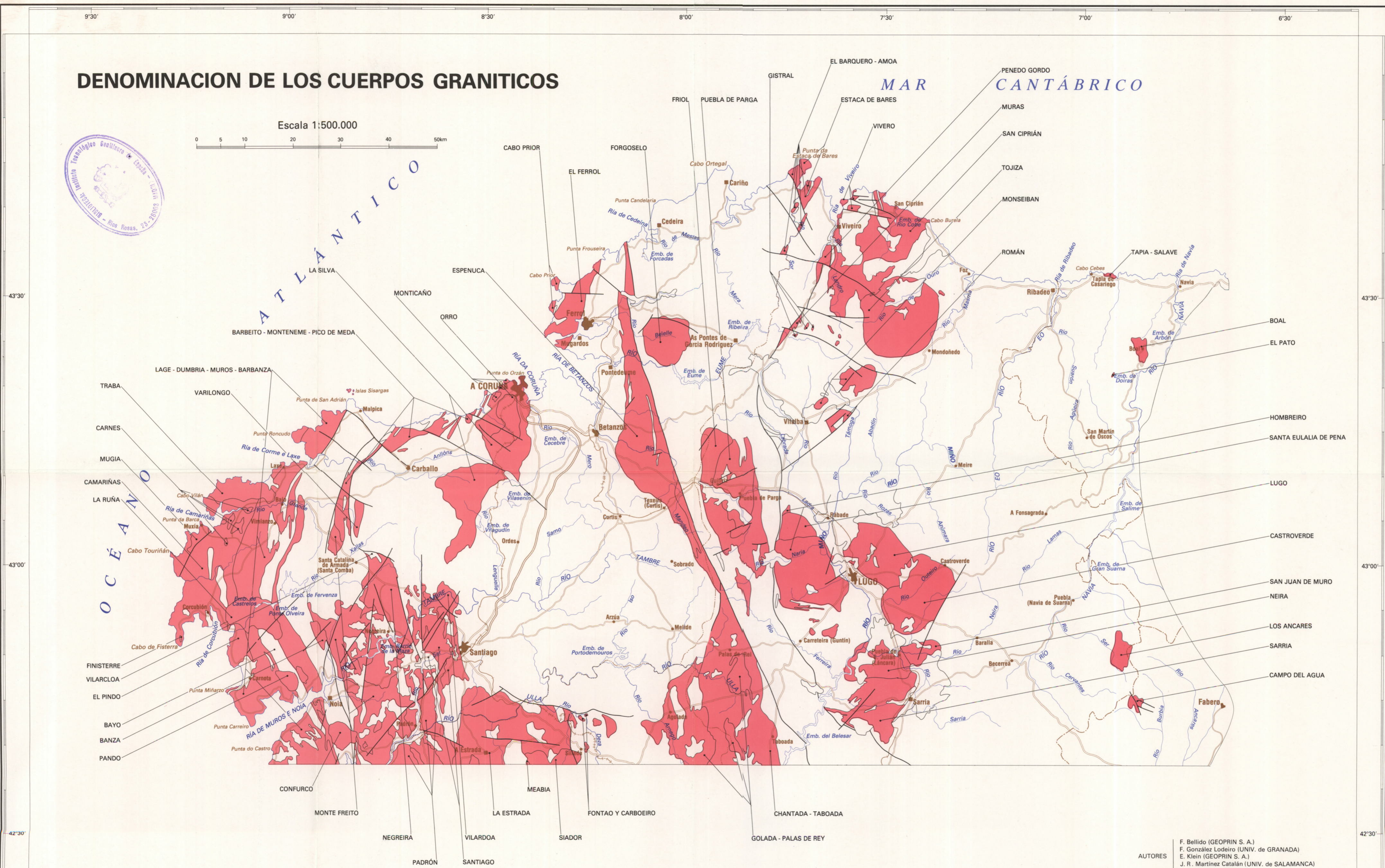
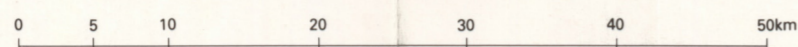
- GONZALEZ LODEIRO, F.; HERNANDEZ URROZ, J.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; NAVAL, A.; ORTEGA, E.; PABLO MACIA, J.G. de (1984). Santiago de Compostela (7). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. I.G.M.E.
- GOUANVIC, Y. (1983). Métallogenèse à tungstène-étain et or dans le linéament granitique de Monteneme (Nord-Ouest Galice, Espagne): Un exemple d'évolution dans une zone de cisaillement ductile hercynienne. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Lab. Pétrologie Structurale et Métallogénie, Université de Nancy I; 249 pp.
- HARA, I.; NISHIMURA, Y. (1977). Boundary between subbasal I and subbasal II field of quartz deformation in geological conditions. *Tectonophysics*, 39, 273-286.
- HILGEN, J.D. (1970). Algunas observaciones sobre el granito porfiroide de Fontao y su mineralización metalífera. *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3), 199-210.
- HOSCHEK, G. (1967a). Zur unteren Stabilitätsgrenze von Staurolith. *Naturwissenschaften*, 54 (8), 200.
- HOSCHEK, G. (1967b). Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Min. Petr.*, 14, 123-162.
- HOSCHEK, G. (1969). The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Min. Petr.*, 22, 208-232.
- HSÜ, K.J. (1979). Thin-skinned plate tectonics during Neo-Alpine orogenesis. *Am. J. Sci.*, 279, 353-366.
- IGLESIAS, M.; CHOUKROUNE, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, 63-68.
- INSINGER, H.F. (1961). The geology of the Rio Grande region (Galicia, Spain). *Leidse Geol. Med.*, 26, 64-73.
- ISHIHARA, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Ming. Geol.*, 27, 293-305.
- IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS (1973). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations. *N.Jb. f. Miner. Mh.*, 4, 149-164.
- JOHANNSEN, A. (1932). A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. II. Univ. of Chicago Press, Chicago.
- KERRICK, D.M. (1966). Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 Kilobars and 3.9 Kilobars water pressure. *Am. J. Sci.*, 266, 204-214.
- LAUBSCHER, H.P. (1981). The 3D propagation of decollement in the Jura Thrust. En: *Nappe Tectonics*, edited by MCCLAY, K.R.; PRICE, N.J.; Geol. Soc. London, 311-318.
- LISTER, G.S. (1981). The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *J. Struct. Geol.*, 1, 283-297.
- LISTER, G.S.; HOBBS, B.E. (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite; the effect of deformation path. *J. Struct. Geol.*, 2, 355-370.
- LOPEZ GARCIA, M.J.; ARCE DUARTE, M.; FERNANDEZ TOMAS, J.; MONTESERIN LOPEZ, V. (1976). Estudio petrológico del Macizo de la Tojiza (provincia de Lugo). *Tecniterrae*, 11.
- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. de Geol.*, 6, 1-113.
- 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. Asturica*, 25 (1-2), 1-11.
- MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A. (1976). Vegadeo (25). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- MARCOS, A.; PULGAR, J.A. (1976). Boal (26). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J.A.; BASTIDA, F.; VARGAS, I. (1977). Becerreá (99). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- MARCOS, A.; MARTINEZ, F.J.; JULIVERT, M.; PULGAR, J.A. (1978). Cangas de Narcea (50). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- MARCOS, A.; PULGAR, J.A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabria Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh., 163 (2), 256-260.
- MARQUINEZ, J.L. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. de Geol.*, 10, 295-308.
- MARQUINEZ, J.L. (1984). La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Mem. del I.G.M.E. n.º 100*, 231 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1980). L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le Dôme de Lugo (Galicia, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 290 (D), 179-182.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981). Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona asturoccidental-leonesa). Tesis Univ. de Salamanca: 317 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1983). Deformación heterogénea en los macizos graníticos de Sarria y Santa Eulalia de Pena (provincia de Lugo). *Studia Geológica Salmanticensis*, 10, 39-64.



- MARTINEZ CATALAN, J.R.; PABLO MACIA, J.G. de (1980). Sarria (124). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. I.G.M.E.
- MARTINEZ CATALAN, J.R.; KLEIN, E.; PABLO MACIA, J.G. de; GONZALEZ LODEIRO, F. (1984). El Complejo de Ordenes: Subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 139-210.
- MATTE, Ph. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble-Revue de Géol. Alpine*, 44, 1-128.
- MOLNAR, P.; CHEN, W-P. (1982). Seismicity and mountain building. En: Mountain Building Processes, edited by HSÜ, J.; Academic Press, London, 41-57.
- MUELLER, St. (1982). Deep structure and recent dynamics in the Alps. En: Mountain Building Processes, edited by HSÜ, J.; Academic Press, London, 181-199.
- NESEN, G. (1981). Le modèle exogranite-endogranite à stockscheider et la métallogenèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice-Espagne). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Lab. Géol. régionale-Pétrologie structurale, Université de Nancy I; 327 pp.
- OEN, I.S. (1960) The intrusion mechanism of the late-Hercynian posttectonic granite plutons of Northern Portugal. *Geol. en Mijnbouw*, 22, 257-296.
- OEN, I.S. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. y Min.*, 76 (2-3), 271-298.
- ORTEGA GIRONES, E.; GIL IBARGUCHI, I. (1983). La Unidad de Malpica-Tuy («Complejo antiguo»-«Fosa blastomilonítica»). Libro Jubilar, J.M. Rios. Geología de España, Tomo I., 430-440. I.G.M.E.
- PARGA, J.R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, 37, 1-15.
- PARGA PONDAL, I. (1935). Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos. *Anais Fac. Ciênc. Porto*, 20, 50-60.
- PARGA PONDAL, I. (1956). Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Med.*, 21, 467-484.
- PARGA PONDAL, I. (1966). Datos geológico-petrográficos de la provincia de La Coruña. En: Estudio agrobiológico de la provincia de La Coruña, editado por Inst. de Investig. Geológicas, Edafológicas y Agrobiológicas de Galicia. Artes Gráficas del Faro de Vigo, S.A., Vigo; 1-46.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph.; CAPDEVILA, R. (1964). Introduction à la géologie de «l'Olló de sapo». Formation porphyroide antesilurienne du Nord Ouest de L'Espagne. *Not. Com. I.G.M.E.*, 76, 119-154.
- PILAAAR, W.F.H. (1964). The geology of the area between Corne and Buño. *Leidse Geol. Med.*, 30, 131-139.
- PITCHER, W.S. (1982). Granite type and tectonic environment. En: Mountain Building Processes, edited by HSÜ, J.; Academic Press, London, 19-40.
- PITCHER, W.S.; BERGER, A.R. (1972). The geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing. J. Wiley & Sons, New York, 435 pp.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. (1965). Isotopic ages of two granites on the Iberian continental margin: The Traba granite (Spain) and the Berenga granite (Portugal). *Geol. en Mijnbouw*, 44, 353-354.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.Th. (1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helvet.*, 63 (1), 255-274.
- PRIEM, H.N.A.; TEX, E. den (1984). Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Physics Earth Planetary Interiors*, 35, 121-130.
- RAMSAY, J.G. (1981). Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, 3, 93 (Abstract).
- RAMSAY, J.G.; GRAHAM, R.H. (1970). Strain variation in shear belts. *Canad. J. of Earth Sci.*, 7, 786-813.
- RAMSAY, J.G.; CASEY, M.; KLIGFIELD, R. (1983). Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, 11, 439-442.
- RAUMER, J. von (1962). Geología del zócalo cristalino de la península de Barbanza, cerca de Noya (La Coruña). *Not. Com. I.G.M.E.*, 68, 171-180.
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C.; BELL, P.M. (1969). Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267, 259-272.
- RIES, A.C. (1979). Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S. Brittany and NW Spain. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136, 89-103.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1959). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sátão region, Northern Portugal. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 37, 1-617.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1981a). Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. *Leidse Geol. Med.*, 52 (1), 23-56.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1981b). *Project Ibergranite. Newsletter 1, 1-9*. Institut für Mineralogie, Freie Universität Berlin.
- SCHULZ, G. (1835). Descripción geognóstica del Reyno de Galicia. Gráficas Reunidas, S.A., Madrid, 176 pp.
- SEEBER, L.; ARMBRUSTER, J.; QUITT MEYER, R.C. (1981). Seismicity and continental subduction in the Himalayan Arc, Zagros, Hindu Kush, Himalaya. En: Geodynamic Evolution, edited by GUPTA, H.K.; DELANY, F.M. Geodynamics series 3, Am. Geophys. Union, Washington, 215-242.
- SUAREZ, O. (1970). Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (NW de España). Tesis Univ. de Salamanca.
- SUAREZ, O. (1971). Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias, NW de España). *Studia Geológica*, 2, 93-113.
- SUAREZ, O. (1972). Petrología del stock granítico de «El Pato» (Asturias, NW de España). *Studia Geológica*, 3, 119-129.
- TAPPONNIER, P.; PELTZER, G.; LE DAIN, A.Y.; ARMIJO, R.; COBBOLD, P.; (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611-616.
- TEX, E. den (1966). Aperçu pétrologique et structurale de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Med.*, 36, 211-222.
- THADEU, D. (1977). Hercynian paragenetic units of the Portuguese part of the Hesperic Massif. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 20, 247-276.
- TOKSOZ, M.N.; BIRD, P. (1977). Modelling of temperatures in continental convergence zones. *Tectonophysics*, 41, 181-193.
- TULLIS, J. (1977). Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39, 87-102.
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T. (1973). Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 297-314.
- TUTTLE, O.; BOWEN, N. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAl-Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAl Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O. *Mem. Geol. Soc. America*, 74, 153 pp.
- VAN ROERMUND, H.; LISTER, G.S.; WILLIAMS, P.F. (1979). Progressive development of quartz fabrics in a shear zone from Monte Mucrone, Sesia-Lanzo zone, Italian Alps. *J. Struct. Geol.*, 1 (1), 43-52.
- WALTER, R. (1966). Resultados de investigaciones geológicas en el noreste de la provincia de Lugo (NO. España). *Not. Com. I.G.M.E.*, 89, 7-16.
- WESTERVELD, J. (1956). Roches éruptives, gites métallifères, et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal. *Geol. en Mijnbouw*, 18, 94-105.
- WILSON, C.J.L. (1975). Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 968-974.
- WOENSDREGT, C.F. (1966). Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia. *Leidse Geol. Med.*, 36, 261-278.
- YPMA, P.J.M. (1966). Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España). *Leidse Geol. Med.*, 36, 279-291.

# DENOMINACION DE LOS CUERPOS GRANITICOS

Escala 1:500.000



AUTORES  
 F. Bellido (GEOPRIN S. A.)  
 F. González Lodeiro (UNIV. de GRANADA)  
 E. Klein (GEOPRIN S. A.)  
 J. R. Martínez Catalán (UNIV. de SALAMANCA)  
 J. G. de Pablo Maciá (EGEO S. A.)  
 DIRECCION Y SUPERVISION DEL I. G. M. E.  
 A. Huerga Rodríguez  
 L. R. Rodríguez Fernández

# MAPA GEOLOGICO DEL N.O. DE LA PENINSULA IBERICA (SECTOR SEPTENTRIONAL)

## LEYENDA

- Materiales postorogénicos
- ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA**
  - SILURICO  Cuarcita Armoricana
  - ORDOVICICO  Caliza de Vegadeo
  - CAMBRICO  Serie de Villalba
  - PRECAMBRICO
- ZONA CENTROIBERICA**  
 DOMINIO DEL ANTICLINORIO DEL «OLLO DE SAPO»
  - SILURICO  Metavulcanitas ácidas
  - ORDOVICICO  Cuarcita armoricana
  - PRECAMBRICO (-CAMBRICO)  «Olló de Sapo»
- ZONA DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES**  
 DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES
  - Metasedimentos
  - Ortogneises glandulares
- DOMINIO DE LOS COMPLEJOS DE ROCAS BASICAS Y RELACIONADAS
  - Rocas ultrabásicas
  - Rocas metabásicas
  - Esquistos y paragneises
  - Gabros y dioritas
  - Ortogneises
- ROCAS GRANITICAS HERCINIANAS**
  - GRANITOIDES DE DOS MICAS**
    - Facies comunes
    - Facies porfídicas
    - Facies predominantemente biotíticas
    - Facies heterogranulares y heterogéneas
  - GRANITOIDES INHOMOGENEOS**
    - Facies comunes
    - Facies predominantemente biotíticas
  - GRANITOIDES BIOTITICOS**
    - Facies comunes
    - Facies porfídicas
  - GRANITOIDES DE DOS MICAS**
    - Facies comunes
    - Facies porfídicas
  - GRANITOIDES BIOTITICOS**
    - Facies comunes
    - Facies porfídicas
    - Facies con moscovita
    - Facies con porfírdismo contrastado
    - Facies de grano fino
  - Cuarzodiorita

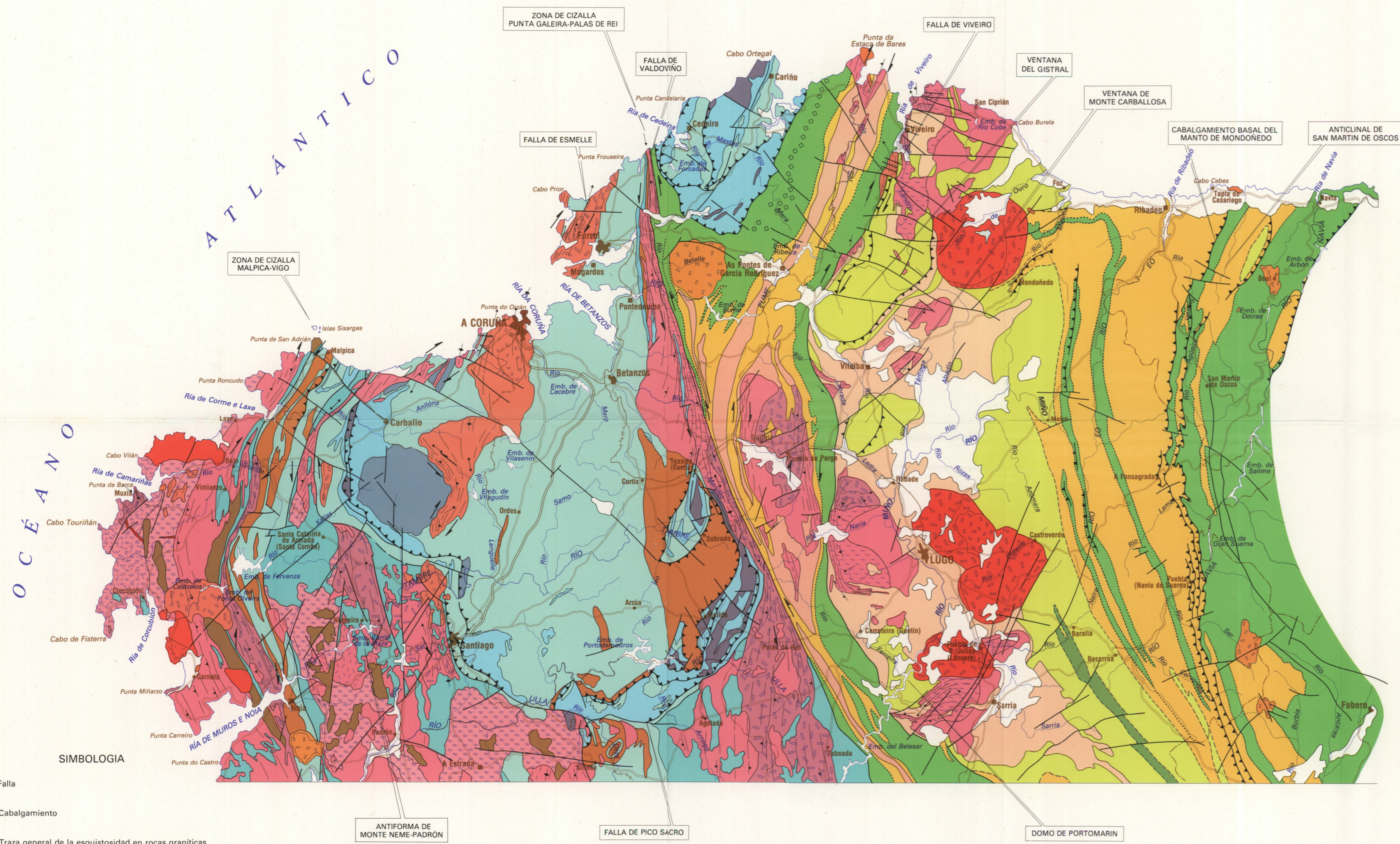
SINCINEMATICAS

EMPLAZAMIENTO RELATIVAMENTE PROFUNDO

EMPLAZAMIENTO SOMERO

POSTCINEMATICAS

EMPLAZAMIENTO SOMERO



### SIMBOLOGIA

- Falla
- Cabalgamiento
- Traza general de la esquistosidad en rocas graníticas
- Dirección y buzamiento de la esquistosidad; esquistosidad vertical
- Dirección e inclinación de la lineación mineral. Lineación subhorizontal
- Dirección y sentido de desplazamiento en zonas de cizalla

Escala 1:500.000



AUTORES  
 F. Bellido (GEOPRIN S. A.)  
 F. González Lodeiro (UNIV. de GRANADA)  
 E. Klein (GEOPRIN S. A.)  
 J. R. Martínez Catalán (UNIV. de SALAMANCA)  
 J. G. de Pablo Maciá (EGEO S. A.)  
 DIRECCION Y SUPERVISION DEL I. G. M. E.  
 A. Huerga Rodríguez  
 L. R. Rodríguez Fernández