

GEOLÓGICA S. A.

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA
DEL MACIZO DE BAYO-VIGO.



El presente estudio geológico ha sido realizado por GEOPRIN,S.A., para la División de Geología del I.G.M.E., habiendo intervenido en el mismo, los siguientes técnicos superiores:

- Cartografía y memoria: Gloria Gallastegui (I.G.M.E.). Ldo. en C. Geológicas.
- Asesoría estructural: J.R. Martínez Catalán (Univ. de Salamanca). Ldo. en C. Geológicas.
- Coordinación: José Luis Barrera Morate (GEOPRIN,S.A.). Ldo. en C. Geológicas.
- Dirección y Supervisión del I.G.M.E.: Luis Roberto Rodríguez. Ldo. en C. Geológicas.

Los análisis químicos fueron realizados por Fernando Bea en la Universidad de Salamanca.

I N D I C E

	<u>Pág</u>
1.- <u>SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.</u>	1
1.1.- SITUACION.	1
1.2.- SINONIMOS.	1
1.3.- NOMBRE.	4
1.4.- ANTECEDENTES.	4
2.- <u>CARACTERIZACION MACROSCOPICA.</u>	6
2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERES GENERALES.	6
2.2.- CARACTERISTICAS LITOLOGICAS.	10
2.2.1.- <u>Precursores básicos.</u>	10
2.2.1.1.- Disposición y relaciones de contacto con la granodio- rita.	10
2.2.1.2.- Rocas biotítico-anfibolicas.	14
2.2.1.3.- Anfibolitas de origen incierto.	16
2.2.1.4.- Rocas biotíticas.	18
2.2.2.- <u>Granodioritas porfídicas y granitos asociados.</u>	18
2.2.2.1.- Facies Udra.	19
2.2.2.2.- Facies Festiñanzo.	21
2.2.2.3.- Facies Cangas.	23
2.2.2.4.- Granitos asociados y sus relaciones con la gra- nodiorita.	24

2.2.2.4.1.- Adamellitas-granodioritas biotíticas.	27
2.2.2.4.2.- Granitos y leucogranitos de dos micas.	28
2.2.3.- <u>Cortejo filoniano.</u>	30
2.3.- ENCLAVES.	31
2.3.1.- <u>Xenolitos.</u>	33
2.3.2.- <u>Enclaves microgranudos.</u>	35
2.3.3.- <u>Algunas consideraciones sobre los enclaves microgranudos</u>	40
3.- <u>CONTACTOS CON EL ENCAJANTE, EFECTOS TERMICOS DE CONTACTO Y</u> <u>EMPLAZAMIENTO.</u>	43
3.1.- INTRODUCCION.	43
3.2.- ROCAS ENCAJANTES Y RELACIONES DE CONTACTO.	44
3.3.- EFECTOS TERMICOS DE CONTACTO.	47
3.4.- EDAD DE EMPLAZAMIENTO.	48
4.- <u>PETROGRAFIA.</u>	51
4.1.- INTRODUCCION.	51
4.2.- PETROGRAFIA DE LAS GRANODIORITAS-ADAMELLITAS PORFIDICAS. .	51
4.2.1.- <u>Composición y clasificaciones modales.</u>	52
4.2.2.- <u>Textura.</u>	53
4.2.3.- <u>Mineralogía.</u>	54
4.2.4.- <u>Orden de cristalización.</u>	65
4.3.- PETROGRAFIA DE LOS PRECURSORES BIOTITICO-ANFIBOLICOS.	67
4.3.2.- <u>Textura y mineralogía.</u>	68
4.3.3.- <u>Orden de cristalización.</u>	75

4.3.4.- <u>Características petrográficas de las anfibolitas de origen incierto.</u>	76
4.4.- PETROGRAFIA DE LOS PRECURSORES BIOTITICOS.	79
4.4.1.- <u>Composición y clasificaciones modales.</u>	79
4.4.2.- <u>Textura y mineralogía.</u>	80
4.4.3.- <u>Orden de cristalización.</u>	84
4.5.- PETROGRAFIA DE LOS ENCLAVES MICROGRANUDOS.	85
4.5.1.- <u>Composición y clasificación modales.</u>	85
4.5.2.- <u>Textura.</u>	86
4.5.3.- <u>Mineralogía.</u>	87
4.5.4.- <u>Orden de cristalización.</u>	94
4.5.5.- <u>Origen de los enclaves según sus características mineralógico-texturales.</u>	95
5.- <u>ESTRUCTURAS.</u>	98
5.1.- ESTRUCTURAS MAYORES.	98
5.1.1.- <u>Forma del macizo.</u>	98
5.1.2.- <u>Intrusión en el encajante.</u>	98
5.1.3.- <u>Distribución de facies.</u>	99
5.1.4.- <u>Red de diques.</u>	100
5.1.5.- <u>Diaclasas.</u>	101
5.2.- ESTRUCTURAS MAGMATICAS.	102
5.2.1.- <u>Xenocristales.</u>	103
5.2.2.- <u>"Layerings" o bandeados composicionales.</u>	104
5.2.3.- <u>Brechas magmáticas.</u>	105

5.3.- ESTRUCTURAS TECTONICAS.	107
5.3.1.- <u>Introducción</u>	107
5.3.2.- <u>Cizallas</u>	108
5.3.2.1.- <u>Macrotexturas</u>	110
5.3.2.2.- <u>Microtexturas</u>	112
5.3.3.- <u>Fallas</u>	114
6.- <u>CARACTERIZACION GEOQUIMICA</u>	116
6.2.- <u>DIAGRAMAS DE VARIACION</u>	117
6.2.1.- <u>MgO, MnO, Fe₂O₃, TiO₂ y CaO</u>	118
6.2.2.- <u>Elementos alcalinos</u>	120
6.2.3.- <u>Elementos traza</u>	122
6.3.- <u>CARACTERIZACION GEOQUIMICA</u>	124
6.4.- <u>EVOLUCION</u>	124
7.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	126
8.- <u>APENDICE</u>	139

1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.

1.1.- SITUACION

El sector del Macizo de Bayo-Vigo que aquí nos ocupa está situado en la Prov. de Pontevedra, principalmente en la zona costera que proporcionan las Rías de Pontevedra y Vigo, quedando encuadrado casi en su totalidad en los Mapas Geológicos Nacionales Escala 1:50.000 de Pontevedra (185/4-10) y Vigo (223/4-11). Al sur de Vigo se encuentran otros afloramientos de menor entidad aislados del cuerpo principal encuadrados en los Mapas Geológicos Nacionales Escala 1:50.000 de Tuy (261/4-12) y Tomiño (299/4-13).

1.2.- SINONIMOS

- "Neis granítico porfídico, neis granítico de grano homogéneo y granito porfídico". CARLE, W. (1950).
- "Granito porfídico orientado". DENAEYER, M.E. (1952, 1970).
- "Dioritas de Bayo o rocas de diferenciación trondhjemitica". PARGA PONDAL, I. (1956).
- "Granitos y dioritas trondhjemiticas". Mapa petrográfico estructural de Galicia 1:400.000 (1963).
- "Trondhjemitita". Mapa Geológico Nacional de la Prov. de La Coruña 1:200.000 (1964).
- "Granodiorita biotítica de Bayo", GEUL, J.J.C. (1964).
- "Granito biotítico de megacristales (a veces filonitizado)". AVE

LALLEMANT, H.G. (1965).

- "Granodioritas de Bayo". PARGA PONDAL, I y LOPEZ AZCONA, J.M. (1965).
- "Macizo trondhjemítico de Bayo". PARGA PONDAL, I (1966).
- "Granito de megacrístales". FLOOR, P. (1966).
- "Granito con biotita y megacrístales (antiguo), textura orientada".
Carta Geológica del Noroeste de la Península Ibérica. 1:500.000
(1967).
- "Granodioritas precoces con megacrístales en macizos alargados y rocas asociadas". CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970).
- "Granito con biotita y megacrístales, textura orientada". Mapa Geológico del Noroeste de España y Norte de Portugal 1:400.000 (1970).
- "Granodiorita calco-alcalina con megacrístales y biotita-oligoclasa de Bayo-Vigo". FLOOR, P. et. al (1970).
- "Granodiorita con megacrístales". ARPS, C.E.S. (1970).
- "Granito porfídico con biotita y granito con biotita". Mapa Geológico de España Escala 1:200.000 (1971).
- "Granodioritas y adamellitas precoces". CAPDEVILA, R., CORRETGE, L.G. y FLOOR, P. (1973).
- "Granodiorita con megacrístales fuertemente deformada y granito biotítico". BUISKOOD TOXOPEUS, J.M.A. et. al. (1978).
- "Granodioritas precoces". GIL IBARGUCHI, I. (1978, 1982). Mapas.

- LALLEMANT, H.G. (1965).
- "Granodioritas de Bayo". PARGA PONDAL, I y LOPEZ AZCONA, J.M. (1965).
 - "Macizo trondhjemítico de Bayo". PARGA PONDAL, I (1966).
 - "Granito de megacrístales". FLOOR, P. (1966).
 - "Granito con biotita y megacrístales (antiguo), textura orientada".
Carta Geológica del Noroeste de la Península Ibérica. 1:500.000
(1967).
 - "Granodioritas precoces con megacrístales en macizos alargados y rocas asociadas". CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970).
 - "Granito con biotita y megacrístales, textura orientada". Mapa
Geológico del Noroeste de España y Norte de Portugal 1:400.000 (1970).
 - "Granodiorita calco-alcalina con megacrístales y biotita-oligoclasa de
Bayo-Vigo". FLOOR, P. et. al (1970).
 - "Granodiorita con megacrístales". ARPS, C.E.S. (1970).
 - "Granito porfídico con biotita y granito con biotita". Mapa Geológico
de España Escala 1:200.000 (1971).
 - "Granodioritas y adamellitas precoces". CAPDEVILA, R., CORRETGE, L.G. y
FLOOR, P. (1973).
 - "Granodiorita con megacrístales fuertemente deformada y granito biotí-
tico". BUISKOD TOXOPEUS, J.M.A. et. al. (1978).
 - "Granodioritas precoces". GIL IBARGUCHI, I. (1978, 1982). Mapas.

- "Granito calco-alcalino con megacristales, textura orientada". Mapa Geológico de Galicia Occidental 1:100.000 ARPS, et. al. (1979).
- "Granodiorita de Sangenjo". Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000 de Pontevedra (1981).
- "Granodiorita con megacristales feldespáticos". Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000 de Vigo (1981).
- "Granodiorita precoz". Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000 de Tuy (1981).
- "Granodiorita precoz con megacristales". Mapas Geológicos Nacionales Escala 1:50.000 de Noya, Outes, Camariñas (1981).
- "Granodiorita de Bayo". PABLO MACIA, J.G. de (1981).
- "Granodioritas precoces con megacristales". GIL IBARGUCHI, I (1982).
- "Granodioritas precoces". Mapa Geológico del Macizo Hespérico, 1:50.000 (1982).
- "Granodioritas de Cangas de Morrazo-Moaña". CORRETGE, L.G. et. al (1983).
- "Granodiorita y granitos biotíticos precoces (granitoides precoces)". Mapa Geológico 1:200.000 de Santiago de Compostela (1984).
- "Granodiorita precoz de Bueu". Mapa Geológico 1:200.000 de Pontevedra-la Guardia (1985).
- "Macizo granodiorítico de Bayo". IGME (en prensa).

- "Granito calco-alcalino con megacristales, textura orientada". Mapa Geológico de Galicia Occidental 1:100.000 ARPS, et. al. (1979).
- "Granodiorita de Sangenjo". Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000 de Pontevedra (1981).
- "Granodiorita con megacristales feldespáticos". Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000 de Vigo (1981).
- "Granodiorita precoz". Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000 de Tuy (1981).
- "Granodiorita precoz con megacristales". Mapas Geológicos Nacionales Escala 1:50.000 de Noya, Outes, Camariñas (1981).
- "Granodiorita de Bayo". PABLO MACIA, J.G. de (1981).
- "Granodioritas precoces con megacristales". GIL IBARGUCHI, I (1982).
- "Granodioritas precoces". Mapa Geológico del Macizo Hespérico, 1:50.000 (1982).
- "Granodioritas de Cangas de Morrazo-Moaña". CORRETGE, L.G. et. al (1983).
- "Granodiorita y granitos biotíticos precoces (granitoides precoces)". Mapa Geológico 1:200.000 de Santiago de Compostela (1984).
- "Granodiorita precoz de Bueu". Mapa Geológico 1:200.000 de Pontevedra-la Guardia (1985).
- "Macizo granodiorítico de Bayo". IGME (en prensa).

1.3.- NOMBRE

El macizo toma su nombre del pueblo de Bayo (Baio en gallego) situado en la Hoja de Camariñas (68/03-06) (Sector norte del macizo) y de la ciudad de Vigo situada en la Hoja de Vigo (223/04-11).

Esta denominación ya había sido utilizada por FLOOR, P.et.al.(op.cit.) y nos parece la más adecuada ya que si bién el macizo está en la actualidad dividido en dos cuerpos que afloran al N. y S. del plutón postcinemático de Caldas de Reyes, queda englobado dentro de este último como megaenclaves, evidenciando la existencia en origen de un único cuerpo, consideración ya expresada por otros autores como los antes citados. Por este motivo, aunque el sector norte de este macizo no será estudiado en este proyecto, hemos relacionado las diferentes denominaciones adoptadas por los autores que en él han trabajado con el fin de dar una información de conjunto.

1.4.- ANTECEDENTES

Los primeros trabajos sobre el Macizo de Bayo-Vigo, en el sector situado al Sur del Plutón postcinemático de Caldas de Reyes, son los realizados en la década de los sesenta y parte de los setenta por diferentes autores holandeses de la Escuela de Leiden (BUIKHOOD TOXOPEUS, J.M.A., 1972; DE RYK; ESSING, V.; FLOOR, P. op.cit.; HAALBOS, P.E.M, 1973; HENSEN, B.J. 1965; OVERMEEREN, F.A. Van, 1973; VOGEL, W. 1967). De todos ellos únicamente están publicados los trabajos de FLOOR, P. (op. cit.) y una breve sipnosis de BUIKHOOD TOXOPEUS, J.M.A. et.al (op.cit.), aunque existe una recopilación cartográfica a escala 1:100.000 publicada en diferentes mapas que cubren el occidente de Galicia basada en las cartografías realizadas por dichos autores (ARPS, et.al. 1979).

En el año 1971 se publica la Hoja Geológica escala 1:200.000 de Pontevedra-La Guardia y en el año 1981 se publican las Hojas Geológicas Nacionales a escala 1:50.000 de Pontevedra (185/4-10) y Vigo (223/4-11)

1.3.- NOMBRE

El macizo toma su nombre del pueblo de Bayo (Baio en gallego) situado en la Hoja de Camariñas (68/03-06) (Sector norte del macizo) y de la ciudad de Vigo situada en la Hoja de Vigo (223/04-11).

Esta denominación ya había sido utilizada por FLOOR, P.et.al.(op.cit.) y nos parece la más adecuada ya que si bién el macizo está en la actualidad dividido en dos cuerpos que afloran al N. y S. del plutón postcinemático de Caldas de Reyes, queda englobado dentro de este último como megaenclaves, evidenciando la existencia en origen de un único cuerpo, consideración ya expresada por otros autores como los antes citados. Por este motivo, aunque el sector norte de este macizo no será estudiado en este proyecto, hemos relacionado las diferentes denominaciones adoptadas por los autores que en él han trabajado con el fin de dar una información de conjunto.

1.4.- ANTECEDENTES

Los primeros trabajos sobre el Macizo de Bayo-Vigo, en el sector situado al Sur del Plutón postcinemático de Caldas de Reyes, son los realizados en la década de los sesenta y parte de los setenta por diferentes autores holandeses de la Escuela de Leiden (BUIKHOOD TOXOPEUS, J.M.A., 1972; DE RYK; ESSING, V.; FLOOR, P. op.cit.; HAALBOS, P.E.M, 1973; HENSEN, B.J. 1965; OVERMEEREN, F.A. Van, 1973; VOGEL, W. 1967). De todos ellos únicamente están publicados los trabajos de FLOOR, P. (op. cit.) y una breve sipnosis de BUIKHOOD TOXOPEUS, J.M.A. et.al (op.cit.), aunque existe una recopilación cartográfica a escala 1:100.000 publicada en diferentes mapas que cubren el occidente de Galicia basada en las cartografías realizadas por dichos autores (ARPS, et.al. 1979).

En el año 1971 se publica la Hoja Geológica escala 1:200.000 de Pontevedra-La Guardia y en el año 1981 se publican las Hojas Geológicas Nacionales a escala 1:50.000 de Pontevedra (185/4-10) y Vigo (223/4-11)

del Plan Magna del IGME que cubren practicamente toda esta parte del macizo.

Posteriormente, GALLASTEGUI, G. (1983) estudia un pequeño sector de la Ría de Vigo centrándose fundamentalmente en el estudio de las rocas biotítico-anfibólicas y enclaves microgranudos englobados en la granodiorita (GALLASTEGUI, et.al. 1983 a y b; CORRETGE, et. al. op.cit., y 1984).

En el año 1985 se publicó la Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Pontevedra-La Guardia (16/26) del IGME. (Nueva Serie).

Además de estos trabajos más específicos sobre la granodiorita de Bayo-Vigo en su sector sur, existen numerosos trabajos y mapas geológicos de índole regional así como diferentes ensayos de clasificación y correlación, que por su interés ya han sido relacionados en el apartado 1.2.

del Plan Magna del IGME que cubren practicamente toda esta parte del macizo.

Posteriormente, GALLASTEGUI, G. (1983) estudia un pequeño sector de la Ría de Vigo centrándose fundamentalmente en el estudio de las rocas biotítico-anfibólicas y enclaves microgranudos englobados en la granodiorita (GALLASTEGUI, et.al. 1983 a y b; CORRETGE, et. al. op.cit., y 1984).

En el año 1985 se publicó la Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Pontevedra-La Guardia (16/26) del IGME. (Nueva Serie).

Además de estos trabajos más específicos sobre la granodiorita de Bayo-Vigo en su sector sur, existen numerosos trabajos y mapas geológicos de índole regional así como diferentes ensayos de clasificación y correlación, que por su interés ya han sido relacionados en el apartado 1.2.

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA

2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERES GENERALES

El macizo de Bayo-Vigo es un plutón de morfología muy alargada constituyendo una estrecha faja más o menos perpendicular a la disposición de las rías bajas gallegas. Mantiene una dirección en la mayor parte de su recorrido NNW-SSE perfectamente concordante con la dirección de las estructuras hercínicas en el SW de Galicia; en el sector más septentrional (al norte del plutón postcinemático de Caldas de Reyes) la dirección varía a NNE-SSW, giro que experimentan asimismo las estructuras hercínicas en ese área. Su longitud es superior a los 100 km extendiéndose desde Baio (Hoja 1:50.000 de Camariñas) hasta las proximidades de la frontera con Portugal (Hoja 1:50.000 de Tomiño). En el área que aquí nos ocupa mantiene una anchura media de 4 a 6 km aunque en la Península de Morrazo y en la margen sur de la ría de Vigo (Hoja 1:50.000 de Vigo) llega a alcanzar los 10 km considerando los diferentes cuerpos de menor entidad que constituyen megaenclaves en los granitos alcalinos intrusivos en el cuerpo granodiorítico. Al norte del plutón de Caldas de Reyes la anchura media es de 5 km pero en ocasiones no supera algunos cientos de metros. La superficie ocupada en el área estudiada en este proyecto es de aproximadamente 85 km^2 y la totalidad del plutón ocupa unos 175 km^2 - 180 km^2 .

Desde un punto de vista geomorfológico la granodiorita de Bayo-Vigo se caracteriza por un relieve poco acentuado. A excepción de la zona de la Península de Morrazo (entre las rías de Pontevedra y Vigo) situada al E del eje Cangas de Morrazo-Bueu en la que se superan los 300 m. de altitud, buena parte del área ocupada por la granodiorita presenta altitudes inferiores a los 100 m. como es el caso de toda la zona al sur de la ría de Vigo y la situada entre la ría de Pontevedra y el contacto con el granito de Caldas de Reyes. Son, en resumen, zonas muy bajas con

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA

2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERES GENERALES

El macizo de Bayo-Vigo es un plutón de morfología muy alargada constituyendo una estrecha faja más o menos perpendicular a la disposición de las rías bajas gallegas. Mantiene una dirección en la mayor parte de su recorrido NNW-SSE perfectamente concordante con la dirección de las estructuras hercínicas en el SW de Galicia; en el sector más septentrional (al norte del plutón postcinemático de Caldas de Reyes) la dirección varía a NNE-SSW, giro que experimentan asimismo las estructuras hercínicas en ese área. Su longitud es superior a los 100 km extendiéndose desde Baio (Hoja 1:50.000 de Camariñas) hasta las proximidades de la frontera con Portugal (Hoja 1:50.000 de Tomiño). En el área que aquí nos ocupa mantiene una anchura media de 4 a 6 km aunque en la Península de Morrazo y en la margen sur de la ría de Vigo (Hoja 1:50.000 de Vigo) llega a alcanzar los 10 km considerando los diferentes cuerpos de menor entidad que constituyen megaenclaves en los granitos alcalinos intrusivos en el cuerpo granodiorítico. Al norte del plutón de Caldas de Reyes la anchura media es de 5 km pero en ocasiones no supera algunos cientos de metros. La superficie ocupada en el área estudiada en este proyecto es de aproximadamente 85 km^2 y la totalidad del plutón ocupa unos 175 km^2 - 180 km^2 .

Desde un punto de vista geomorfológico la granodiorita de Bayo-Vigo se caracteriza por un relieve poco acentuado. A excepción de la zona de la Península de Morrazo (entre las rías de Pontevedra y Vigo) situada al E del eje Cangas de Morrazo-Bueu en la que se superan los 300 m. de altitud, buena parte del área ocupada por la granodiorita presenta altitudes inferiores a los 100 m. como es el caso de toda la zona al sur de la ría de Vigo y la situada entre la ría de Pontevedra y el contacto con el granito de Caldas de Reyes. Son, en resumen, zonas muy bajas con

abundantes depósitos cuaternarios (depósitos detríticos coluvio-eluviales, sedimentos de marisma y de plataforma intermareal., conos de deyección y dunas) explotadas fundamentalmente para fines agrícolas. Las áreas más elevadas de la región, con altitudes entre 300 y 500 m. suelen corresponder a zonas donde afloran diferentes tipos de granitos y leucogranitos de dos micas. Por último, de las escasas zonas donde la granodiorita da relieves más elevados como es la antes citada al E de Bueu-Cangas está ocupada por extensos bosques en los que tampoco se encuentran buenos afloramientos.

La alteración de la granodiorita es en forma de bolos métricos cuyo tamaño y morfología varía en función del tamaño de grano, diaclasado y de la intensidad de la deformación. Raramente forman peñascales, siendo más frecuente que aparezcan aislados en el terreno y en ocasiones de forma muy esporádica; el único peñascal observado es el del Cabo Udra, al W de Bueu. Los precursores básicos de la granodiorita se presentan también en bolos que suelen mostrar escamación en "Cebolla".

El grado de alteración de la granodiorita y de algunas de las facies más básicas como las tonalitas biotíticas es bastante intenso y generalizado a ras de suelo, aunque cuando existen afloramientos artificiales puede observarse que en ocasiones las rocas están frescas a escasa profundidad. Un buen indicador de la alteración que sufre este plutón granodiorítico es la ausencia de labores de cantera en toda la zona ocupada por él; antiguamente ha existido alguna pequeña cantera, ya abandonada en la actualidad, ubicada en los precursores básicos anfibólicos para su explotación como piedra de sillería, llegando en ocasiones a su extracción total.

Litológicamente se caracteriza por una gran heterogeneidad, no sólo a nivel de macizo sino también a escala de afloramiento. Esta heterogeneidad es debida a:

abundantes depósitos cuaternarios (depósitos detríticos coluvio-eluviales, sedimentos de marisma y de plataforma intermareal., conos de deyección y dunas) explotadas fundamentalmente para fines agrícolas. Las áreas más elevadas de la región, con altitudes entre 300 y 500 m. suelen corresponder a zonas donde afloran diferentes tipos de granitos y leucogranitos de dos micas. Por último, de las escasas zonas donde la granodiorita da relieves más elevados como es la antes citada al E de Bueu-Cangas está ocupada por extensos bosques en los que tampoco se encuentran buenos afloramientos.

La alteración de la granodiorita es en forma de bolos métricos cuyo tamaño y morfología varía en función del tamaño de grano, diaclasado y de la intensidad de la deformación. Raramente forman peñascales, siendo más frecuente que aparezcan aislados en el terreno y en ocasiones de forma muy esporádica; el único peñascal observado es el del Cabo Udra, al W de Bueu. Los precursores básicos de la granodiorita se presentan también en bolos que suelen mostrar escamación en "Cebolla".

El grado de alteración de la granodiorita y de algunas de las facies más básicas como las tonalitas biotíticas es bastante intenso y generalizado a ras de suelo, aunque cuando existen afloramientos artificiales puede observarse que en ocasiones las rocas están frescas a escasa profundidad. Un buen indicador de la alteración que sufre este plutón granodiorítico es la ausencia de labores de cantera en toda la zona ocupada por él; antiguamente ha existido alguna pequeña cantera, ya abandonada en la actualidad, ubicada en los precursores básicos anfibólicos para su explotación como piedra de sillería, llegando en ocasiones a su extracción total.

Litológicamente se caracteriza por una gran heterogeneidad, no sólo a nivel de macizo sino también a escala de afloramiento. Esta heterogeneidad es debida a:

- Presencia de rocas de naturaleza intermedia-básica, biotíticas y biotítico-anfibólicas, que muestran un amplio espectro de variación en relación a su aspecto macroscópico, modo de afloramiento y grado de hibridación o contaminación con el magma granodiorítico. Todas estas rocas, a excepción de las que constituyen pequeños enclaves microgranudos que corresponden mayoritariamente a tonalitas y microgranodioritas biotíticas y cuya presencia es más o menos generalizada en todo el macizo, están localizadas en zonas próximas al contacto E del mismo.

- Existencia de varias facies de granodioritas porfídicas de las que se han podido distinguir tres grupos principales, aunque son frecuentes términos intermedios o transicionales que pueden llegar a plantear problemas a la hora de ser integrados en una facies u otra. A estos tránsitos entre facies hay que añadir las variaciones que experimenta cada facies en particular debidas en gran medida a la propia dinámica magmática. Debemos señalar también que algunas de las facies porfídicas aparecen relacionadas con granitos biotíticos (I moscovita) leucocráticos que parecen corresponder a facies más evolucionadas y diferenciadas de la granodiorita, con la que pueden mostrar contactos intrusivos o transicionales.

- Por zonas, como la de Sangenjo y Vigo, engloba numerosos xenolitos del encajante de dimensiones decamétricas a kilométricas pudiendo llegar a ser tan abundantes que en áreas de algunos kilómetros se encuentran repetidas alternancias de granodioritas y xenolitos de naturaleza y composición variable que complican en gran medida el esquema cartográfico.

- Numerosas inyecciones de granitos de dos micas que muestran una gran variación en cuanto al contenido de biotita y moscovita pasando desde tipos fundamentalmente biotíticos a otros donde predomina la moscovita e incluso variedades holomoscovíticas, mostrando además notables diferencias en el tamaño de grano e incluso algunos de ellos un débil carácter porfídico. Por zonas son también abundantes pegmatitas, aplitas y

- Presencia de rocas de naturaleza intermedia-básica, biotíticas y biotítico-anfibólicas, que muestran un amplio espectro de variación en relación a su aspecto macroscópico, modo de afloramiento y grado de hibridación o contaminación con el magma granodiorítico. Todas estas rocas, a excepción de las que constituyen pequeños enclaves microgranudos que corresponden mayoritariamente a tonalitas y microgranodioritas biotíticas y cuya presencia es más o menos generalizada en todo el macizo, están localizadas en zonas próximas al contacto E del mismo.

- Existencia de varias facies de granodioritas porfídicas de las que se han podido distinguir tres grupos principales, aunque son frecuentes términos intermedios o transicionales que pueden llegar a plantear problemas a la hora de ser integrados en una facies u otra. A estos tránsitos entre facies hay que añadir las variaciones que experimenta cada facies en particular debidas en gran medida a la propia dinámica magmática. Debemos señalar también que algunas de las facies porfídicas aparecen relacionadas con granitos biotíticos (I moscovita) leucocráticos que parecen corresponder a facies más evolucionadas y diferenciadas de la granodiorita, con la que pueden mostrar contactos intrusivos o transicionales.

- Por zonas, como la de Sangenjo y Vigo, engloba numerosos xenolitos del encajante de dimensiones decamétricas a kilométricas pudiendo llegar a ser tan abundantes que en áreas de algunos kilómetros se encuentran repetidas alternancias de granodioritas y xenolitos de naturaleza y composición variable que complican en gran medida el esquema cartográfico.

- Numerosas inyecciones de granitos de dos micas que muestran una gran variación en cuanto al contenido de biotita y moscovita pasando desde tipos fundamentalmente biotíticos a otros donde predomina la moscovita e incluso variedades holomoscovíticas, mostrando además notables diferencias en el tamaño de grano e incluso algunos de ellos un débil carácter porfídico. Por zonas son también abundantes pegmatitas, aplitas y

aplopegmatitas. Como en el caso anterior, en algunos sectores estas inyecciones graníticas son tan frecuentes que dan lugar a bandas alternantes con la granodiorita apareciendo ésta en afloramientos discontinuos que generalmente siguen la dirección general del macizo, pudiendo llegar a estar muy asimiladas por dichos granitos. Algunas de estas facies graníticas plantean también serios problemas a la hora de su asignación como pertenecientes a la serie de granitos y leucogranitos de dos micas o a diferenciados más ácidos de las granodioritas.

Esta variedad de rocas presentes, unido a las características geomorfológicas de la zona dan buena idea de la complejidad cartográfica. Como bien expresa FLOOR, P (op.cit.) en su Tesis Doctoral, el número de xenolitos presentes puede ser tal que en algunas zonas no suelen observarse afloramientos simples; esto, unido a la falta de buenos afloramientos y a la posterior intrusión de varios tipos de granitos de dos micas hace que, según este autor y el IGME (en prensa), resulte difícil una reproducción de la realidad cartográfica en este macizo. De todas formas en nuestro caso hemos de decir que la disposición de las rías de Pontevedra y Vigo, más o menos perpendicular a la dirección mayor de este plutón ofrece cuatro magníficos cortes que permiten una buena observación de la evolución de este cuerpo tanto en dirección E-W como N-S.

Por último, todas las rocas del área muestran una deformación heterogénea por cizalla existiendo zonas donde es muy débil y otras donde su intensidad llega a dar lugar a niveles o bandas miloníticas, siendo otro factor que contribuye en muchos casos a modificar o borrar las características originales de las diferentes tipologías graníticas dificultando asimismo su caracterización.

aplopegmatitas. Como en el caso anterior, en algunos sectores estas inyecciones graníticas son tan frecuentes que dan lugar a bandas alternantes con la granodiorita apareciendo ésta en afloramientos discontinuos que generalmente siguen la dirección general del macizo, pudiendo llegar a estar muy asimiladas por dichos granitos. Algunas de estas facies graníticas plantean también serios problemas a la hora de su asignación como pertenecientes a la serie de granitos y leucogranitos de dos micas o a diferenciados más ácidos de las granodioritas.

Esta variedad de rocas presentes, unido a las características geomorfológicas de la zona dan buena idea de la complejidad cartográfica. Como bien expresa FLOOR, P (op.cit.) en su Tesis Doctoral, el número de xenolitos presentes puede ser tal que en algunas zonas no suelen observarse afloramientos simples; esto, unido a la falta de buenos afloramientos y a la posterior intrusión de varios tipos de granitos de dos micas hace que, según este autor y el IGME (en prensa), resulte difícil una reproducción de la realidad cartográfica en este macizo. De todas formas en nuestro caso hemos de decir que la disposición de las rías de Pontevedra y Vigo, más o menos perpendicular a la dirección mayor de este plutón ofrece cuatro magníficos cortes que permiten una buena observación de la evolución de este cuerpo tanto en dirección E-W como N-S.

Por último, todas las rocas del área muestran una deformación heterogénea por cizalla existiendo zonas donde es muy débil y otras donde su intensidad llega a dar lugar a niveles o bandas miloníticas, siendo otro factor que contribuye en muchos casos a modificar o borrar las características originales de las diferentes tipologías graníticas dificultando asimismo su caracterización.

2.2.- CARACTERISTICAS LITOLOGICAS

2.2.1.- Precursores básicos

Aunque hemos conservado la denominación clásica de precursores básicos precisaremos que una buena parte de las rocas precursoras de la granodiorita de Bayo-Vigo corresponden a rocas de naturaleza o quimismo intermedio. Por otra parte, aunque a nivel de macizo constituyen en muchos casos megaenclaves, algunas de estas rocas muestran otros tipos de relaciones con la granodiorita encajante por lo que hemos decidido describirlas dentro de las facies principales y no en el capítulo de enclaves en el que nos ocuparemos de los enclaves microgranudos de pequeño tamaño y los xenolitos del encajante.

2.2.1.1.- Disposición y relaciones de contacto con la granodiorita

Salvo los enclaves microgranudos que tienen una representación bastante generalizada en todo el macizo, este grupo de rocas aparecen restringidas a la parte más oriental en afloramientos discontinuos constituyendo en muchos casos megaenclaves con formas elípticas cuyos ejes mayores siguen una dirección concordante con la dirección general del cuerpo granodiorítico, es decir de NNW-SSE a N-S, como bandeados ("layerings") composicionales con la granodiorita, de la misma dirección, o como acumulaciones de enclaves que describiremos en el capítulo de enclaves microgranudos. Los megaenclaves corresponden siempre a rocas biotítico-anfibólicas, mientras que en los bandeados o "layerings" aunque están presentes rocas biotítico-anfibólicas, predominan las rocas biotíticas de composición intermedia-ácida.

En cuanto a los contactos con la granodiorita, en el sector de Bayo ARPS (op.cit.) describe contactos graduales con la granodiorita; AVE LALLEMANT (op.cit.) da para estas rocas composiciones variables entre dioritas hornbléndicas a granodioritas biotíticas y según el IGME (en

2.2.- CARACTERISTICAS LITOLOGICAS

2.2.1.- Precursores básicos

Aunque hemos conservado la denominación clásica de precursores básicos precisaremos que una buena parte de las rocas precursoras de la granodiorita de Bayo-Vigo corresponden a rocas de naturaleza o quimismo intermedio. Por otra parte, aunque a nivel de macizo constituyen en muchos casos megaenclaves, algunas de estas rocas muestran otros tipos de relaciones con la granodiorita encajante por lo que hemos decidido describirlas dentro de las facies principales y no en el capítulo de enclaves en el que nos ocuparemos de los enclaves microgranudos de pequeño tamaño y los xenolitos del encajante.

2.2.1.1.- Disposición y relaciones de contacto con la granodiorita

Salvo los enclaves microgranudos que tienen una representación bastante generalizada en todo el macizo, este grupo de rocas aparecen restringidas a la parte más oriental en afloramientos discontinuos constituyendo en muchos casos megaenclaves con formas elípticas cuyos ejes mayores siguen una dirección concordante con la dirección general del cuerpo granodiorítico, es decir de NNW-SSE a N-S, como bandeados ("layerings") composicionales con la granodiorita, de la misma dirección, o como acumulaciones de enclaves que describiremos en el capítulo de enclaves microgranudos. Los megaenclaves corresponden siempre a rocas biotítico-anfibólicas, mientras que en los bandeados o "layerings" aunque están presentes rocas biotítico-anfibólicas, predominan las rocas biotíticas de composición intermedia-ácida.

En cuanto a los contactos con la granodiorita, en el sector de Bayo ARPS (op.cit.) describe contactos graduales con la granodiorita; AVE LALLEMANT (op.cit.) da para estas rocas composiciones variables entre dioritas hornbléndicas a granodioritas biotíticas y según el IGME (en

prensa) en este mismo sector septentrional de Bayo existen términos transicionales entre la facies normal de megacrístales y los precursores básicos debido quizás a procesos de asimilación y/o hibridación. Procesos de contaminación e hibridación fueron asimismo propuestos por GALLASTEGUI (op.cit.) y CORRETGE, et. al (op.cit.) en el sector norte de la ría de Vigo.

Las relaciones de contacto son difíciles de observar en el caso de los megaenclaves biotítico-anfibólicos ya que el caso más frecuente es que aparezcan como bolos, a veces de grandes dimensiones, dispersos en el terreno mostrando una escamación típica en "cebolla". Al E. de Cangas de Morrazo, en la Punta Niño do Corvo, puede observarse uno de estos contactos manteniendo una dirección $N10^{\circ}W/75^{\circ}E$; es un contacto aparentemente neto, pero en sus proximidades existe una mezcla de facies adquiriendo las rocas básicas un color más claro y llegando a destacar en ella cristales feldespáticos no existentes a más distancia del contacto (GALLASTEGUI, op.cit; GALLASTEGUI et. al., op.cit). Según estos autores la composición modal de la roca varía de cuarzogabrodiorítica con ligera tendencia monzonítica, a la de una granodiorita melanocrática cerca del contacto; este cambio es debido a un aumento significativo de feldespato potásico desde proporciones accesorias a un 11%, y existe además una disminución en el contenido de los félicos de un 50% a un 30% provocada por una notable pérdida de anfíbol cerca del contacto.

De todas formas, en las proximidades de la Punta Niño do Corvo, las rocas básicas están atravesadas por una red de diques o venas de dirección y espesor variable, claramente intrusivas. En algunos casos el magma ácido forma una red densa de venillas irregulares quedando la roca básica fragmentada o brechificada en porciones irregulares dentro del material granítico originándose así morfologías agmatíticas de BROWN (1973), o brechas estáticas frágiles según la clasificación de brechas magmáticas de ANDRE (1979). Es posible entonces que aunque existan procesos de contaminación en las proximidades de los contactos, en otros

prensa) en este mismo sector septentrional de Bayo existen términos transicionales entre la facies normal de megacrístales y los precursores básicos debido quizás a procesos de asimilación y/o hibridación. Procesos de contaminación e hibridación fueron asimismo propuestos por GALLASTEGUI (op.cit.) y CORRETGE, et. al (op.cit.) en el sector norte de la ría de Vigo.

Las relaciones de contacto son difíciles de observar en el caso de los megaenclaves biotítico-anfibólicos ya que el caso más frecuente es que aparezcan como bolos, a veces de grandes dimensiones, dispersos en el terreno mostrando una escamación típica en "cebolla". Al E. de Cangas de Morrazo, en la Punta Niño do Corvo, puede observarse uno de estos contactos manteniendo una dirección $N10^{\circ}W/75^{\circ}E$; es un contacto aparentemente neto, pero en sus proximidades existe una mezcla de facies adquiriendo las rocas básicas un color más claro y llegando a destacar en ella cristales feldespáticos no existentes a más distancia del contacto (GALLASTEGUI, op.cit; GALLASTEGUI et. al., op.cit). Según estos autores la composición modal de la roca varía de cuarzogabrodiorítica con ligera tendencia monzonítica, a la de una granodiorita melanocrática cerca del contacto; este cambio es debido a un aumento significativo de feldespato potásico desde proporciones accesorias a un 11%, y existe además una disminución en el contenido de los fémcicos de un 50% a un 30% provocada por una notable pérdida de anfíbol cerca del contacto.

De todas formas, en las proximidades de la Punta Niño do Corvo, las rocas básicas están atravesadas por una red de diques o venas de dirección y espesor variable, claramente intrusivas. En algunos casos el magma ácido forma una red densa de venillas irregulares quedando la roca básica fragmentada o brechificada en porciones irregulares dentro del material granítico originándose así morfologías agmatíticas de BROWN (1973), o brechas estáticas frágiles según la clasificación de brechas magmáticas de ANDRE (1979). Es posible entonces que aunque existan procesos de contaminación en las proximidades de los contactos, en otros

casos, que quizás correspondan a estadios más avanzados y mayor grado de consolidación de las rocas básicas, las relaciones pasan a ser claramente intrusivas. También hay que decir que dejando al margen los efectos de mezcla más o menos localizados en las proximidades de los contactos con la granodiorita encajante estas rocas biotítico-anfibólicas muestran una composición bastante variable y algunas variedades presentan características claras de rocas híbridas por lo que habría que pensar en la existencia de procesos de mezclas magmáticas en profundidad de mayor entidad, de los que puede ser un buen ejemplo el desarrollo de bandeados composicionales.

Estos bandeados magmáticos o primarios se localizan en la costa, a ambos lados de la ría de Pontevedra, concretamente al E. de Bueu y en la península de Festiñanzo, al E. de Sangenjo. En ambos casos se encuentran tres bandeados alternantes con la facies de granodioritas porfídicas denominada facies festiñanzo, asociados a las zonas donde afloran los megaenclaves de rocas biotítico-anfibólicas. En la península de Festiñanzo sólo han sido representados dos de los bandeados en el mapa geológico debido a la escala adoptada en este proyecto, encontrándose el tercero entre los dos representados en la cartografía, concretamente en un entrante de la costa entre la Punta Meilan y la Punta Festiñanzo. Mas al sur, en la zona de Cangas de Morrazo-Moaña, dentro de la facies Cangas ya no se encuentran estos bandeados bien desarrollados, aunque al norte de Moaña en zonas de interior en las que existen malos afloramientos y las rocas están muy alteradas, parecen predominar rocas de tipo microgranodiorítico. En la costa, ligados espacialmente a los megaenclaves biotítico-anfibólicos se encuentran diferentes enjambres de enclaves constituidos por rocas biotíticas de composición principalmente tonalítica y microgranodiorítica.

Se caracterizan por la presencia de niveles de cuarzodioritas-tonalíticas-microgranodioritas biotíticas, rocas biotítico-anfibólicas y anfibolitas de origen aún incierto alternando con niveles de granodiori-

casos, que quizás correspondan a estadios más avanzados y mayor grado de consolidación de las rocas básicas, las relaciones pasan a ser claramente intrusivas. También hay que decir que dejando al margen los efectos de mezcla más o menos localizados en las proximidades de los contactos con la granodiorita encajante estas rocas biotítico-anfibólicas muestran una composición bastante variable y algunas variedades presentan características claras de rocas híbridas por lo que habría que pensar en la existencia de procesos de mezclas magmáticas en profundidad de mayor entidad, de los que puede ser un buen ejemplo el desarrollo de bandeados composicionales.

Estos bandeados magmáticos o primarios se localizan en la costa, a ambos lados de la ría de Pontevedra, concretamente al E. de Bueu y en la península de Festiñanzo, al E. de Sangenjo. En ambos casos se encuentran tres bandeados alternantes con la facies de granodioritas porfídicas denominada facies festiñanzo, asociados a las zonas donde afloran los megaenclaves de rocas biotítico-anfibólicas. En la península de Festiñanzo sólo han sido representados dos de los bandeados en el mapa geológico debido a la escala adoptada en este proyecto, encontrándose el tercero entre los dos representados en la cartografía, concretamente en un entrante de la costa entre la Punta Meilan y la Punta Festiñanzo. Mas al sur, en la zona de Cangas de Morrazo-Moaña, dentro de la facies Cangas ya no se encuentran estos bandeados bien desarrollados, aunque al norte de Moaña en zonas de interior en las que existen malos afloramientos y las rocas están muy alteradas, parecen predominar rocas de tipo microgranodiorítico. En la costa, ligados espacialmente a los megaenclaves biotítico-anfibólicos se encuentran diferentes enjambres de enclaves constituidos por rocas biotíticas de composición principalmente tonalítica y microgranodiorítica.

Se caracterizan por la presencia de niveles de cuarzodioritas-tonalíticas-microgranodioritas biotíticas, rocas biotítico-anfibólicas y anfibolitas de origen aún incierto alternando con niveles de granodiori-

ta porfídica y rocas más ácidas de tipo granítico, además de venas y diques de tendencia pegmatoide paralelos u oblicuos a los bandeados. El espesor de las bandas o niveles de diferente composición es muy variable, pudiendo tener desde escasos centímetros a espesores métricos. La orientación de estos bandeados sigue una dirección más o menos N-S y subverticales o con fuertes buzamientos al W y al E. Todas las rocas presentes en ellos muestran una deformación bastante intensa de la que nos ocuparemos en el capítulo correspondiente, sólo adelantaremos que los planos de cizalla que afectan tanto a los bandeados como a las granodioritas suelen ser oblicuos a los contactos entre las diferentes bandas.

Los contactos entre los niveles de diferente naturaleza pueden ser muy netos, existiendo una delimitación muy clara entre ellos, o bien ser difusos y presentar diferentes grados de mezcla. En este último caso, los precursores biotíticos, ya que los biotítico-anfibólicos parecen estar más individualizados, pueden contener cristales feldespáticos aislados de mayor tamaño o bien estar interpenetrados por finos lechos granodioríticos difusos y muchas veces abudizados; en casos más extremos de mezcla se llega a una mayor homogeneización siendo más esporádicos los niveles constituidos por una única litología. Los contactos con los niveles graníticos más ácidos y los de tendencia pegmatoide son netos.

En algunos casos, estos afloramientos presentan una mayor complejidad debido a la presencia de xenolitos (que como en el resto del macizo siguen una dirección concordante con los bandeados) como metagrauvascas, que cuando no están plegadas pueden ser difíciles de distinguir en el campo de las microgranodioritas, ortoneises leucocráticos biotíticos con foliación planar a veces plegada o planolinear y paranfibolitas generalmente plegadas y alteradas. Estos bandeados composicionales representan según SPARK y MARSHALL (1986) uno de los tres tipos de fenómenos de mezcla incompleta de magmas reconocidos en rocas volcánicas, correspondiendo

ta porfídica y rocas más ácidas de tipo granítico, además de venas y diques de tendencia pegmatoide paralelos u oblicuos a los bandeados. El espesor de las bandas o niveles de diferente composición es muy variable, pudiendo tener desde escasos centímetros a espesores métricos. La orientación de estos bandeados sigue una dirección más o menos N-S y subverticales o con fuertes buzamientos al W y al E. Todas las rocas presentes en ellos muestran una deformación bastante intensa de la que nos ocuparemos en el capítulo correspondiente, sólo adelantaremos que los planos de cizalla que afectan tanto a los bandeados como a las granodioritas suelen ser oblicuos a los contactos entre las diferentes bandas.

Los contactos entre los niveles de diferente naturaleza pueden ser muy netos, existiendo una delimitación muy clara entre ellos, o bien ser difusos y presentar diferentes grados de mezcla. En este último caso, los precursores biotíticos, ya que los biotítico-anfibólicos parecen estar más individualizados, pueden contener cristales feldespáticos aislados de mayor tamaño o bien estar interpenetrados por finos lechos granodioríticos difusos y muchas veces abudinados; en casos más extremos de mezcla se llega a una mayor homogeneización siendo más esporádicos los niveles constituidos por una única litología. Los contactos con los niveles graníticos más ácidos y los de tendencia pegmatoide son netos.

En algunos casos, estos afloramientos presentan una mayor complejidad debido a la presencia de xenolitos (que como en el resto del macizo siguen una dirección concordante con los bandeados) como metagrauvascas, que cuando no están plegadas pueden ser difíciles de distinguir en el campo de las microgranodioritas, ortoneises leucocráticos biotíticos con foliación planar a veces plegada o planolinear y paranfibolitas generalmente plegadas y alteradas. Estos bandeados composicionales representan según SPARK y MARSHALL (1986) uno de los tres tipos de fenómenos de mezcla incompleta de magmas reconocidos en rocas volcánicas, correspondiendo

los otros dos a la presencia de enclaves máficos tipo "pillow" y de composiciones máficas con características híbridas.

2.2.1.2.- Rocas biotítico-anfibolíticas.

Constituyen siempre megaenclaves o niveles bandeados no apareciendo nunca como enclaves microgranudos de pequeño tamaño. Pueden ser de color verde muy oscuro casi negras a gris verdoso y muestran un aspecto y composición variables, responsables del cambio de color de la roca. La composición varía de cuarzogabrodiorítica, algunas de ellas con afinidades monzoníticas a tonalítica y melanogranodiorítica.

Según sus características macroscópicas se pueden distinguir las siguientes variedades.

Tipo "Ala de Mosca". Están muy bien representadas al E. de Bueu, en el interior (Antepazo y Beloso) y en menor volumen en la costa (Punta Corveiro). Suelen ser las de mayor tamaño de grano mostrando una mesostasis de grano medio-grueso en la que destacan agregados de anfíbol y biotita entre los que se sitúa un porcentaje variable de fracción leucócrata. De la mesostasis destacan además en tamaño cristales individuales de biotita que llegan a alcanzar 1 cm. y son los que le confieren un aspecto en "ala de Mosca". En el sector de Bayo, ARPS (op.cit), cita una variedad en la que las biotitas de hábito alargado y disposición entrecruzada llegan a alcanzar 5 cm; este carácter puede quedar parcialmente enmascarado cuando la roca está muy deformada. Una característica a destacar es la presencia de esfena a veces esquelética (I anfíbol) alrededor de los cuales queda una zona blanquecina desprovista de fémicos.

Este tipo de rocas son las que muestran una composición más variable, desde términos ricos en fémicos con feldespato K intersticial, a otros en los que los fémicos son más accesorios y predomina una fracción

los otros dos a la presencia de enclaves máficos tipo "pillow" y de composiciones máficas con características híbridas.

2.2.1.2.- Rocas biotítico-anfibolíticas.

Constituyen siempre megaenclaves o niveles bandeados no apareciendo nunca como enclaves microgranudos de pequeño tamaño. Pueden ser de color verde muy oscuro casi negras a gris verdoso y muestran un aspecto y composición variables, responsables del cambio de color de la roca. La composición varía de cuarzogabrodiorítica, algunas de ellas con afinidades monzoníticas a tonalítica y melanogranodiorítica.

Según sus características macroscópicas se pueden distinguir las siguientes variedades.

Tipo "Ala de Mosca". Están muy bien representadas al E. de Bueu, en el interior (Antepazo y Beloso) y en menor volumen en la costa (Punta Corveiro). Suelen ser las de mayor tamaño de grano mostrando una mesostasis de grano medio-grueso en la que destacan agregados de anfíbol y biotita entre los que se sitúa un porcentaje variable de fracción leucócrata. De la mesostasis destacan además en tamaño cristales individuales de biotita que llegan a alcanzar 1 cm. y son los que le confieren un aspecto en "ala de Mosca". En el sector de Bayo, ARPS (op.cit), cita una variedad en la que las biotitas de hábito alargado y disposición entrecruzada llegan a alcanzar 5 cm; este carácter puede quedar parcialmente enmascarado cuando la roca está muy deformada. Una característica a destacar es la presencia de esfena a veces esquelética (I anfíbol) alrededor de los cuales queda una zona blanquecina desprovista de fémicos.

Este tipo de rocas son las que muestran una composición más variable, desde términos ricos en fémicos con feldespato K intersticial, a otros en los que los fémicos son más accesorios y predomina una fracción

leucócrata bastante rica en feldespato K, pasando en este caso a composiciones granodioríticas más o menos melanocráticas, pudiendo corresponder a términos híbridos o mezcla.

Asociado a este tipo se encuentra una variedad de grano fino-medio y tendencia equigranular en la que únicamente destacan ligeramente en tamaño plagioclasas de 2-3 mm. con un núcleo muy oscurecido debido a pequeñas y abundantes inclusiones de anfíbol y biotita y una zona externa desprovista de inclusiones. Esporádicamente también se observan pequeños agregados de anfíbol-biotita rodeados de coronas leucocráticas.

Tipo gabroide. Este tipo está muy bien representado al E. de Cangas de Morrazo. Tienen un aspecto graboide cuando están poco deformadas, perdiéndose según aumenta la intensidad de deformación. Tanto modal como geoquímicamente constituyen los términos más básicos de todos los precursores observados. Son las que en general muestran mayores contenidos en anfíbol y un color más oscuro así como las más homogéneas. El tamaño de grano suele ser medio, aunque esporádicamente puede haber un ligero aumento en el tamaño de grano de la mesostasis adquiriendo incluso un débil aspecto "ala de mosca". Puede desarrollar asimismo pequeñas zonas pegmatoides en las que los fémicos alcanzan tamaños próximos a 1 cm. De todas formas lo normal es que sean equigranulares, formando biotita y anfíbol agregados uniformemente distribuidos en la roca y con tamaños próximos a la fracción leucócrata. Un mineral accesorio muy abundante y que suele destacar a simple vista es la esfena, mostrando también en ocasiones coronas leucócratas a su alrededor.

De forma aislada, aunque con bastante frecuencia, destacan en la roca agregados de cuarzo de 0,5 a 2 cm de longitud rodeados por coronas de anfíbol, con formas elípticas más o menos pronunciadas según la deformación de la roca. Según DIDIER (1973), APARICIO et.al. (1975), VERNON (1983), GALLASTEGUI (op.cit), GALLASTEGUI et. al. (op.cit.), SPARKS y MARSHALL (op.cit.) se trataría de xenocristales cuya presencia

leucócrata bastante rica en feldespato K, pasando en este caso a composiciones granodioríticas más o menos melanocráticas, pudiendo corresponder a términos híbridos o mezcla.

Asociado a este tipo se encuentra una variedad de grano fino-medio y tendencia equigranular en la que únicamente destacan ligeramente en tamaño plagioclasas de 2-3 mm. con un núcleo muy oscurecido debido a pequeñas y abundantes inclusiones de anfíbol y biotita y una zona externa desprovista de inclusiones. Esporádicamente también se observan pequeños agregados de anfíbol-biotita rodeados de coronas leucocráticas.

Tipo gabroide. Este tipo está muy bien representado al E. de Cangas de Morrazo. Tienen un aspecto graboide cuando están poco deformadas, perdiéndose según aumenta la intensidad de deformación. Tanto modal como geoquímicamente constituyen los términos más básicos de todos los precursores observados. Son las que en general muestran mayores contenidos en anfíbol y un color más oscuro así como las más homogéneas. El tamaño de grano suele ser medio, aunque esporádicamente puede haber un ligero aumento en el tamaño de grano de la mesostasis adquiriendo incluso un débil aspecto "ala de mosca". Puede desarrollar asimismo pequeñas zonas pegmatoides en las que los félicos alcanzan tamaños próximos a 1 cm. De todas formas lo normal es que sean equigranulares, formando biotita y anfíbol agregados uniformemente distribuidos en la roca y con tamaños próximos a la fracción leucócrata. Un mineral accesorio muy abundante y que suele destacar a simple vista es la esfena, mostrando también en ocasiones coronas leucócratas a su alrededor.

De forma aislada, aunque con bastante frecuencia, destacan en la roca agregados de cuarzo de 0,5 a 2 cm de longitud rodeados por coronas de anfíbol, con formas elípticas más o menos pronunciadas según la deformación de la roca. Según DIDIER (1973), APARICIO et.al. (1975), VERNON (1983), GALLASTEGUI (op.cit), GALLASTEGUI et. al. (op.cit.), SPARKS y MARSHALL (op.cit.) se trataría de xenocristales cuya presencia

generalizada pondría de manifiesto algún proceso de mezcla o contaminación con un magma de naturaleza más ácida. Además en algunas zonas son frecuentes concentraciones de cuarzo con formas alargadas según la foliación de hasta 20 cm. de longitud.

Esporádicamente engloba pequeños enclaves de color más oscuro constituidos por una mesostasis de grano fino rica en biotita entre la que destacan de forma muy abundante agregados anfibólicos con coronas leucocráticas o desprovistos de ellas.

Asociado a este tipo de rocas se encuentra una variedad bien representada en la Punta Niño do Corvo y en El Con (W de Moaña) que presenta una mesostasis de color gris claro, grano fino y más leucocrática en la que el anfíbol que puede llegar a proporciones accesorias forma agregados lenticulares de hasta 1 cm. Estos agregados que destacan muy bien en la roca le dan un aspecto moteado parecido al de algunos de los enclaves microgranudos (correspondientes a tonalitas biotíticas). También son frecuentes xenocristales de cuarzo con coronas de anfíbol de hasta 2 cm. de longitud con formas elipsoidales.

Todas estas rocas biotítico-anfibólicas presentan características macroscópicas, texturales, petrográficas e incluso geoquímicas similares a rocas de tipo vaugnerítico descritas en Finisterre (NW de Galicia) por GIL IBARGUCHI (1980, 1981), en el norte de Portugal por MONTENEGRO DE ANDRADE y NORONHA (1983) in MONTENEGRO DE ANDRADE et.al. (1985), y en el Macizo Central Frances por SABATIER, (1978, 1980, 1984).

2.2.1.3.- Anfibolitas de origen incierto.

Se encuentran asimismo en las zonas de Sangenjo y Bueu ligadas a los afloramientos de rocas básicas e intermedias, formando algunas de ellas parte de los bandeados antes descritos. Se presentan con morfología en bolos de color verde muy oscuro, casi negro; el tamaño de grano varía de

generalizada pondría de manifiesto algún proceso de mezcla o contaminación con un magma de naturaleza más ácida. Además en algunas zonas son frecuentes concentraciones de cuarzo con formas alargadas según la foliación de hasta 20 cm. de longitud.

Esporádicamente engloba pequeños enclaves de color más oscuro constituidos por una mesostasis de grano fino rica en biotita entre la que destacan de forma muy abundante agregados anfibólicos con coronas leucocráticas o desprovistos de ellas.

Asociado a este tipo de rocas se encuentra una variedad bien representada en la Punta Niño do Corvo y en El Con (W de Moaña) que presenta una mesostasis de color gris claro, grano fino y más leucocrática en la que el anfíbol que puede llegar a proporciones accesorias forma agregados lenticulares de hasta 1 cm. Estos agregados que destacan muy bien en la roca le dan un aspecto moteado parecido al de algunos de los enclaves microgranudos (correspondientes a tonalitas biotíticas). También son frecuentes xenocristales de cuarzo con coronas de anfíbol de hasta 2 cm. de longitud con formas elipsoidales.

Todas estas rocas biotítico-anfibólicas presentan características macroscópicas, texturales, petrográficas e incluso geoquímicas similares a rocas de tipo vaugnerítico descritas en Finisterre (NW de Galicia) por GIL IBARGUCHI (1980, 1981), en el norte de Portugal por MONTENEGRO DE ANDRADE y NORONHA (1983) in MONTENEGRO DE ANDRADE et.al. (1985), y en el Macizo Central Frances por SABATIER, (1978, 1980, 1984).

2.2.1.3.- Anfibolitas de origen incierto.

Se encuentran asimismo en las zonas de Sangenjo y Bueu ligadas a los afloramientos de rocas básicas e intermedias, formando algunas de ellas parte de los bandeados antes descritos. Se presentan con morfología en bolos de color verde muy oscuro, casi negro; el tamaño de grano varía de

fino a grueso, alcanzando algunos cristales de anfíbol tamaños próximos a 1 cm, y están constituidos mayoritariamente por anfíbol que es casi el único mineral visible a simple vista con cantidades subordinadas de biotita, plagioclasa y cuarzo (I feldespato K.). Presentan una deformación bastante intensa por lo que muestran un aspecto muy foliado.

En un principio se pensó que estas rocas podrían corresponder a precursores básicos más ricos en anfíbol que las rocas de tipo gabroide de Cangas de Morrazo. Una vez observadas al microscopio se planteó la duda debido a que en parte parecían mostrar una textura más propia de rocas metamórficas que de rocas ígneas. Se pensó entonces como solución alternativa que dado que en esta parte oriental del macizo son frecuentes xenolitos del Complejo Vigo-Pontevedra, pudieran corresponder a ortoanfíbolitas (metagabros) de dicho complejo, entrando entonces en la categoría de xenolitos en el Macizo de Bayo-Vigo.

De todas formas por otras características petrográficas podrían ser comparables a las que presentan los precursores básicos de la granodiorita, como son el color y hábito de los anfíboles y presencia de algunos accesorios comunes. Por otra parte, según SABATIER (op.cit.), en rocas de tipo vaugnerítico del Macizo Central Frances se encuentran asociadas anfíbolitas también muy ricas en anfíbol y con cantidades menores de biotita, plagioclasa y cuarzo, que según este autor al microscopio pueden presentar características de rocas metamórficas, constituyendo rocas de tipo cumulado.

En nuestro caso, a falta de análisis específicos que permitan realizar una geoquímica mineral para determinar las composiciones de las fases minerales principales de unas rocas y otras, como anfíboles y biotitas, no es posible por el momento saber si estas anfíbolitas están genéticamente relacionadas con los precursores básicos, de los que representarían fases de tipo cúmulo, o si se trata por el contrario de xenolitos del Complejo de Vigo-Pontevedra.

fino a grueso, alcanzando algunos cristales de anfíbol tamaños próximos a 1 cm, y están constituidos mayoritariamente por anfíbol que es casi el único mineral visible a simple vista con cantidades subordinadas de biotita, plagioclasa y cuarzo (I feldespato K.). Presentan una deformación bastante intensa por lo que muestran un aspecto muy foliado.

En un principio se pensó que estas rocas podrían corresponder a precursores básicos más ricos en anfíbol que las rocas de tipo gabroide de Cangas de Morrazo. Una vez observadas al microscopio se planteó la duda debido a que en parte parecían mostrar una textura más propia de rocas metamórficas que de rocas ígneas. Se pensó entonces como solución alternativa que dado que en esta parte oriental del macizo son frecuentes xenolitos del Complejo Vigo-Pontevedra, pudieran corresponder a ortoanfíbolitas (metagabros) de dicho complejo, entrando entonces en la categoría de xenolitos en el Macizo de Bayo-Vigo.

De todas formas por otras características petrográficas podrían ser comparables a las que presentan los precursores básicos de la granodiorita, como son el color y hábito de los anfíboles y presencia de algunos accesorios comunes. Por otra parte, según SABATIER (op.cit.), en rocas de tipo vaugnerítico del Macizo Central Frances se encuentran asociadas anfíbolitas también muy ricas en anfíbol y con cantidades menores de biotita, plagioclasa y cuarzo, que según este autor al microscopio pueden presentar características de rocas metamórficas, constituyendo rocas de tipo cumulado.

En nuestro caso, a falta de análisis específicos que permitan realizar una geoquímica mineral para determinar las composiciones de las fases minerales principales de unas rocas y otras, como anfíboles y biotitas, no es posible por el momento saber si estas anfíbolitas están genéticamente relacionadas con los precursores básicos, de los que representarían fases de tipo cúmulo, o si se trata por el contrario de xenolitos del Complejo de Vigo-Pontevedra.

2.2.1.4.- Rocas biotíticas.

Como ya hemos dicho se localizan espacialmente ligadas a las rocas anteriores. Son rocas de grano fino-medio bastante homogéneas y equigranulares, aunque en ocasiones pueden ser microporfídicas destacando cristales de plagioclasa de 2-4 mm. Su composición varía de dioritas más o menos cuarzosas y mayoritariamente tonalitas a microgranodioritas melanocráticas. Las primeras son de color gris oscuro muy biotíticas, mientras que las microgranodioritas que tienen mayor porcentaje de fracción leucócrata son de color gris más claro y quizás de tamaño de grano ligeramente superior a las anteriores. Esporádicamente pueden contener cristales feldespáticos de mayor tamaño, quizás debido a los procesos de mezcla antes descritos.

Localmente se ha observado un desarrollo de agregados biotíticos adquiriendo también un aspecto moteado parecido al de los enclaves microgranudos que forman los enjambres de Cangas de Morrazo-Moaña de composición tonalítica-melanogranodiorítica.

2.2.2.- Granodioritas porfídicas y granitos asociados

Se han distinguido en la cartografía tres facies de granodioritas porfídicas, aunque lo más probable es que respondan a variaciones dentro de una misma tipología ya que nunca se han visto contactos intrusivos entre ellas y sí diferentes términos transicionales con características intermedias y de difícil asignación a una u otra facies. Existen problemas además a la hora de determinar las relaciones entre las diferentes facies por constituir en muchos casos afloramientos aislados dentro de los granitos de dos micas y en otros casos, cuando la granodiorita constituye afloramientos de bastante extensión, suele ocurrir que granitos y leucogranitos, megaxenolitos o depósitos cuaternarios dejan a ambos lados granodioritas con diferentes características macroscópicas pudiendo estar enmascarando sus contactos o tránsitos graduales. La diferencia-

2.2.1.4.- Rocas biotíticas.

Como ya hemos dicho se localizan espacialmente ligadas a las rocas anteriores. Son rocas de grano fino-medio bastante homogéneas y equigranulares, aunque en ocasiones pueden ser microporfídicas destacando cristales de plagioclasa de 2-4 mm. Su composición varía de dioritas más o menos cuarzosas y mayoritariamente tonalitas a microgranodioritas melanocráticas. Las primeras son de color gris oscuro muy biotíticas, mientras que las microgranodioritas que tienen mayor porcentaje de fracción leucócrata son de color gris más claro y quizás de tamaño de grano ligeramente superior a las anteriores. Esporádicamente pueden contener cristales feldespáticos de mayor tamaño, quizás debido a los procesos de mezcla antes descritos.

Localmente se ha observado un desarrollo de agregados biotíticos adquiriendo también un aspecto moteado parecido al de los enclaves microgranudos que forman los enjambres de Cangas de Morrazo-Moaña de composición tonalítica-melanogranodiorítica.

2.2.2.- Granodioritas porfídicas y granitos asociados

Se han distinguido en la cartografía tres facies de granodioritas porfídicas, aunque lo más probable es que respondan a variaciones dentro de una misma tipología ya que nunca se han visto contactos intrusivos entre ellas y sí diferentes términos transicionales con características intermedias y de difícil asignación a una u otra facies. Existen problemas además a la hora de determinar las relaciones entre las diferentes facies por constituir en muchos casos afloramientos aislados dentro de los granitos de dos micas y en otros casos, cuando la granodiorita constituye afloramientos de bastante extensión, suele ocurrir que granitos y leucogranitos, megaxenolitos o depósitos cuaternarios dejan a ambos lados granodioritas con diferentes características macroscópicas pudiendo estar enmascarando sus contactos o tránsitos graduales. La diferencia-

ción de facies se ha establecido en base a los diferentes aspectos macroscópicos que presentan en el campo y a ciertas características petrográficas, participando las tres facies porfídicas e incluso algunos granitos y adamellitas biotíticas asociados con ellas de una mineralogía y comportamiento geoquímico comunes, o muy similares.

2.2.2.1.- Facies Udra.

Ocupa la parte más occidental del macizo pudiendo ser muy bien observada en la Península de Morrazo, al oeste de Bueu, desde la costa hasta el Río Nosedo que marca en buena parte de su recorrido el contacto con los granitos que afloran desde dicho río hasta Cangas de Morrazo y se continúan hacia el sur. Es en toda esta zona donde esta facies proporciona el afloramiento de mayores dimensiones y además muy homogéneo, no encontrándose apenas inyecciones graníticas (salvo en las proximidades a la zona de contacto) ni megaxenolitos del encajante. Hacia el sur, tanto en el sur de la Península de Morrazo, como al oeste de la Bahía de Samil, en la costa de Vigo, se encuentra en afloramientos aislados de menor extensión constituyendo megaxenolitos en los granitos de dos micas. En la zona de Vigo, además de mostrar una deformación bastante intensa en comparación con la zona norte en la que está muy poco o nada deformada, existe una mezcla intensa incluso a pequeña escala, siendo muy frecuentes finas inyecciones laminares de granitos de dos micas con los que puede presentar diferentes grados de mezcla y megaxenolitos, dando como resultado afloramientos complejos donde se encuentran los tres tipos de rocas en estrechas bandas orientadas en una dirección aproximada N-S ocasionalmente abudinadas.

En general se caracteriza por ser la facies porfídica que desarrolla el mayor tamaño de grano tanto en la mesostasis como para los megacristales de feldespatos potásicos, cuya abundancia y tamaño le confieren un notable grado de porfidismo. Las variaciones más notables que experimenta respecto a estas características que la definen, radican en

ción de facies se ha establecido en base a los diferentes aspectos macroscópicos que presentan en el campo y a ciertas características petrográficas, participando las tres facies porfídicas e incluso algunos granitos y adamellitas biotíticas asociados con ellas de una mineralogía y comportamiento geoquímico comunes, o muy similares.

2.2.2.1.- Facies Udra.

Ocupa la parte más occidental del macizo pudiendo ser muy bien observada en la Península de Morrazo, al oeste de Bueu, desde la costa hasta el Río Nosedo que marca en buena parte de su recorrido el contacto con los granitos que afloran desde dicho río hasta Cangas de Morrazo y se continúan hacia el sur. Es en toda esta zona donde esta facies proporciona el afloramiento de mayores dimensiones y además muy homogéneo, no encontrándose apenas inyecciones graníticas (salvo en las proximidades a la zona de contacto) ni megaxenolitos del encajante. Hacia el sur, tanto en el sur de la Península de Morrazo, como al oeste de la Bahía de Samil, en la costa de Vigo, se encuentra en afloramientos aislados de menor extensión constituyendo megaxenolitos en los granitos de dos micas. En la zona de Vigo, además de mostrar una deformación bastante intensa en comparación con la zona norte en la que está muy poco o nada deformada, existe una mezcla intensa incluso a pequeña escala, siendo muy frecuentes finas inyecciones laminares de granitos de dos micas con los que puede presentar diferentes grados de mezcla y megaxenolitos, dando como resultado afloramientos complejos donde se encuentran los tres tipos de rocas en estrechas bandas orientadas en una dirección aproximada N-S ocasionalmente abudinadas.

En general se caracteriza por ser la facies porfídica que desarrolla el mayor tamaño de grano tanto en la mesostasis como para los megacristales de feldespatos potásicos, cuya abundancia y tamaño le confieren un notable grado de porfidismo. Las variaciones más notables que experimenta respecto a estas características que la definen, radican en

las oscilaciones que puede sufrir por zonas el tamaño de grano de la mesostasis, pudiendo excepcionalmente ser de grano medio, el contenido en biotita de la misma y la variación en el porcentaje de megacristales. A estas variaciones habría que sumar las provocadas por deformación, que serán tratadas en otro capítulo.

La mesostasis es generalmente de grano grueso a muy grueso y rica en cuarzo que forma agregados cuyo tamaño excede en muchos casos 1 cm, pudiendo destacar frente al resto de los componentes; otros componentes mayoritarios en ella son plagioclasa y biotita en cantidades variables que condiciona los cambios de color en la roca. En algunos de estos cambios en el porcentaje de biotita parece jugar un cierto papel, al menos a nivel local, la abundancia de enclaves, de manera que en las zonas donde hay una mayor concentración de enclaves, como ocurre al oeste de Hio, Ensenada de Fornelo y al oeste de la Bahía de Samil la mesostasis de la granodiorita es más biotítica. Además de estos componentes mayoritarios es común la presencia de moscovita como accesorio en la mesostasis o englobada en los megacristales de feldespato K.

Los megacristales de feldespato potásico alcanzan tamaños de 4 a 8 cms aunque en determinadas zonas los tamaños más frecuentes están entre 8 y 12 cms., y si bien existen variaciones en sus dimensiones propias de la dinámica magmática, en algunos casos éstas son aparentes dependiendo de que, según su disposición, la cara cristalográfica visible en el plano de observación sea la 110 ó la 001. En el primer caso los megacristales muestran formas tabulares de hábito muy largo y en el segundo el hábito también es tabular pero mucho más corto. En ambos casos están maclados Carlsbad y se distinguen a simple vista mesopertitas e inclusiones "Frasl". Cuando la cara cristalográfica visible es la 010 las secciones son idiomorfas con hábitos hexagonales más o menos equidimensionales mostrando anillos concéntricos de biotita que permiten visualizar diferentes etapas de crecimiento.

las oscilaciones que puede sufrir por zonas el tamaño de grano de la mesostasis, pudiendo excepcionalmente ser de grano medio, el contenido en biotita de la misma y la variación en el porcentaje de megacristales. A estas variaciones habría que sumar las provocadas por deformación, que serán tratadas en otro capítulo.

La mesostasis es generalmente de grano grueso a muy grueso y rica en cuarzo que forma agregados cuyo tamaño excede en muchos casos 1 cm, pudiendo destacar frente al resto de los componentes; otros componentes mayoritarios en ella son plagioclasa y biotita en cantidades variables que condiciona los cambios de color en la roca. En algunos de estos cambios en el porcentaje de biotita parece jugar un cierto papel, al menos a nivel local, la abundancia de enclaves, de manera que en las zonas donde hay una mayor concentración de enclaves, como ocurre al oeste de Hio, Ensenada de Fornelo y al oeste de la Bahía de Samil la mesostasis de la granodiorita es más biotítica. Además de estos componentes mayoritarios es común la presencia de moscovita como accesorio en la mesostasis o englobada en los megacristales de feldespato K.

Los megacristales de feldespato potásico alcanzan tamaños de 4 a 8 cms aunque en determinadas zonas los tamaños más frecuentes están entre 8 y 12 cms., y si bien existen variaciones en sus dimensiones propias de la dinámica magmática, en algunos casos éstas son aparentes dependiendo de que, según su disposición, la cara cristalográfica visible en el plano de observación sea la 110 ó la 001. En el primer caso los megacristales muestran formas tabulares de hábito muy largo y en el segundo el hábito también es tabular pero mucho más corto. En ambos casos están maclados Carlsbad y se distinguen a simple vista mesopertitas e inclusiones "Frasl". Cuando la cara cristalográfica visible es la 010 las secciones son idiomorfas con hábitos hexagonales más o menos equidimensionales mostrando anillos concéntricos de biotita que permiten visualizar diferentes etapas de crecimiento.

Como ya hemos dicho su porcentaje es muy variable pudiendo ser escasos y adquirir la roca un aspecto más homogéneo o llegar a constituir el 70% o más de la roca. Son muy frecuentes bolsadas holofeldespáticas que por ejemplo en la Ría de Aldan (W de la Península de Morrazo) suelen tener una disposición vertical y con una dirección frecuente $N20^{\circ}-40^{\circ}E$. En las proximidades de estas bolsadas la roca puede quedar desprovista de megacristales o disminuir considerablemente su contenido.

En relación a los enclaves, contiene enclaves microgranudos aislados, aunque en algunas zonas como las ya citadas son más abundantes, pero sin llegar a formar acumulaciones. Contiene también xenolitos centimétricos dispersos y al oeste de Samil los megaxenolitos antes mencionados.

2.2.2.2.- Facies Festiñanzo.

Ocupa la parte más nororiental del cuerpo granodiorítico, extendiéndose desde el contacto con el granito postcinemático de Caldas de Reyes en el norte, hasta cerca de las localidades de Cangas de Morrazo-Moaña. Hacia el este está limitada por los granitos que la intruyen y hacia el oeste, en la Península de Morrazo, ya que más al norte también está limitada por los granitos de dos micas, no es posible establecer su contacto o tránsito con la facies Udra debido a que la falla que pasa por Bueu-Cangas y los metasedimentos que afloran a ambos lados de la falla, junto con los granitos alcalinos que ocupan esa zona, separan las dos facies de granodioritas macroscopicamente diferenciadas.

A nivel de facies se caracteriza por una gran heterogeneidad sobre todo en el sector norte debido a la diversidad de rocas que engloba, a la abundancia de inyecciones de granitos y al igual que el resto de las facies porfídicas a las variaciones que experimenta la masa granodiorítica propias de la dinámica magmática. En la zona norte existe una intensa mezcla entre estos granitos y la granodiorita, tanto en las zonas externas como en la parte interna, de manera que algunos contactos

Como ya hemos dicho su porcentaje es muy variable pudiendo ser escasos y adquirir la roca un aspecto más homogéneo o llegar a constituir el 70% o más de la roca. Son muy frecuentes bolsadas holofeldespáticas que por ejemplo en la Ría de Aldan (W de la Península de Morrazo) suelen tener una disposición vertical y con una dirección frecuente $N20^{\circ}-40^{\circ}E$. En las proximidades de estas bolsadas la roca puede quedar desprovista de megacristales o disminuir considerablemente su contenido.

En relación a los enclaves, contiene enclaves microgranudos aislados, aunque en algunas zonas como las ya citadas son más abundantes, pero sin llegar a formar acumulaciones. Contiene también xenolitos centimétricos dispersos y al oeste de Samil los megaxenolitos antes mencionados.

2.2.2.2.- Facies Festiñanzo.

Ocupa la parte más nororiental del cuerpo granodiorítico, extendiéndose desde el contacto con el granito postcinemático de Caldas de Reyes en el norte, hasta cerca de las localidades de Cangas de Morrazo-Moaña. Hacia el este está limitada por los granitos que la intruyen y hacia el oeste, en la Península de Morrazo, ya que más al norte también está limitada por los granitos de dos micas, no es posible establecer su contacto o tránsito con la facies Udra debido a que la falla que pasa por Bueu-Cangas y los metasedimentos que afloran a ambos lados de la falla, junto con los granitos alcalinos que ocupan esa zona, separan las dos facies de granodioritas macroscopicamente diferenciadas.

A nivel de facies se caracteriza por una gran heterogeneidad sobre todo en el sector norte debido a la diversidad de rocas que engloba, a la abundancia de inyecciones de granitos y al igual que el resto de las facies porfídicas a las variaciones que experimenta la masa granodiorítica propias de la dinámica magmática. En la zona norte existe una intensa mezcla entre estos granitos y la granodiorita, tanto en las zonas externas como en la parte interna, de manera que algunos contactos

externos e internos representados en la cartografía no tienen significado de verdaderos contactos, indicando únicamente las zonas donde parece haber un cambio en el predominio de una roca u otra. La tónica general es que en la mayor parte de los afloramientos observados se encuentren juntas las dos tipologías graníticas alternando en bandas más o menos estrechas y alargadas según la dirección mayor del cuerpo.

En el corte que ofrece la Ría de Pontevedra, en su margen norte, puede observarse de una especie de bandeo a gran escala entre la granodiorita y megaxenolitos del encajante de naturaleza muy variada correspondientes en la zona occidental a metasedimentos de la serie Cabo D'Home-La lanzada y en la parte oriental a metasedimentos y diferentes rocas ortoderivadas del Complejo Malpica-Tuy. En la zona oriental (Festiñanzo y Ensenada de Bueu) se encuentran además los megaenclaves básicos biotítico-anfibólicos y los bandeados con microgranodioritas y tonalitas descritos. En este sentido, esta facies es la que engloba la mayor parte de las rocas precursoras, con la única excepción de los dos afloramientos englobados por la facies Cangas entre las localidades de Cangas de Morrazo-Moaña. Por otra parte, los bandeados de microgranodioritas y tonalitas parecen estar restringidos a ella ya que más al sur, en la facies Cangas, rocas similares se encuentran como grandes acumulaciones de enclaves elipsoidales y no existen bandeados bien desarrollados.

Otra característica es que parece ser la facies en la que los enclaves microgranudos además de abundantes muestran una distribución más regular, siendo frecuentes en muchos de los afloramientos observados pero nunca se han visto en enjambres tan frecuentes en algunas zonas de la facies Cangas.

En cuanto a la granodiorita s.str., aunque contiene megacristales de menores tamaños que la facies Udra, muestra un aspecto porfídico muy marcado debido a la diferencia existente respecto al tamaño de grano de

externos e internos representados en la cartografía no tienen significado de verdaderos contactos, indicando únicamente las zonas donde parece haber un cambio en el predominio de una roca u otra. La tónica general es que en la mayor parte de los afloramientos observados se encuentren juntas las dos tipologías graníticas alternando en bandas más o menos estrechas y alargadas según la dirección mayor del cuerpo.

En el corte que ofrece la Ría de Pontevedra, en su margen norte, puede observarse de una especie de bandeo a gran escala entre la granodiorita y megaxenolitos del encajante de naturaleza muy variada correspondientes en la zona occidental a metasedimentos de la serie Cabo D'Home-La lanzada y en la parte oriental a metasedimentos y diferentes rocas ortoderivadas del Complejo Malpica-Tuy. En la zona oriental (Festiñanzo y Ensenada de Bueu) se encuentran además los megaenclaves básicos biotítico-anfibólicos y los bandeados con microgranodioritas y tonalitas descritos. En este sentido, esta facies es la que engloba la mayor parte de las rocas precursoras, con la única excepción de los dos afloramientos englobados por la facies Cangas entre las localidades de Cangas de Morrazo-Moaña. Por otra parte, los bandeados de microgranodioritas y tonalitas parecen estar restringidos a ella ya que más al sur, en la facies Cangas, rocas similares se encuentran como grandes acumulaciones de enclaves elipsoidales y no existen bandeados bien desarrollados.

Otra característica es que parece ser la facies en la que los enclaves microgranudos además de abundantes muestran una distribución más regular, siendo frecuentes en muchos de los afloramientos observados pero nunca se han visto en enjambres tan frecuentes en algunas zonas de la facies Cangas.

En cuanto a la granodiorita s.str., aunque contiene megacristales de menores tamaños que la facies Udra, muestra un aspecto porfídico muy marcado debido a la diferencia existente respecto al tamaño de grano de

la mesostasis y su color oscuro. Los primeros suelen tener una longitud media de 3-4 cms. y la mesostasis suele ser de grano medio y bastante biotítica (+ moscovita subordinada), pero por zonas puede sufrir aumentos en el tamaño de grano de la mesostasis y de los megacristales adquiriendo un aspecto próximo al de la facies Udra. Asimismo son frecuentes zonas irregulares y de bordes difusos en donde desaparecen los megacristales y la mesostasis es de grano más fino y más biotítica. La proporción de megacristales es por tanto variable y como en el caso anterior son frecuentes bolsadas feldespáticas con una escasa matriz granodiorítica u holofeldespáticas. La mesostasis muestra muy frecuentemente un aspecto en "grano de arroz" con pequeños feldespatos y plagioclasas redondeados y que parecen flotar entre la abundante biotita. Esta textura adquirida por deformación enmascara en muchos casos las características originales de la roca y sus variaciones locales pero, sobre los cambios experimentados en la roca por deformación hablaremos más adelante con más detalle.

2.2.2.3.- Facies Cangas.

Se localiza en la zona suroriental del macizo y ocupa una extensión reducida. El contacto o tránsito con la facies Festiñanzo no es visible ya que en esa zona afloran varios tipos de granitos, algunos de ellos claramente alcalinos y otros de asignación dudosa. Respecto a la facies Udra no es observable asimismo (ni al oeste de Cangas ni al oeste de la Bahía de Samil) por ser zonas ocupadas también por granitos alcalinos los que separan las dos facies granodioríticas. Respecto al contacto oriental externo, en la mayor parte de su recorrido está enmascarado por la intrusión de los granitos alcalinos, quedando una pequeña zona al este de la ciudad de Vigo en la que se encuentra en contacto directo con el Complejo Malpica-Tuy encajante de la granodiorita.

Al igual que la facies anterior es muy heterogénea en relación a la cantidad y variedad de rocas que engloba. En la parte norte de la ría de

la mesostasis y su color oscuro. Los primeros suelen tener una longitud media de 3-4 cms. y la mesostasis suele ser de grano medio y bastante biotítica (+ moscovita subordinada), pero por zonas puede sufrir aumentos en el tamaño de grano de la mesostasis y de los megacristales adquiriendo un aspecto próximo al de la facies Udra. Asimismo son frecuentes zonas irregulares y de bordes difusos en donde desaparecen los megacristales y la mesostasis es de grano más fino y más biotítica. La proporción de megacristales es por tanto variable y como en el caso anterior son frecuentes bolsadas feldespáticas con una escasa matriz granodiorítica u holofeldespáticas. La mesostasis muestra muy frecuentemente un aspecto en "grano de arroz" con pequeños feldespatos y plagioclasas redondeados y que parecen flotar entre la abundante biotita. Esta textura adquirida por deformación enmascara en muchos casos las características originales de la roca y sus variaciones locales pero, sobre los cambios experimentados en la roca por deformación hablaremos más adelante con más detalle.

2.2.2.3.- Facies Cangas.

Se localiza en la zona suroriental del macizo y ocupa una extensión reducida. El contacto o tránsito con la facies Festiñanzo no es visible ya que en esa zona afloran varios tipos de granitos, algunos de ellos claramente alcalinos y otros de asignación dudosa. Respecto a la facies Udra no es observable asimismo (ni al oeste de Cangas ni al oeste de la Bahía de Samil) por ser zonas ocupadas también por granitos alcalinos los que separan las dos facies granodioríticas. Respecto al contacto oriental externo, en la mayor parte de su recorrido está enmascarado por la intrusión de los granitos alcalinos, quedando una pequeña zona al este de la ciudad de Vigo en la que se encuentra en contacto directo con el Complejo Malpica-Tuy encajante de la granodiorita.

Al igual que la facies anterior es muy heterogénea en relación a la cantidad y variedad de rocas que engloba. En la parte norte de la ría de

Vigo engloba abundantes rocas biotítico-anfibólicas y repetidos enjambres de enclaves microgranudos, aunque estos se encuentran también aislados. En la parte sur de la ría de Vigo engloba gran cantidad de xenolitos del Complejo Malpica-Tuy de dimensiones variables y además está intensamente intruida por los granitos alcalinos.

Se caracteriza por ser una facies muy poco porfídica, siendo la que contiene menor porcentaje de fenocristales cuyos tamaños no suelen, salvo excepciones, sobrepasar los 2 cms; como en el resto de las facies están maclados Carlsbad y muestran inclusiones "Frasl". La mesostasis es de grano medio y constituida por feldespatos, cuarzo y agregados biotíticos (+ moscovita subordinada) con tamaños entre 2 y 4 mm. Por zonas hay disminuciones en el tamaño de grano y aumento en la proporción de biotita, adquiriendo un color más oscuro y que corresponden a zonas donde no se encuentran prácticamente fenocristales de feldespato potásico.

Al igual que la facies Udra muestra una deformación variable desde intensa al norte de la ría de Vigo a casi inapreciable en la zona sur, por lo que aquí ocurre lo contrario que en la otra facies en la que la deformación es más intensa en la parte sur que en el sector norte.

2.2.2.4.- Granitos asociados y sus relaciones con la granodiorita.

Hasta ahora ha habido una cierta dificultad a la hora de distinguir cartográficamente y caracterizar tanto petrográfica como geoquímicamente los posibles productos más diferenciados o evolucionados de la granodiorita de Bayo-Vigo. Este problema, común a otros macizos de granodioritas precoces, está más acentuado en este caso en particular debido a la intensa intrusión que sufre por parte de los granitos y leucogranitos de dos micas; intrusiones que provocan mezclas a diferentes escalas e intensidades, así como procesos de contaminación y asimilación, y que pueden ser responsables de muchas de las variaciones

Vigo engloba abundantes rocas biotítico-anfibólicas y repetidos enjambres de enclaves microgranudos, aunque estos se encuentran también aislados. En la parte sur de la ría de Vigo engloba gran cantidad de xenolitos del Complejo Malpica-Tuy de dimensiones variables y además está intensamente intruida por los granitos alcalinos.

Se caracteriza por ser una facies muy poco porfídica, siendo la que contiene menor porcentaje de fenocristales cuyos tamaños no suelen, salvo excepciones, sobrepasar los 2 cms; como en el resto de las facies están maclados Carlsbad y muestran inclusiones "Frasl". La mesostasis es de grano medio y constituida por feldespatos, cuarzo y agregados biotíticos (+ moscovita subordinada) con tamaños entre 2 y 4 mm. Por zonas hay disminuciones en el tamaño de grano y aumento en la proporción de biotita, adquiriendo un color más oscuro y que corresponden a zonas donde no se encuentran prácticamente fenocristales de feldespato potásico.

Al igual que la facies Udra muestra una deformación variable desde intensa al norte de la ría de Vigo a casi inapreciable en la zona sur, por lo que aquí ocurre lo contrario que en la otra facies en la que la deformación es más intensa en la parte sur que en el sector norte.

2.2.2.4.- Granitos asociados y sus relaciones con la granodiorita.

Hasta ahora ha habido una cierta dificultad a la hora de distinguir cartográficamente y caracterizar tanto petrográficamente como geoquímicamente los posibles productos más diferenciados o evolucionados de la granodiorita de Bayo-Vigo. Este problema, común a otros macizos de granodioritas precoces, está más acentuado en este caso en particular debido a la intensa intrusión que sufre por parte de los granitos y leucogranitos de dos micas; intrusiones que provocan mezclas a diferentes escalas e intensidades, así como procesos de contaminación y asimilación, y que pueden ser responsables de muchas de las variaciones

observables en estas rocas (CAPDEVILA, 1969). Estos granitos alcalinos se caracterizan además por presentar una amplia diversidad de aspectos y según CORRETGE (1983) algunos de ellos muestran características petrográficas próximas a las de los granitos de la serie calco-alcalina e incluso existen conexiones geoquímicas entre los términos más diferenciados de las granodioritas y los términos menos diferenciados de la serie de dos micas. Todo ello crea en muchos casos dificultades para adscribir a una u otra serie las diferentes tipologías graníticas que se encuentran asociadas con la granodiorita.

Algunos de los autores holandeses consideraban una serie comagmática constituida por los precursores básicos biotíticos y biotítico-anfibólicos, la granodiorita de megacristales y algunos términos graníticos además de un cortejo filoniano de aplitas y pegmatitas. Los términos que ellos consideraron como diferenciados son en resumen:

- Granito de dos micas de grano grueso, pobre en micas, que se encuentra en forma de diques fuertemente foliados. Granito moscovítico (+ biotita) de grano fino a medio rico en turmalina formando diques y asociado con aplitas con biotita y granate, además de pegmatitas. (AVE LALLEMANT, op. cit., sector al norte del plutón postcinemático de Caldas de Reyes).

- Granitos moscovíticos y venas apliticas con granate y turmalina. (ARPS, op. cit., sector al norte del plutón postcinemático de Caldas de Reyes).

- En la zona de Cangas de Morrazo-Moaña, en los mapas geológicos del occidente de Galicia los autores holandeses (ARPS, et.al, op.cit.) cartografían un granito biotítico precoz asociado a la granodiorita y HENSEN (op. cit.) considera asimismo un granito moscovítico aplitico.

- Granito moscovítico aplitico y pegmatitas con turmalina (FLOOR, P. op.cit.).

observables en estas rocas (CAPDEVILA, 1969). Estos granitos alcalinos se caracterizan además por presentar una amplia diversidad de aspectos y según CORRETGE (1983) algunos de ellos muestran características petrográficas próximas a las de los granitos de la serie calco-alcalina e incluso existen conexiones geoquímicas entre los términos más diferenciados de las granodioritas y los términos menos diferenciados de la serie de dos micas. Todo ello crea en muchos casos dificultades para adscribir a una u otra serie las diferentes tipologías graníticas que se encuentran asociadas con la granodiorita.

Algunos de los autores holandeses consideraban una serie comagmática constituida por los precursores básicos biotíticos y biotítico-anfibólicos, la granodiorita de megacristales y algunos términos graníticos además de un cortejo filoniano de aplitas y pegmatitas. Los términos que ellos consideraron como diferenciados son en resumen:

- Granito de dos micas de grano grueso, pobre en micas, que se encuentra en forma de diques fuertemente foliados. Granito moscovítico (+ biotita) de grano fino a medio rico en turmalina formando diques y asociado con aplitas con biotita y granate, además de pegmatitas. (AVE LALLEMANT, op. cit., sector al norte del plutón postcinemático de Caldas de Reyes).

- Granitos moscovíticos y venas apliticas con granate y turmalina. (ARPS, op. cit., sector al norte del plutón postcinemático de Caldas de Reyes).

- En la zona de Cangas de Morrazo-Moaña, en los mapas geológicos del occidente de Galicia los autores holandeses (ARPS, et.al, op.cit.) cartografiaban un granito biotítico precoz asociado a la granodiorita y HENSEN (op. cit.) considera asimismo un granito moscovítico aplitico.

- Granito moscovítico aplitico y pegmatitas con turmalina (FLOOR, P. op.cit.).

- Granito y granodiorita biotíticos de grano medio-grueso que afloran a ambos lados de la ría de Vigo. Granito moscovítico y aplitas. (Mapa Geológico nacional escala 1:50.000 de Vigo).

Dejando al margen las rocas filonianas que serán descritas en el siguiente apartado, consideramos en principio que únicamente las adamellitas-granodioritas biotíticas de grano medio-grueso están genéticamente relacionadas con las granodioritas porfídicas, gozando como ya hemos dicho de una mineralogía y comportamiento geoquímico prácticamente común. En relación a estas rocas, hemos suprimido en la cartografía de este proyecto los afloramientos que como tal estaban cartografiados en el Mapa Geológico (E. 1:50.000) de Vigo, ya que en primer lugar estos afloramientos están constituidos por diferentes rocas que en la mayor parte de los casos corresponden a los granitos de la región con los que aparecen en contacto en el mapa geológico antes citado, no existiendo ningún criterio significativo para su separación de los mismos; en segundo lugar, aunque estos granitos (en sentido amplio) biotíticos son abundantes en algunas zonas como la de Cangas de Morrazo-Moaña, señalada por los autores holandeses (ARPS, at,al., op.cit) se encuentran también presentes en diferentes áreas pero como ya ha indicado AVE LALLEMANT (op.cit.) se suelen encontrar en forma de diques o masas irregulares de dimensiones no cartografiables.

De las facies graníticas de dos micas que intruyen en la granodiorita, aunque no se ha realizado un estudio detallado de las mismas por imposibilidad de tiempo y de muestreo fijado en este proyecto, creemos que corresponden "a priori" a la serie de dos micas ya que todas las tipologías que se encuentran dentro del cuerpo granodiorítico están presentes fuera de él formando parte de las grandes masas de granitos considerados así en todo el sector oeste de Galicia. De cualquier manera, a falta de estudios y análisis más específicos en rocas graníticas no se puede descartar que algunos de estos granitos puedan ser asimismo diferenciados de la serie granodiorítica y que por presentar un aspecto macroscópico y

- Granito y granodiorita biotíticos de grano medio-grueso que afloran a ambos lados de la ría de Vigo. Granito moscovítico y aplitas. (Mapa Geológico nacional escala 1:50.000 de Vigo).

Dejando al margen las rocas filonianas que serán descritas en el siguiente apartado, consideramos en principio que únicamente las adamellitas-granodioritas biotíticas de grano medio-grueso están genéticamente relacionadas con las granodioritas porfídicas, gozando como ya hemos dicho de una mineralogía y comportamiento geoquímico prácticamente común. En relación a estas rocas, hemos suprimido en la cartografía de este proyecto los afloramientos que como tal estaban cartografiados en el Mapa Geológico (E. 1:50.000) de Vigo, ya que en primer lugar estos afloramientos están constituidos por diferentes rocas que en la mayor parte de los casos corresponden a los granitos de la región con los que aparecen en contacto en el mapa geológico antes citado, no existiendo ningún criterio significativo para su separación de los mismos; en segundo lugar, aunque estos granitos (en sentido amplio) biotíticos son abundantes en algunas zonas como la de Cangas de Morrazo-Moaña, señalada por los autores holandeses (ARPS, at,al., op.cit) se encuentran también presentes en diferentes áreas pero como ya ha indicado AVE LALLEMANT (op.cit.) se suelen encontrar en forma de diques o masas irregulares de dimensiones no cartografiables.

De las facies graníticas de dos micas que intruyen en la granodiorita, aunque no se ha realizado un estudio detallado de las mismas por imposibilidad de tiempo y de muestreo fijado en este proyecto, creemos que corresponden "a priori" a la serie de dos micas ya que todas las tipologías que se encuentran dentro del cuerpo granodiorítico están presentes fuera de él formando parte de las grandes masas de granitos considerados así en todo el sector oeste de Galicia. De cualquier manera, a falta de estudios y análisis más específicos en rocas graníticas no se puede descartar que algunos de estos granitos puedan ser asimismo diferenciados de la serie granodiorítica y que por presentar un aspecto macroscópico y

unas características petrográficas próximas a los granitos de afinidad alcalina sean por el momento difícilmente diferenciables de ellos.

Por último, al menos en esta parte sur del macizo los granitos moscovíticos adscritos por FLOOR (op.cit) al grupo de las granodioritas de megacristales no parecen ser asignables a esta serie, como ya fue cuestionado en la memoria de la Hoja Geológica Nacional (E. 1:50.000) de Vigo, ya que además de intruir en la granodiorita, en su contacto oriental, intruyen asimismo en los granitos alcalinos de dos micas posteriores a la misma, constituyendo cuerpos bien delimitados.

En este apartado describiremos los granitos (en sentido amplio) fundamentalmente biotíticos ya que los tipos que por el momento consideraremos alcalinos se encuentran detalladamente estudiados y caracterizados en otras memorias de este mismo proyecto.

2.2.2.4.1.- Adamellitas-granodioritas biotíticas.

Se encuentran principalmente en relación con las facies Festiñanzo y Cangas en diques o masas de dimensiones no cartografiables y de morfología irregular. En el primer caso los contactos son intrusivos, netos y más generalmente algo difusos; en el segundo caso muestran tránsitos graduales con las facies porfídicas.

Son rocas de grano medio-grueso, equigranulares o con una débil tendencia al porfidismo pero sin llegar a desarrollar megacristales bien definidos, únicamente llegar a destacar ligeramente en tamaño algunos feldespatos K. y plagioclasas. En relación a los filosilicatos, son principalmente biotíticos pero también pueden contener pequeñas cantidades de moscovita; de todas formas, la biotita tampoco es muy abundante por lo que estas rocas suelen presentar un color más claro que las facies porfídicas y un carácter más leucocrático. Localmente desarrolla

unas características petrográficas próximas a los granitos de afinidad alcalina sean por el momento difícilmente diferenciables de ellos.

Por último, al menos en esta parte sur del macizo los granitos moscovíticos adscritos por FLOOR (op.cit) al grupo de las granodioritas de megacristales no parecen ser asignables a esta serie, como ya fue cuestionado en la memoria de la Hoja Geológica Nacional (E. 1:50.000) de Vigo, ya que además de intruir en la granodiorita, en su contacto oriental, intruyen asimismo en los granitos alcalinos de dos micas posteriores a la misma, constituyendo cuerpos bien delimitados.

En este apartado describiremos los granitos (en sentido amplio) fundamentalmente biotíticos ya que los tipos que por el momento consideraremos alcalinos se encuentran detalladamente estudiados y caracterizados en otras memorias de este mismo proyecto.

2.2.2.4.1.- Adamellititas-granodioritas biotíticas.

Se encuentran principalmente en relación con las facies Festiñanzo y Cangas en diques o masas de dimensiones no cartografiables y de morfología irregular. En el primer caso los contactos son intrusivos, netos y más generalmente algo difusos; en el segundo caso muestran tránsitos graduales con las facies porfídicas.

Son rocas de grano medio-grueso, equigranulares o con una débil tendencia al porfidismo pero sin llegar a desarrollar megacristales bien definidos, únicamente llegar a destacar ligeramente en tamaño algunos feldespatos K. y plagioclasas. En relación a los filosilicatos, son principalmente biotíticos pero también pueden contener pequeñas cantidades de moscovita; de todas formas, la biotita tampoco es muy abundante por lo que estas rocas suelen presentar un color más claro que las facies porfídicas y un carácter más leucocrático. Localmente desarrolla

pequeñas zonas difusas pegmatoides en las que es muy frecuente la presencia de turmalina.

Al igual que las facies porfídicas contiene enclaves microgranudos, en ocasiones abundantes y puede mostrar "schlieren" biotíticos que no se encuentran en las primeras.

Corresponden a adamellitas-granodioritas pero con un carácter más leucocrático que las facies porfídicas, llegando incluso a ser hololeucócratas y gozan de una mineralogía común diferenciándose por un diferente reparto de algunos componentes minerales como el feldespato potásico y una mayor xenomorfía de algunos de estos componentes.

2.2.2.4.2.- Granitos y leucogranitos de dos micas.

Como ya hemos indicado en diferentes partes de esta memoria este macizo se encuentra por zonas intensamente intruído por diferentes tipos de granitos y leucogranitos de dos micas. A escala de macizo se encuentran amplias zonas, ocupadas previamente por la granodiorita, en las que de esta última únicamente quedan preservados algunos restos constituyendo megaenclaves dentro de grandes masas de granitos alcalinos. En otras zonas ambas rocas se encuentran muy mezcladas intruyendo los granitos según finas inyecciones laminares alternantes con la granodiorita y siendo frecuentes contactos difusos y pequeños procesos de mezcla en las proximidades de los contactos. Por último, en otros casos ambas rocas están más individualizadas encontrándose sólo pequeñas inyecciones o diques en la granodiorita restringidas a las proximidades de las masas mayores de granitos alcalinos de dos micas, cuyos contactos con la granodiorita son en algunos casos por fallas.

A escala de afloramiento, las relaciones de contacto pueden ser según contactos difusos en las que pueden producirse o no algunas mezclas en sus proximidades, o contactos netos en los que ocasionalmente se

desarrolla una vena cuarzo-feldespática marcando dicho contacto y son también frecuentes "schlieren" biotíticos paralelos o subparalelos al contacto dentro de los granitos alcalinos. Ambos tipos de contactos pueden presentarse juntos en una única intrusión.

La intrusión de los granitos se produce en diferentes etapas separadas en el tiempo según se desprende de las diferentes relaciones que guardan con las estructuras desarrolladas por deformación en la granodiorita y las estructuras que muestran los propios granitos. Parte de los granitos intruyen con anterioridad a las cizallas dúctiles de fase 3 principalmente dextros ya que al igual que la granodiorita están deformados por ellas y en muchos casos las estructuras originadas por cizalla son discordantes u oblicuas respecto a los contactos entre ambas rocas.

Otras inyecciones graníticas muestran una foliación planar muy marcada cuya dirección es coincidente con las direcciones de los planos de cizalla dextros ($N20^{\circ}W$ a $N20^{\circ}E$) y que provocan un desplazamiento en sentido dextro en la granodiorita visualizado por el cambio de dirección de los megacristales de feldespato potásico. En este mismo caso, cuando existen varias intrusiones próximas entre sí que muestran asimismo una foliación planar coincidente con las direcciones de los planos de cizalla, provocan un giro en la orientación de los feldespatos de la granodiorita adoptando formas sigmoidales que indican un movimiento dextro; estas formas sigmoidales pueden tener dimensiones de 1 a varios metros. Por último, existen intrusiones tardías respecto a las cizallas de fase 3, que afectan a la granodiorita, a las que cortan muy claramente no mostrando en este caso los granitos ningún tipo de deformación aparente. Este mismo caso, fué citado por el IGME (en prensa) para el macizo de granodioritas precoces de Negreira, en el que se han podido distinguir asimismo diferentes intrusiones de granitos de dos micas separadas en el tiempo, gracias a las diferentes relaciones que guardan con la granodiorita.

En relación a las diferentes tipologías que intruyen en la granodiorita se encuentran variedades de grano fino-medio y otras de grano medio-grueso, pudiendo ser en ambos casos equigranulares o bien tener un débil carácter porfídico por un mayor desarrollo de los cristales de feldespatos potásicos. Los porcentajes de biotita y moscovita son muy variables; en algunos casos la biotita es más abundante y está más homogéneamente distribuida en la roca mientras que la moscovita, más escasa, forma placas de mayor tamaño llegando incluso a destacar frente al resto de los componentes de la roca. En otros casos ambos filosilicatos se encuentran con tamaños y en proporciones similares, y en otros la biotita está prácticamente ausente pasando a variedades moscovíticas.

2.2.3.- Cortejo filoniano.

Además de las frecuentes inyecciones de granitos de dos micas citados en el apartado anterior, en el macizo de Bayo-Vigo son frecuentes por zonas aplitas, aplopegmatitas y pegmatitas de difícil asignación, ya que al igual que ocurre con otros macizos de granodioritas precoces fuertemente intruidas posteriormente por granitos de dos micas no es posible por el momento establecer si éstas manifestaciones filonianas están genéticamente relacionadas con la granodiorita o si por el contrario corresponden a diferenciados de los granitos alcalinos.

Los autores holandeses (ARPS, AVE LALLEMANT, FLOOR, op.cit.) consideraban como últimas manifestaciones de la serie granodiorítica de Bayo-Vigo, pegmatitas, pegmáplitas y aplitas, con biotita, granate y turmalina. Posteriormente, el IGME (no publicado) pone de evidencia el problema de asignación de estas manifestaciones filonianas en el sector norte del macizo, denominado Macizo de Bayo, así como en otros macizos precoces intensamente inyectados por granitos de dos micas como el de Negreira y el de Chantada-Taboada, opinando en algunos de los casos que en su mayoría podrían estar genéticamente relacionadas con los granitos de dos micas y no con los cuerpos granodioríticos. Asimismo, GALAN, G.

(1984) habla de un escaso cortejo filoniano relacionado con la granodiorita precoz de Vivero, en Galicia oriental.

Dentro del Macizo de Bayo-Vigo se han encontrado:

- Venas y diques aplitoides fundamentalmente moscovíticos y otros que pueden contener además biotita, turmalina y granate.

- Pegmatitas que como en el caso anterior pueden ser únicamente moscovíticas o estar constituidas además por biotita, turmalina o granate. En este caso concreto de las pegmatitas, en las zonas próximas a los granitos de dos micas llegan a ser muy abundantes las pegmatitas principalmente moscovíticas, con grandes potencias, siendo muy probable que estén relacionadas con ellos.

- Aplopegmatitas, generalmente con turmalina, en las que se distinguen dos tipos: asimétricas, con una zona aplitica y otra pegmatoide, o simétricas en las que puede desarrollarse una zona central aplitica y bordes externos pegmatoides, o viceversa. Normalmente en la parte central aplitica los pequeños cristales de turmalina (y en ocasiones biotita) suelen disponerse orientados paralelamente a las paredes del dique, mientras que en los bordes pegmatoides la turmalina forma cristales idiomorfos en ocasiones de varios centímetros de longitud con una disposición perpendicular a las paredes del dique.

- Diques de cuarzo de diferente espesor, que esporádicamente pueden sobrepasar los 50 cm. de potencia.

Además de estos tipos se han observado:

- Diques graníticos de grano medio, hololeucócratas y con moscovita, en los que destacan agregados aislados de biotita con formas lenticulares y disposición oblicua a los bordes del dique, que en gran parte es debida

a deformación tectónica. Este tipo es muy frecuente en la zona de Sangenjo, encontrándose en toda la costa como inyecciones aisladas o en grupos de diques paralelos entre sí.

- Diques hololeucócratas con un tamaño de grano medio con pequeños cristales de moscovita, en el que destacan en tamaño cristales aislados de biotita idiomorfa. Tanto este tipo como el anterior se encontraron en las proximidades a granitos de dos micas.

El espesor de todas estas manifestaciones filonianas es muy variable, desde venas de escasos centímetros hasta diques de más de 2 m. de potencia. Aunque a nivel de afloramiento pueden guardar alguna disposición preferente a mayor escala no parecen guardar ningún tipo de orientación preferente dentro del macizo. Pueden intruir siguiendo direcciones desde N-S con buzamientos al E o al W, hasta E-W con buzamientos al N o al S. Los buzamientos son asimismo variables pudiendo estar desde muy verticalizados hasta prácticamente horizontales.

No se ha podido tampoco establecer relaciones temporales entre los diferentes tipos de manifestaciones ya que se han visto por ejemplo pegmatitas cortando a diques aplíticos y a la inversa. Al igual que ocurría con las inyecciones graníticas estas manifestaciones filonianas intruyen en un amplio espacio de tiempo. Respecto a la deformación que afecta a la granodiorita, algunos diques intruyen con anterioridad a las cizallas que deforman a la misma estando ellos asimismo deformados por estas cizallas, cuyos planes C son en muchos casos oblicuos a los contactos diques-granodiorita. En otros casos cortan a las cizallas y las desplazan según movimientos dextros o senextros. Estos desplazamientos dextros y senextros son bastante frecuentes pudiendo ser bien visualizados cuando existen marcadores tales como otros diques o enclaves desplazados por el dique posterior. Por último, en algún caso aislado se han encontrado diques de granitos no deformados cortando rocas filonianas deformadas.

De la deformación que muestran los diques nos ocuparemos en el capítulo dedicado a las estructuras observadas en todo el macizo.

2.3.- ENCLAVES.

El macizo de Bayo-Vigo engloba diferentes enclaves, megaenclaves o septas cuya abundancia en algunas zonas y variedad litológica contribuye en gran medida a la heterogeneidad que caracteriza a este macizo. De estos enclaves diferenciaremos dos grupos siguiendo las terminologías francesa y sobre todo inglesa de diferentes autores recopilados en DIDIER, J. (1973). Un primer grupo corresponde a enclaves enalógenos (LACROIX, 1893) según la terminología francesa o xenolitos (SOLLAS, 1894) generalmente de tipo epixenolito (GOODSPEED, 1947) según la terminología inglesa. El segundo grupo constituirían enclaves homoeógenos (LACROIX, 1893) o autolitos (HOLLAND, 1900) según las mismas terminologías, mostrando una relación más o menos íntima en composición y origen con la roca encajante.

2.3.1.- Xenolitos.

Aunque pueden encontrarse aislados en diferentes zonas del macizo, en el área de Sangenjo y Vigo pueden ser tan numerosos que llegan a ser volumetricamente más importantes que la granodiorita y granitos alcalinos que los intruyen. Según FLOOR, P (1966) ya que estos bloques parecen haber conservado su posición regional, sería más real hablar de un "stockwork" que de un cuerpo granítico.

En la parte más occidental del macizo los xenolitos corresponden a metasedimentos de la Serie Cabo D'Home-La Lanzada al que se le ha atribuido hasta ahora una edad Precámbrico Superior-Silúrico (IGME, 1981). En la parte media y oriental los xenolitos pertenecen a rocas del Complejo denominado por ORTEGA y GIL IBARGUCHI (1983), GIL IBARGUCHI y

ORTEGA (1985) Malpica-Tuy, y en esta parte sur de Galicia Complejo Vigo-Pontevedra.

De la serie Cabo D'Home-La Lanzada engloba cuarzo-esquistos y micaesquistos de color negruzco, con venillas de cuarzo replegadas y abudinadas, y principalmente rocas de naturaleza más arenosa que en la serie metasedimentaria alternan con los anteriores, correspondientes a paraneises biotíticos. Esporádicamente también engloba paranfibolitas que generalmente están intercaladas en los micaesquistos y paraneises biotíticos.

Del Complejo Vigo-Pontevedra o Malpica-Tuy engloba también abundantes paraneises biotíticos de grano fino-medio, generalmente con foliación planar o plano-linear, ortoneises biotíticos leucocráticos también con foliaciones planares a veces plegadas a plano-lineares, ortoneises leucocráticos de granos grueso y a veces débilmente glandulares, paranfibolitas y quizás metabasitas (?) (orto-anfibolitas). Estas metabasitas corresponden a las anfibolitas descritas en el apartado 2.2.1.3 que como ya hemos dicho, de no estar genéticamente relacionados con los precursores básicos, pueden corresponder a este tipo de rocas existentes en el Complejo Vigo-Pontevedra.

A gran escala la disposición de los xenolitos es concordante con la dirección mayor del cuerpo granodiorítico encajante. Sus dimensiones son muy variables, encontrándose desde tamaños inferiores a 1 m. a decamétricos o kilométricos. Además de estos xenolitos mayores son frecuentes, sobre todo en la facies Udra, xenolitos de escasos centímetros que muestran diferentes grados de asimilación por la granodiorita.

Están intruidos tanto por la granodiorita como por granitos de dos micas. Los contactos suelen ser bastante netos y concordantes o ligeramente discordantes con la foliación de los xenolitos. Es frecuente que en las proximidades de los contactos la granodiorita desarrolle

concentraciones o bolsadas holofeldespáticas; están muy poco retocados o asimilados por ella y conservan bordes o formas angulosas. Por otra parte, aunque no se ha realizado un estudio petrográfico en detalle de los xenolitos, no parecen existir efectos de metamorfismo de contacto.

En ciertos casos, aunque los contactos externos sean netos, el xenolito puede estar intruido por numerosos diques o venillas de granodiorita y granitos alcalinos netos o algo difusos que pueden seguir su foliación o ser claramente discordantes. Cuando la red granítica es densa el xenolito queda fragmentado en diversos bloques angulosos de diferente tamaño aislados por la red granítica recordando a las morfologías de tipo agmatítico.

En el caso de los ortoneises leucocráticos del Complejo Malpica-tuy se han visto contactos difusos y mezcla con la granodiorita lo que podría ser resultado de una cierta movilización al ser englobados por ella o bien que hayan sido englobados en profundidad y a temperaturas elevadas de manera que al tener composiciones próximas se reduciría el contraste de viscosidades favoreciéndose la mezcla entre ambos.

2.3.2.- Enclaves microgranudos.

Son bastante frecuentes a lo largo de todo el macizo englobados en todas las facies granodioríticas y en algunos de los granitos biotíticos asociados con ellas. Suelen aparecer aislados dentro de la granodiorita predominando en proporción en algunas zonas sobre otras en las que su presencia puede llegar a ser muy esporádica.

A excepción de los megaenclaves biotítico-anfibólicos que por su importancia y volumen hemos descrito dentro de las facies granodioríticas-monzograníticas principales sus tamaños son variables pero generalmente inferiores a 50 cm., salvo algunos enclaves de natura-

leza más ácida y próximos en composición a la roca encajante que llegan hasta 1 m. o algo más. Su forma y disposición están condicionados en gran medida por la intensidad de deformación. Cuando la granodiorita está poco deformada predominan formas subredondeadas o elípticas de baja relación axial, mientras que cuando la roca encajante está más deformada predominan formas elípticas con altas relaciones axiales. En el primer caso las relaciones axiales oscilan entre 1,5-2,5 como ocurre en el Cabo Udra y la Península de Aldán, en la zona intermedia del cuerpo (en la Península de Morrazo) las relaciones axiales están comprendidas entre 4 y 5, según GALLASTEGUI, G. (1983) en Cangas de Morrazo algo más del 75% de los enclaves medidos tienen relaciones axiales inferiores a 5 de los cuales solo en un 22% de los casos son inferiores a 2,5. Por último, en las proximidades del contacto oriental (También en la Península de Morrazo) los enclaves tienen relaciones axiales en ocasiones superiores a 30 (Ver mapa estructural).

Como ya hemos dicho, la disposición de los enclaves también está condicionada por la roca encajante, de modo que sus ejes mayores se orientan concordantemente con la foliación planar de la granodiorita. Cuando ésta está deformada por cizalla simple entonces los enclaves se disponen según la foliación originada por ella, es decir, según los planos S de cizalla. Por este motivo no hemos representado en el mapa estructural medidas de orientación de enclaves, siendo en todo caso válidas las obtenidas a partir de los elementos constitutivos de la mesostasis y megacristales de feldespatos K de la granodiorita.

Referente a la orientación interna de los mismos, aunque existen enclaves no orientales lo normal es que presenten orientación interna planar o planolinear paralela a su eje mayor amoldándose perfectamente al borde del enclave cuando estos están curvados o doblados. Como puede observarse en las zonas de acumulaciones de enclaves su orientación interna se sigue de unos enclaves a otros afectando igualmente a la granodiorita, lo que indicaría según LIPMAN (in DIDIER, J. 1973) un

estado viscoso de los enclaves al ser englobados por la granodiorita y además un contraste de viscosidades entre ambos muy bajo puesto que de ser los enclaves cuerpos ya consolidados la foliación originada en la granodiorita durante la deformación se amoldaría al enclave bordeándolo y no se continuaría dentro de él.

Su tamaño de grano es siempre inferior al tamaño de grano de la roca encajante y no se han visto variaciones entre el núcleo y las zonas periféricas o de borde. Los contactos enclave-granodiorita pueden ser netos redondeados o curvos y menos frecuentemente irregulares y difusos; ambos tipos de contacto pueden darse dentro de un mismo enclave encontrándose tramos netos y tramos difusos. Algunos enclaves desarrollan en el contacto coronas biotíticas, proceso que según HARME (1958) in APARICIO et.al (1975) es frecuente en enclaves microgranudos de diferentes áreas y serían debidas a desequilibrios entre los dos magmas al igual que las coronas reaccionales desarrolladas alrededor de xenocristales. En otros casos se produce una mezcla en la zona más externa resultando un enclave zonado con un núcleo tonalítico y borde granodiorítico o melanogranodiorítico, es decir de la misma composición que los enclaves más hibridizados con la granodiorita (GALLASTEGUI, G. op.cit.).

Una zona de gran interés para la observación de este tipo de enclaves es la comprendida entre Cangas de Morrazo y Moaña, en la margen norte de la ría de Vigo, en la que los enclaves microgranudos englobados tanto por la granodiorita como por los granitos biotíticos leucocráticos aparecen en diferentes enjambres o "Swarm", término utilizado por DIDIER, J. (1973) para referirse a acumulaciones de enclaves alineados. Como ya adelantamos, de todos ellos el más espectacular por sus dimensiones y densidad de enclaves es el que ocupa la Punta Niño do Corvo estudiado por GALLASTEGUI, G. (1983), GALLASTEGUI et.al. (1983, a y b) y CORRETGE et.al (1983, 1984). De los diferentes orígenes propuestos para la formación de "Swarm" los asociados a la granodiorita de Bayo-Vigo serían de

tipo intrusivo. Según la clasificación de brechas magmáticas establecida por ANDRE, F (1979) corresponderían a brechas dinámicoelásticas, lo que según este autor implica la asociación de dos materiales con un comportamiento reológico próximo y que resulta de un emplazamiento en parte simultáneo o contemporáneo, aunque como ya se ha citado con anterioridad, también se encuentran algunos ejemplos de brechas estáticas y frágiles en relación con los precursores más básicos que aparecen en megaenclaves. El caso concreto del enjambre de la Punta Niño do Corvo que aparece jalonado por los precursores básicos biotítico-anfibólicos podría ser considerado como un "dique compuesto" término utilizado por WALKER Y SHELBORN (1966) in DIDIER, J. (op.cit.), CHAPMAN (1962) y BLAKE et.al (1965).

A partir del estudio de estas acumulaciones de enclaves, GALLASTEGUI, G. (op.cit.) establece tres grupos o generaciones de enclaves existiendo entre ellos diferentes términos transicionales o intermedios. Esta diferenciación fué realizada en base a las relaciones temporales, ya que unos tipos aparecen parcial o totalmente englobados por otros, y a las características mineralógico-texturales. A grandes rasgos las tipologías establecidas entre Cangas de Morrazo-Moaña son válidas o generalizables para todo el macizo, aunque dentro de la facies Udra se ha visto algún enclave con un aspecto algo diferente; son enclaves aparentemente no deformados algo más claros y de grano medio en los que destacan pequeños cristales de biotita alargados con una disposición palmeada. Dentro de esta misma facies se ha visto un ejemplo poco frecuente en el que un enclave microgranudo aparece englobando un xenolito del encajante con forma angulosa, una foliación bien preservada y contactos muy netos con el autolito englobante. Enclaves dobles fueron asimismo citados por el IGME (en prensa) en la parte norte del macizo.

Enclaves de 1ª generación. Denominados así por GALLASTEGUI, G. (op.cit.) por aparecer total o parcialmente englobados por otros encla-

ves de mayor tamaño. Corresponden a tonalitas biotíticas y son los enclaves que muestran un color más oscuro y un tamaño de grano más fino y homogéneo. Este tipo de enclaves suelen mostrar los contactos más netos con la roca encajante. Esporádicamente destacan de la mesostasis algunos xenocristales de cuarzo de 2 a 5 mm. de longitud rodeados por coronas continuas o discontinuas de biotita. Estos xenocristales son iguales a los que muestran los precursores biotítico-anfibólicos con la diferencia de que en los enclaves microgranudos las coronas externas son siempre biotíticas mientras que en los primeros son siempre de anfíbol. En las zonas externas, o próximas al contacto con la granodiorita pueden englobar algunos cristales de plagioclasa de tamaño bastante superior al del resto de los componentes del enclave y que han sido considerados asimismo como xenocristales. Una de las evidencias para considerar estos cristales como de origen externo al enclave es que en muchos casos se ha visto que sólo están parcialmente englobadas por él, perteneciendo tanto al enclave como a la granodiorita encajante.

En los términos transicionales a los considerados de 2^a generación comienzan a destacar agregados biotíticos con un tamaño no superior a 5 mm. orientados paralelamente al eje largo del enclave; los xenocristales de cuarzo son más frecuentes y el color de la mesostasis algo más clara por un aumento de cuarzo dentro de ella.

Enclaves de 2^a generación. Denominados así por englobar a los enclaves anteriores y estar asimismo englobados por los enclaves denominados de 3^a generación. Su mesostasis es también de grano fino y muy biotítica aunque como ya hemos dicho más rica en cuarzo que en los anteriores pudiendo mostrar un color algo más claro. De la mesostasis destacan agregados biotíticos lenticulares muy frecuentes, de 1 a 1,5 cm. de longitud. Estos agregados le dan un aspecto moteado muy parecido a las últimas rocas biotítico-anfibólicas descritas, encontradas en El Con y en Lapamans (contacto oriental en la costa de Bueu), en las que los agregados lenticulares son siempre de anfíbol.

Según su composición modal corresponden también a tonalitas pero más cuarzosas que los enclaves anteriores.

En este grupo de enclaves es en el que con más frecuencia se desarrollan coronas biotíticas alrededor del enclave o zonas externas de mezcla con la granodiorita resultando un enclave con núcleo tonalítico y una zona periférica de aspecto y composición igual a la de los enclaves de 3^a generación (granodiorítica o monzogranítica). El paso a este último tipo es debido a un mayor contenido de xenocristales de Q y sobre todo de plagioclasa y feldespato K adquiriendo un marcado aspecto porfídico que es el rasgo que mejor define macroscópicamente a los enclaves de 3^a generación.

Enclaves de 3^a generación. Pueden englobar enclaves de 1^a y 2^a generación orientados según su eje largo. Son de color más claro por un aumento en la fracción leucócrata respecto a los otros tipos (fundamentalmente feldespato K intersticial). Se caracterizan por un aspecto porfídico debido al número de xenocristales que engloba y aunque destacan en ellos agregados biotíticos estos son menos abundantes que en el grupo anterior. En algunos casos su aspecto y color son próximos a la roca encajante siendo más difícil reconocer su contacto. La composición modal es muy parecida a la de la roca encajante correspondiendo a granodioritas-monzogranitos, lo que es el resultado de una mayor hibridación o mezcla que en los enclaves anteriores.

2.3.3.- Algunas consideraciones sobre los enclaves microgranudos.

De la observación de estas acumulaciones de enclaves parece evidente que todos ellos derivan de una tipología más o menos común, a partir de la cual se obtendrían diferentes composiciones intermedias entre la composición de partida de naturaleza básica-intermedia hasta composiciones ácidas similares a la de la granodiorita-adamellita o magma ácido encajante de los enclaves, debido en primer lugar a mezclas en profundi-

dad y posteriormente a hibridaciones con el magma encajante durante la consolidación como "pillows" dentro del magma granodiorítico.

En relación a los procesos que intervienen en la modificación de la mineralogía original de los enclaves, dejando al margen los procesos de recristalización más o menos tardíos, el tránsito de 1^a-2^a generación se caracteriza por el aumento relativo en algunos minerales como cuarzo y biotita en la mesostasis, así como de xenocristales de cuarzo y plagioclasa; el tránsito 2^a-3^a generación por un enriquecimiento en minerales leucocrátas por procesos de granitización, correspondiendo al tipo de granitización en el que tiene lugar principalmente el desarrollo de feldespato K o alcalinización (READ, In DIDIER, op.cit.) en la mesostasis así como también un mayor porcentaje de xenocristales. Estos procesos de enriquecimiento en cuarzo y posteriormente en feldespato k. son similares a los descritos por DIDIER (op.cit.) y por APARICIO et.al (1975) en los enclaves microgranudos del Sistema Central Español y según NOCKOLDS, in DIDIER (op.cit.) y GOURGAUD et.al. (1980, 1981) estarían motivados por:

1^o- variaciones mineralógicas de los componentes originarios del enclave que no estén en equilibrio con el magma ácido huesped; 2^o- una vez alcanzado el equilibrio tendría lugar el crecimiento de minerales dentro del enclave a expensas del magma granítico.

Estos procesos conllevan (GOURGAUD, et.al, op.cit.) a la homogeneización de dos magmas lo que queda bien reflejado en la composición granodiorítica-monzogranítica que caracteriza a los enclaves más hibridados.

Por último, ya que estas transformaciones afectan de diferente manera a enclaves ligados espacialmente y en ocasiones el grado de hibridación es diferente para una misma composición habría que pensar en la existen-

cia de posibles niveles mezclas más o menos homogéneos en profundidad que provocasen el desarrollo de composiciones intermedias en origen y que además los enclaves fueran atrapados o quedaran englobados en el magma granodiorítico a diferentes niveles durante su ascenso.

3.- CONTACTOS CON EL ENCAJANTE, EFECTOS TERMICOS DE CONTACTO Y EMPLAZAMIENTO.

3.1.- INTRODUCCION.

En el capítulo 2 ya hemos descrito las relaciones de contacto de las rocas básicas e intermedias con la granodiorita encajante (Apartado 2.2.1.1.), así como los contactos entre la granodiorita y los granitos de dos micas posteriores (Apartado 2.2.2.4.2.). Los diferentes granitos de dos micas intruyen en la granodiorita y en su encajante original, enmascarando el contacto entre ambos casi en su totalidad pues sólo se conservan escasos puntos donde puede ser observado el contacto oriental mientras que el occidental no es visible en esta parte sur del Macizo.

La información existente hasta el momento de los diferentes autores que han trabajado en este macizo sobre las relaciones de contacto con el encajante, los posibles efectos térmicos de contacto y la edad de emplazamiento es escasa e imprecisa. Por otra parte en este estudio tampoco puede ofrecerse una solución a estos problemas debido en parte a la escasez de afloramientos y a la escala de este proyecto en el que se han fijado un total de 24 muestras para todo el macizo; número que no permite una recogida de muestras de los xenolitos de naturaleza tan variada que engloba la granodiorita y que constituyen en este caso concreto una base fundamental para reconocer posibles efectos térmicos de contacto y su relación con las principales fase de deformación hercínicas en el occidente de Galicia.

Por todo ello se hará una recopilación de las opiniones publicadas de otros autores unido a algunas observaciones propias.

3.2.- ROCAS ENCAJANTES Y RELACIONES DE CONTACTO.

Como ya se ha dicho con anterioridad la parte occidental de la granodiorita intruye en los metasedimentos de la serie Cabo D'Home-La Lanzada y la parte oriental en los metasedimentos y rocas ortoderivadas del Complejo Malpica-Tuy, también denominado en la parte sur de Galicia Complejo Vigo-Pontevedra, a los que engloba como xenolitos. Al sur de Vigo se encuentra en zonas de rocas migmatizadas, con las que aparece mezclada (BUISKOOL TOXOPEUS, et.al., op.cit.).

A la Serie Cabo D'Home-La Lanzada se le ha atribuido hasta ahora una edad silúrica (IGME,1985) por correlaciones litológicas con series de áreas próximas y sería homologable a la serie Monteferro-El Rosal, de la que estarían representados en esta zona los tramos medio y superior ya que faltan los horizontes conglomeráticos y son escasos los niveles de para-anfibolitas, representativos de la parte basal de la serie.

El Complejo Vigo-Pontevedra o Malpica-Tuy (GIL IBARGUCHI y ORTEGA, op.cit; ORTEGA y GIL IBARGUCHI, op.cit.), denominado anteriormente "Complejo Antiguo" (PARGA PONDAL, 1956, 1960, 1963, 1966) o "Fosa Blastomilonítica" (TEX, E den y FLOOR, 1967), ha sido considerado como de edad pre-hercínica (FLOOR, op.cit; ARPS, op.cit; AVE LALLEMANT, op.cit; BUISKOOL TOXOPEUS, op.cit; TEX, E den y FLOOR, 1971) debido a que la presencia de inclusiones helicíticas en poiquiloblastos de plagioclasa de edad hercínica indicaría la existencia de una deformación pre-hercínica. Posteriormente se consideró (ORTEGA, 1980; GIL IBARGUCHI y ORTEGA, op.cit; ORTEGA y GIL IBARGUCHI, op.cit.) que estas deformaciones pre-hercínicas podrían corresponder con estructuras F1 y F2 hercínicas, de manera que la esquistosidad relictas en los porfiroblastos de plagioclasa correspondería a una S1 y los porfiroblastos se habrían desarrollado pre-sin "schistosity" S2. De todas formas, se han obtenido edades de 460-430 m.a. (in TEX, E den y FLOOR, op.cit.) para algunos ortoneises de este complejo. Desde el punto de vista estructural se considera como una

unidad alóctona (RIES y SHACKLETON, 1971; ANTHONIOZ y FERRAGNE, 1978; LEFORT y RIBEIRO, 1980; IGLESIAS et. al., 1983) cabalgante sobre diferentes materiales de la Zona Centro Ibérica de JULIVERT et.al. (1974), por lo que su contacto con la Serie Cabo D'Home-La Lanzada debe ser tectónico.

En el sector de Bayo intruye asimismo en el Complejo Malpica-Tuy y en rocas migmatizadas sedimentarias (paraneises) e ígneas (ortoneises) situadas a ambos lados de este Complejo. En esta zona tramos significativos del contacto de la granodiorita son fallas o fallas deducidas (ARPS, op.cit) observándose brechas en el contacto y un alto grado de filonitización y milonitización a lo largo del borde oriental y occidental del macizo (ARPS, op.cit., AVE LALLEMANT, op.cit.). En el caso concreto de la falla que limita la granodiorita con el Complejo Malpica-Tuy es posible que sea una falla con un rejuego posterior al emplazamiento, pero es difícil precisar la importancia del papel que jugaron las fallas postemplazamiento en la delimitación del macizo (IGME, en prensa). Para ORTEGA y GIL IBARGUCHI (op.cit.) la falla que delimita actualmente el Complejo Vigo-Pontevedra por el oeste es sin-tardi fase 3, lo que confirmaría que al menos los últimos rejuegos serían posteriores al emplazamiento de la granodiorita.

Los contactos con las rocas del Complejo Malpica-Tuy en la parte septentrional del macizo son netos, aunque con el ortoneis son algo difusos a escala centimétrica (IGME, en prensa); en las rocas metasedimentarias (PC-CA según el MAGNA 1:50.000) con intercalaciones de anfibolitas y ortoneises, la granodiorita parece intruir según intercalaciones perfectamente concordantes con la esquistosidad del encajante (IGME, en prensa). La mayoría de los xenolitos son paralelos a la foliación de la granodiorita pero otras veces son discordantes, aunque los megacristales son paralelos al borde del macizo y a la foliación de las rocas encajantes (AVE LALLEMANT, op.cit.).

En la parte sur del macizo, no se observa en el campo un contacto por falla con el Complejo Vigo-Pontevedra; el contacto con los materiales de este complejo son netos, los feldespatos de la granodiorita se disponen paralelos al contacto con los xenolitos y en muchos casos a la foliación interna de los mismos (FLOOR, op.cit.). Además según este autor los xenolitos parecen conservar su posición regional por lo que deben ser considerados como septas o "roof pendants" y según la forma de intrusión de la granodiorita en estos materiales considera el conjunto como un "stockwork" más que un cuerpo granítico.

En toda la zona considerada en este proyecto la granodiorita intruye como inyecciones laminares paralelas a la esquistosidad o foliación regional de los metasedimentos y rocas ortoderivadas encajantes, o bien como masas graníticas mayores que parecen aprovechar los planos estructurales o anisotropías del encajante para su intrusión y que no parecen modificar su posición estructural previa. De todas formas hay que tener en cuenta que las deformaciones, intensas en algunas zonas, generalmente debidas a las cizallas de fase 3 deben haber reorientado todo el conjunto provocando en parte el paralelismo de estructuras observadas actualmente.

A pequeña escala, los contactos suelen ser netos a excepción de algunos ortoneises leucocráticos con los que puede haber contactos más difusos, como ya se indicó en el apartado 2.3.1. En este sector sur la esquistosidad más marcada en los metasedimentos puede ser en muchos casos debida a las cizallas de fase 3 que afectan asimismo a la granodiorita, observándose así una estructura muy marcada concordante en ambos tipos de rocas. En ocasiones se conservan pliegues apretados en los metasedimentos afectados posteriormente por las cizallas, asignables a pliegues de fase 2 en cuyo caso la granodiorita puede intruir paralelamente a estas estructuras previas o formando un ángulo con ellas.

3.3.- EFECTOS TERMICOS DE CONTACTO.

Pocos autores ofrecen datos sobre un posible metamorfismo de contacto provocado por la intrusión de la granodiorita.

En la parte septentrional la granodiorita no parece ejercer ningún efecto sobre los ortoneises, mientras que los paraneises y ocasionalmente las anfibolitas muestran evidencias de asimilación. Los paraneises recrystalizarían en cuarzdioritas granoblásticas, algunas veces con porfiroblastos de plagioclasa (ARPS, op.cit.). Según el IGME (op.cit.), en este mismo sector norte la única indicación de campo sobre un posible metamorfismo de contacto consiste en la presencia de pequeños nódulos blastoides (¿Andalucita, cordierita?) observados en una pararoca de la unidad PC-CA (en el MAGNA 1:50.000), a corta distancia al este del contacto con el macizo.

En el sector sur, al igual que FLOOR (op.cit.) no hemos observado en el campo una influencia termometamórfica en las rocas metamórficas adyacentes ni en las englobadas en el macizo. Este autor piensa que quizás la recrystalización del ortoneis fué causada por la intrusión de la granodiorita.

Respecto a este tema hay que tener en cuenta que la intrusión de la granodiorita pudo haber ocurrido en un momento en el que su encajante se encontrara ya en unas condiciones metamórficas elevadas, llegándose incluso en algunas zonas al climax metamórfico con procesos de anatexia y desarrollo de migmatitas. En la serie Cabo D'Home-La lanzada las paragénesis van desde la zona de la clorita a la zona de la sillimanita, correspondiendo a facies desde esquistos verdes hasta facies anfibolita (IGME, op.cit.). En el complejo Vigo-Pontevedra se ha distinguido un metamorfismo de alta presión, con paragénesis eclogíticas, posteriormente retrogradado a facies anfibolita (GIL IBARGUCHI y ORTEGA, op.cit;

ORTEGA y GIL IBARGUCHI, op.cit.). Una vez emplazado este complejo, tanto estos materiales como los de su entorno sufren una intensa

retrogradación en condiciones de facies de los esquistos verdes, según los autores anteriores.

3.4.- EDAD DE EMPLAZAMIENTO.

No existe aún una edad precisa para el emplazamiento de la granodiorita de Bayo-Vigo ni un acuerdo de opiniones sobre este tema de los diferentes autores que han trabajado en el occidente de Galicia, ya que mientras que para algunos de ellos la granodiorita sería claramente posterior a los procesos de anatexia y desarrollo de migmatitas, otros opinan que su formación es anterior al climax del metamorfismo regional hercínico.

En la parte norte del Macizo, la sucesión de acontecimientos estaría caracterizada por un desarrollo de migmatitas durante el climax del metamorfismo regional al que seguiría una etapa distensiva en la que habría un rejuego de la falla N-S que limita la parte oeste del Complejo Vigo-Pontevedra responsable de la posición actual del Complejo migmatítico en contacto con las rocas migmatizadas. Este rejuego facilitaría el ascenso de magmas dioríticos y granodioríticos a niveles superiores que intruirían en el Complejo y en las migmatitas situadas al oeste del mismo (ARPS, op.cit.). Posteriormente intruirían los granitos y leucogranitos de dos micas parautóctonos o alóctonos. Según este autor la granodiorita estaría deformada por la fase 2 y posteriormente por una intensa cizalla dextra subvertical de fase 3 que provoca milonitización y filonitización.

Sin embargo, para AVE LALLEMANT (op.cit.) la posición relativa de todo el grupo precoz no está clara ya que pudo haber intruido en un nivel más alto no alcanzado por la migmatización y posteriormente al emplazamiento

de la granodiorita el frente de migmatización alcanzara el nivel actual de exposición ya que según él la granodiorita puede ser anterior a la migmatización local.

Una opinión similar es la propuesta posteriormente por GIL IBARGUCHI (op.cit.) para quien la formación de las granodioritas precoces podría estar relacionada con un primer metamorfismo M1 caracterizado por el desarrollo de una subfacies con granate y estaurolita de la facies de las anfibolitas con almandino en las rocas pelíticas mesozonales y probablemente por la desestabilización de la moscovita y la génesis de movilizados en la catazona superior. A un nivel más profundo la fusión seca de la base de la corteza daría lugar a magmas granodioríticos-graníticos probablemente contaminados con productos básicos infracrustales que serían los magmas generadores de las granodioritas precoces. Posteriormente tendría lugar un 2^o metamorfismo que daría lugar a anatexia y formación de granitos inhomogéneos.

Otra opinión diferente, más de acuerdo con ARPS (op.cit.) es la de FLOOR (op.cit.) para el que las granodioritas intruirían por medio de fallas o fisuras que con anterioridad habrían facilitado la intrusión del magma peralcalino en el Complejo Vigo-Pontevedra. Las granodioritas intruirían desde niveles profundos posteriormente a las rocas anatécicas, es decir posterior a la fase principal de metamorfismo y con anterioridad a los granitos de dos micas.

En esta parte sur del macizo es evidente que la granodiorita intruye una vez que el Complejo Vigo-Pontevedra está emplazado en su posición actual, sellando el posible contacto tectónico de éste con su autóctono relativo. En relación a la fase de anatexia y migmatización, en esta zona están prácticamente ausentes rocas migmatizadas, pero al suroeste de Vigo donde los metasedimentos de la región están migmatizados se encuentran pequeños afloramientos de granodiorita precoz que parecen estar

afectados por estos procesos, siendo muy frecuente la presencia en la roca de sillimanita (visible a simple vista) asociada a biotita.

4.- PETROGRAFIA.

4.1.- INTRODUCCION.

En este capítulo consideraremos los aspectos petrográficos (texturales, mineralógicos, composiciones y clasificaciones modales, etc.) que caracterizan a la serie de rocas que integran el macizo granodiorítico de Bayo-Vigo unicamente desde el punto de vista magmático, dejando al margen en lo posible las transformaciones que hayan sufrido posteriormente por procesos tectónicos que han modificado en mayor o menor grado sus características originales tanto a nivel textural como mineralógico (deformaciones intracristalinas, trituraciones, recristalizaciones, etc), las cuales serán descritas en el capítulo correspondiente a las macro y microestructuras debidas a deformación.

Para la realización de la caracterización petrográfica se han estudiado las láminas delgadas recogidas durante la realización de los MAGNAS 1:50.000 de Pontevedra y Vigo, las recogidas durante este estudio y las de GALLASTEGUI, G. correspondientes a sus tesis de licenciatura y tesis de doctorado en vías de realización.

4.2.- PETROGRAFIA DE LAS GRANODIORITAS-ADAMELLITAS PORFIDICAS.

Haremos aquí una descripción común y comparativa de las tres facies porfídicas distinguidas ya que como hemos expresado con anterioridad si bien estas facies muestran diferencias en relación a su tamaño de grano, grado de porfidismo, variaciones relativas en el contenido de sus componentes minerales o en su diferente distribución en la roca, todas ellas gozan de una mineralogía practicamente común. Por el mismo motivo incluiremos aquí las granodioritas-adamellitas no porfídicas relacionadas con ellas en diques o masas irregulares con contactos graduales o transicionales.

4.2.1.- Composición y clasificaciones modales.

En el triángulo Q-F. alc.-Pg de STRECKEISEN (1967), a excepción de algunos puntos que muestran una fuerte dispersión provocada por el tamaño de grano de estas rocas, obteniéndose en el contaje de puntos composiciones bastante desviadas de la composición media de la roca, todas las muestras consideradas caen mayoritariamente en el campo de las granodioritas y adamellitas o monzogranitos. De todas formas, aunque su composición modal sea muy próxima, a partir de los puntos representativos de la composición media de cada facies se observa que la composición modal media de las facies Cangas y Festiñanzo corresponde al campo de las granodioritas, mientras que la de la facies Udra y de las rocas no porfídicas o poco porfídicas asociadas con todas las facies porfídicas quedan representadas en el campo de las adamellitas y monzogranitos, en este último caso más próxima al vértice del feldespato alcalino (Fig. 2).

Los valores medios de los índices mineralógicos de JUNG y BROUSSE (1952), I.S., IF, IC (índices de saturación en sílice, feldespático y de color), ponen de manifiesto algunas diferencias entre estas facies reflejo de las observadas en el campo. Las facies porfídicas se caracterizan por ser rocas fuertemente a medianamente cuarcíferas, mientras que las adamellitas no porfídicas son medianamente cuarcíferas. Respecto al índice feldespático, las facies Cangas y Festiñanzo son mayoritariamente subplagioclásicas; las facies Udra es asimismo subplagioclástica pero de tendencia monzonítica y las adamellitas no porfídicas tienen un carácter monzonítico más acusado. Por último, los índices de color reflejan perfectamente las diferencias de color observadas en el campo, de manera que aunque todas las facies porfídicas son leucócratas, las facies Cangas y Festiñanzo que tienen en el campo un color más oscuro, tienen un IC medio próximo a 20, mientras que en el caso de la facies Udra el valor medio está próximo a 10 y las adamellitas no porfídicas que muestran

en el campo un color más claro que todas las facies porfídicas son hololeucócratas con un IC inferior a 10.

En resumen, según la variación que experimentan los índices mineralógicos parece que la evolución de estas rocas se caracteriza por una disminución en el grado de saturación en sílice y un carácter más monzonítico y leucocrático hacia los términos más diferenciados.

4.2.2.- Textura.

Al microscopio son rocas que presentan una textura hipidiomórfica y más frecuentemente alotriomórfica deformada y generalmente con un marcado carácter porfídico. En buena medida el carácter alotriomórfico que suele presentar la mesostasis está condicionado por:

- Intensidad que alcanzan las reacciones entre minerales, principalmente plagioclasa y feldespato potásico, en los últimos episodios de la cristalización, es decir en la etapa postmagmática; así como crecimientos blásticos y recristalizaciones tardías.

- Procesos de deformación que provocan deformación y trituración de granos, recristalizaciones y que además parecen favorecer o intensificar algunas de las reacciones postmagmáticas observadas como las reacciones entre feldespato K-plagioclasa.

El carácter porfídico es en general bastante acusado, destacando en tamaño fenocristales de feldespato K y de plagioclasas, aunque estas no suelen alcanzar el tamaño de los primeros. Los fenocristales de feldespato K., en origen de hábito bastante idiomorfo, es frecuente que pierdan este hábito por las reacciones antes citadas (al igual que las plagioclasas) y por crecimientos blásticos tardíos, contribuyendo asimismo a la pérdida del hábito subidiomórfico de la roca.

En las adamellitas no porfídicas o poco porfídicas, la textura es quizás más alotriomorfa y muestra también una tendencia porfídica pero más débil, alcanzando el feldespato K. y la plagioclasa tamaños algo superiores al resto de los componentes de la mesostasis. Como en el caso anterior parte del carácter alotriomórfico se debe a que al existir un mayor porcentaje de feldespato K. en la mesostasis, se intensifican las reacciones feldespato K-plagioclasa con la consiguiente pérdida del hábito subidiomorfo inicial en ambos.

4.2.3.- Mineralogía.

Al igual que en los apartados anteriores daremos una mineralogía resumen de todas las facies porfídicas y no porfídicas, diferenciando los componentes esenciales, accesorios y por último los secundarios. En el caso de la biotita, será incluida en los componentes esenciales aunque precisando que en las rocas hololeucócratas, es decir las adamellitas-granodioritas asociadas a las facies porfídicas, suele encontrarse en cantidades accesorias.

Componentes esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, (biotita).

Componentes accesorios: apatito, circón, moscovita, opacos, monacita, xenotima, rutilo, allanita, turmalina, esfena.

Componentes secundarios: sericita, moscovita, clorita, esfena, leucoxeno, ilmenita, epidotas (zoisita-clinozoisita), rutilo, anatasa (?).

CUARZO

Constituye aproximadamente entre un 25%-30% de la roca y se pueden distinguir varios tipos con diferente tamaño, morfología y posición en el orden de cristalización.

- Cuarzo I. Es bastante escaso, encontrándose como pequeñas inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa según secciones basales idiomorfas o con formas redondeadas por corrosión. Correspondería el cuarzo I de SCHERMERHORN (1956), de cristalización precoz, presente en los primeros estadios de la cristalización (anterior a la plagioclasa).

- Cuarzo II. Cristales con formas alargadas que siguen los planos de macla en las plagioclasas. Es escaso, de bordes corroídos y su significado no es totalmente claro ya que podría estar relacionado con procesos postmagmáticos o bien ser equivalente al cuarzo II de SCHERMERHORN (op.cit.) considerado por VOGT (1921) in CORRETGE (1971) como porciones de líquido magmático incluido en el cristal durante su crecimiento.

- Cuarzo III. Es el cuarzo normal de la roca, de cristalización magmática y el más abundante.

Puede presentarse en agregados policristalinos de diferente tamaño y morfología, o bien en cristales aislados o agregados de carácter intersticial. Tanto el tamaño como la forma y el tipo de unión o borde entre cristales, está condicionado por el grado de tectonización que haya sufrido la roca. En este caso solo daremos las características que muestra en las rocas poco deformadas estudiadas.

El tamaño de los agregados es variable, aumentando en las facies donde la mesostasis es de grano más grueso, como en el caso de la facies Udra en la que se han medido al microscopio agregados de más de 1 cm. El hábito suele ser anhedral con bordes suturados de tipo lobulado o

indentado. Muestra extinciones ondulantes y fenómenos de poligonización de intensidad variable.

Contiene pocas inclusiones pero engloba la mayor parte de los minerales previamente cristalizados en la roca, hasta el feldespato K., indicando así su posterioridad en la cristalización, aunque en etapas posteriores puede ser corroído por el feldespato K. de carácter blástico tardío.

- CUARZO IV. Es el cuarzo postmagnético originado por recristalización del cuarzo III. Su acción corrosiva es notable sobre todo en las plagioclasas y con menor intensidad sobre el feldespato k. y biotita. Puede llegar a aparecer incluido en ellos, mostrando continuidad cristalográfica con el cuarzo III adyacente.

- CUARZO V. Incluimos aquí el cuarzo originado por procesos de reacción e intercrecimientos:

a) Cuarzo de mirmequitas I. Es bastante abundante y está relacionado con la albita bulbosa desarrollada entre Feldespato K. y plagioclasa. El cuarzo así desarrollado puede presentar formas goticulares, gráficas y más frecuentemente como bastoncillos divergentes hacia el Feldespato k. Son las más corrosivas sobre el feldespato k.

b) Cuarzo de mirmequitas II. Es menos abundante y se origina en relación con agregados albiticos intergranulares postmagnéticos.

c) Cuarzo de reacción entre feldespato k. y plagioclasa, cuando uno está incluido en el otro. Se origina cuarzo con formas alargadas formando una corona externa alrededor del incluido.

- CUARZO VI. Corresponde al cuarzo "net like" o reticular de SCHERMERHORN (op.cit.) que penetra en el feldespato k. y plagioclasa. En el primer caso suele estar asociado con moscovita histerógena.

PLAGIOCLASA

Constituye un 35 a 40% de la roca y puede encontrarse como:

- Cristales aislados o en agregados de dos o tres individuos, con hábitos subautomorfos o xenomorfos, que pueden destacar en tamaño frente al resto de los componentes de la roca (6-7 mm.), aunque nunca alcanzan el tamaño del feldespato k.
- Plagioclasa albitica con formas bulbosas originada a partir de los cristales anteriores, en las que se desarrollan las mirmequitas I. ra
- Albita granular o coalescente (CORRETGE y MARTINEZ, 1975), asociada a feldespato k. granular y cuarzo (mirmequitas II).
- Pertitas en el feldespato k. y como plagioclasa dendrítica (resistente a los procesos de sustitución por parte del feldespato k.) (HIBBARD, 1981).

El primer tipo de plagioclasas se caracterizan por presentar maclas de tipo albita, carlsbad, albita-carlsbad, albita-periclina y maclas mecánicas, además de zonados concéntricos normales, oscilantes y "patchyzoning". Su composición varía de oligoclasa-andesina tanto para cristales zonados como no zonados.

La alteración es poco intensa y de tipo sericítico o sausrítico, originándose sericita-moscovita, epidotas xenomorfas de tipo zoisita-clinozoisita, carbonatos y clorita. En general la alteración es más intensa en el núcleo de los cristales.

Incluye circón, xenotima, apatito, biotita (y/o clorita), rutilo, esfena, cuarzo I, IV y VI, moscovita y plagioclasas de menor tamaño. Los cristales según determinadas direcciones cristalográficas de las plagioclasas formando enrejados. la presencia de inclusiones de plagioclasa de menor tamaño podría sugerir la existencia de dos episodios de crecimiento pero no existen criterios petrográficos para poder afirmarlo.

Pueden corroer al cuarzo I y II, biotita y sobre todo al feldespato k. Por otra parte ellas están corroidas por el cuarzo III, IV y sustituidas por el feldespato k. dando lugar a distintos tipos de reemplazamiento. Cuando están englobadas en el feldespato k. suelen desarrollarse en sus bordes coronas de decalcificación de composición más albitica.

En relación a los otros tipos de plagioclasas, la albita bulbosa mirmequítica es muy frecuente en todas las facies desarrollándose en los contactos plagioclasa-megacristales de feldespato k., mientras que la albita granular o coalescente es más importante en las rocas en las que existe mayor % de feldespato k. en la mesostasis y que muestran un cierto grado de trituración en los componentes de dicha mesostasis.

FELDESPATO POTASICO

Se encuentra en proporciones variables de unas facies a otras dependiendo de la mayor o menor abundancia de megacristales y de la variación que existe de unas facies a otras en los contenidos de feldespato k. en la mesostasis, siendo en unos casos muy abundantes y en otros prácticamente inexistentes, de manera que casi todo el feldespato k. se encuentra concentrado en megacristales bien individualizados de la mesostasis.

Puede encontrarse como:

- Megacristales de tamaños a veces anormalmente grandes, generalmente maclados Carlsbad.
- Cristales o agregados xenomorfos de carácter intersticial.
- Reemplazando a las plagioclasas según diferentes texturas de sustitución.
- Rellenando fracturas intergranulares.

En el primer caso el hábito puede ser subidiomorfo o xenomorfo debido a los efectos de corrosión que ejercen sobre él el cuarzo III y IV y sobre todo la plagioclasa albitica mirmequítica, así como a crecimientos blásticos tardíos durante los cuales se amolda y engloba los cristales adyacentes, mostrando bordes más irregulares aunque puede reconocerse en ocasiones el primitivo borde más idiomorfo. Este crecimiento blástico ha debido ser bastante tardío ya que llega a englobar en sus bordes a la plagioclasa mirmequítica a la que corroee conservándose generalmente las gotículas de cuarzo.

Es pertítico y puede mostrar más de un sistema de pertitas dentro de un mismo cristal. Los tipos más frecuentes son "stringlet", "string", "patch", "interpenetrant" y menos frecuentemente "band or ribbon" (Según la clasificación de ALLING, 1938, modificada por SPRY, 1969). Superpuesta o no a las pertitas puede observarse el enrejado de la microclina casi siempre difuso, en todo el cristal o sólo en algunas zonas del mismo.

Puede presentar extinción ondulante y ocasionalmente concéntrica. Este último caso corresponde a cristales zonados concéntricamente, en los que algunas zonas pueden quedar bien marcadas por la presencia de pertitas tipo "patch". Este zonado de los feldespatos potásicos indicaría variaciones en las condiciones de cristalización (SCHERMERHORN, op.cit.).

abundantes y tener un reparto muy homogéneo, los agregados son de mayor tamaño y constituidos por un mayor número de cristales que en la facies Udra en la que predominan cristales aislados o pequeños agregados de escasos cristales dispersos en la roca.

Suele encontrarse como secciones tabulares automorfas o subautomorfas muy pleocroicas (Np=amarillo muy pálido, a veces casi incoloro y Nm, Ng=marrón rojizo muy oscuro), o en secciones basales más xenomorfas.

Incluye a todos los accesorios primarios destacando en abundancia el circón con desarrollo de halos pleocroicos y el apatito en secciones basales o prismáticas. Otras inclusiones pueden corresponder a monacita por sus halos compuestos y extinción oblicua, pero en muchos casos es difícil de precisar debido a su pequeño tamaño. En los bordes puede englobar parcialmente apatitos de mayor tamaño redondeados o xenomorfos. Contiene además opacos (ilmenita) o rutilo dispuestos según las trazas de exfoliación, el segundo también con disposición sagenítica, además de allanita metamictica, esfena y anatasa (?).

La biotita puede estar incluida en feldespato potásico, cuarzo III y plagioclasa. las inclusiones en las plagioclasas son de pequeño tamaño y pueden orientarse según direcciones preferentes dentro de ella. Es corroída por el feldespato potásico, cuarzo III, IV, moscovita y plagioclasa.

La alteración es variable en intensidad y en los subproductos originados. Se distinguen tres tipos principales de alteración: cloritización, baueritización y moscovitización.

El primer tipo es el más frecuente y puede afectar a todo el cristal o sólo a determinadas zonas siguiendo preferentemente las trazas de exfoliación. Durante este proceso se originan diferentes subproductos asociados a la clorita como ilmenita, esfena, rutilo, (+ leucoxeno),

Contiene apatito, rutilo, circón, biotita (y/o clorita), plagioclasa, cuarzo IV, moscovita histerógena; en sus bordes blásticos puede englobar cuarzo V (de mirmequitas I) y albita granular postmagmática.

La biotita y plagioclasa pueden estar orientadas en el seno del feldespato k. o sin un orden determinado.

Durante el periodo blástico, además de tener lugar un crecimiento de los megacristales, podría haberse desarrollado el feldespato k. intersticial en la mesostasis y se produce además una alcalinización de las plagioclasas; en esta etapa el feldespato k. reemplaza a las plagioclasas dando lugar a texturas con morfologías "rapakivi" y "antirapakivi" o bien como manchas irregulares que siguen planos de macla a modo de antipertitas. Cuando el reemplazamiento es más intenso la sustitución puede ser casi completa conservándose algunos restos en forma de plagioclasa dendrítica o bien a modo de pertitas tipo "patch". La presencia de plagioclasa dendrítica constituiría una evidencia del fenómeno de alcalinización (HIBBARD, op. cit.).

El feldespato k. intersticial es xenomorfo, puede presentar o no la macla de la microclina y es muy poco pertítico. Muestra extinciones anómalas y poligonización por deformación.

BIOTITA

En las facies Cangas y Festiñanzo constituye aproximadamente un 16% de la roca, en la facies Udra un 10% y en las adamellitas-granodioritas asociadas con las facies porfídicas entraría dentro de la categoría de accesorio ya que no supera un 5% de la roca como media.

Puede encontrarse en cristales aislados y más frecuentemente en agregados que cuando la roca no está muy deformada suelen mostrar texturas decusadas. En las facies Cangas y Festiñanzo además de ser más

epidotas y feldespato potásico, por lo que debe tratarse de pennina. la ilmenita y esfena suelen disponerse según las trazas de exfoliación y el rutilo suele originarse en forma de finas agujas con disposición saenítica o con formas xenomorfas y alterado a leucoxeno. las epidotas son xenomorfas y corresponden en muchos casos a zoisita-clinozoisita aunque en otros casos puede tratarse de piemontita.

En el proceso de baueritización la biotita pasa a una biotita decolorada debido a la pérdida de Fe^{2+} y la consiguiente variación de la relación Fe^{2+}/Mg (CORRETGE, op. cit.).

La moscovitización es frecuente y comienza por determinadas zonas que suelen coincidir con las trazas de exfoliación. Esta alteración podría ser debida asimismo a la pérdida de Fe^{2+} (CORRETGE, op. cit.). La moscovita así originada suele ir acompañada de abundantes opacos (ilmenita) y rutilo.

Existen además unas biotitas de muy pequeño tamaño posiblemente de neoformación o recristalización de la biotita normal que forma agregados o rosarios en la mesostasis.

MINERALES ACCESORIOS

Moscovita.

Normalmente es un mineral postmagmático de carácter blástico o secundario pero no se puede destacar que algunas moscovitas sean de origen primario o de contaminación de los granitos o leucogranitos de dos micas con los que en ocasiones están mezcladas las granodioritas. Es muy escasa o nula en muchas de las láminas de las facies Cangas y Festiñanzo.

Muy frecuentemente está asociada a la biotita de la que como ya hemos dicho puede derivar por alteración según las trazas de exfoliación o en

sus bordes en continuidad cristalográfica, con abundantes inclusiones de opacos y rutilo. En otros casos los cristales de moscovita asociados a la biotita están más individualizados y no muestran inclusiones.

En las plagioclasas puede encontrarse como finos cristales de hábito largo orientados paralelamente o en enrejados, o en cristales con hábito xenoblástico con bordes indentados y apófesis dactiliticas. Aparece también incluida en el feldespto K. generalmente siguiendo fracturas o disponiéndose en sus bordes. También suele encontrarse acompañado a los agregados albiticos postmagmáticos.

En el caso de la facies Udra existe alguna zona en la que se pasa transicionalmente a una roca de mesostasis muy similar pero pobre en megacristales, en la que se encuentran grandes cristales de moscovita blástica de bordes rizados intercrecida con cuarzo y rica en inclusiones de fibras o agujas, formando a veces madejas, que parecen corresponder a turmalina.

Por último existen agregados de moscovita siguiendo los planos C de cizalla en la roca y que en principio podrían estar en relación con los procesos de deformación tectónica.

Apatito

Es uno de los accesorios más abundantes y puede presentarse en cristales de hábito acicular, prismático o en secciones basales hexagonales. Algunas veces se encuentra en agregados de varios cristales cuando está incluido en plagioclasa y feldespto K.

Las secciones prismáticas pueden contener pequeñas inclusiones alargadas que podrían corresponder a otros apatitos de menor tamaño.

En los bordes de los cristales de biotita se encuentran apatitos de

mayor tamaño redondeados con inclusiones de opacos, circón y rutilo, aunque algunas por su tamaño son difícilmente identificables. Estos apatitos son indicativos de una recristalización lenta y equilibrada (CORRETGE, op. cit.).

Circón

Esta incluido en la mayor parte de los constituyentes esenciales de la roca con formas redondeadas o alargadas de tendencia idiomorfa. Es muy abundante en las biotitas como inclusiones de pequeño tamaño, mientras que en el resto de los minerales esenciales suele ser de mayor tamaño mostrando además hábitos bipiramidados y zonados concéntricos.

Es posterior a los minerales opacos a los que engloba y anterior al apatito.

Algunas de las inclusiones podrian corresponder a monacita pero la distinción no siempre es posible debido a su escaso tamaño.

Opacos

Son escasos, de pequeño tamaño y generalmente redondeados o xenomorfos. Pueden estar alaterados a rutilo y leucoxeno por lo que en su mayoría debe tratarse de ilmenita. En sus bordes pueden formarse coronas de esfena o epidota.

Rutilo

Incluido en biotita y sobre todo en clorita con disposición sagenítica. Menos frecuentemente se encuentra en cristales redondeados o

xenomorfos alterados a leucoxeno. También está incluido en cuarzo y feldespatos K. como finas agujas.

Allanita.

Es escasa y asociada a la biotita en la que desarrolla halos pleocroicos. Suele encontrarse en estado metamictico.

Xenotima

También es escasa y presenta con formas idiomorfas de hábito cuadrado con vértices generalmente biselados.

Turmalina

Es un accesorio accidental de hábito xenoblástico aunque como ya hemos dicho en el apartado de la moscovita puede encontrarse como madejas de agujas o prismas de hábito largo en zonas muy concretas de la facies Udra. En principio podría pensarse que se tratase de fibrolita ya que no siempre es bien identificable, pero en algunos cristales mejor desarrollados su elongación parece ser negativa y por otra parte, su presencia coincide con la presencia de turmalina xenoblástica en la mesostasis y de drusas rellenas de cuarzo y turmalina observados en el campo. De todas formas, aunque en este área no existe sillimanita, si se encuentra más al sur en la zona migmatítica citada en el capítulo anterior.

4.2.4. - Orden de cristalización.

Los primeros minerales en cristalizar serían los accesorios: opacos, circón, monacita, rutilo, apatito, allanita y xenolita. De todos ellos, el apatito es el que tiene un mayor episodio de cristalización, llegando su período de desarrollo hasta el final de la cristalización de la

biotita. La plagioclasa cristalizaría poco después de la biotita y solapada con ella, como indican las pequeñas inclusiones de biotita englobadas en plagioclasas; sin embargo, la biotita parece continuar su crecimiento después de haber finalizado la cristalización de la plagioclasa a la que suele bordear. Con anterioridad a la plagioclasa, habría cristalizado el cuarzo I, y solapado con ella el cuarzo II, ambos en proporciones escasas y representando una etapa precoz de cristalización de cuarzo.

El feldespato potásico I, crece también solapado con la plagioclasa a la que engloba en cristales de poco tamaño, prosiguiendo una vez finalizado el período de crecimiento de la plagioclasa.

A continuación cristaliza el cuarzo III, o normal de la roca, marcando el final del episodio de cristalización magmática.

El episodio postmagmático adquiere bastante importancia en muchas de estas rocas. En él tiene lugar la blastesis de varias fases minerales, y se desarrollan diferentes procesos de alteración y reacción que dan lugar a distintos tipos de sustituciones.

El cuarzo III recristaliza dando lugar al cuarzo IV, que corroe al feldespato potásico I, biotita y sobre todo plagioclasa. Se produce decalcificación de las plagioclasas, dando lugar a albita acompañada por el desarrollo de mirmequitas I (cuarzo V, versicular), que corroen fuertemente al feldespato potásico I. Asimismo tiene lugar un crecimiento blástico del feldespato potásico I, provocando una intensa alcalinización en la roca. Este feldespato potásico II podría comenzar a desarrollarse solapado con el cuarzo III de la roca, pero continúa hasta que el episodio postmagmático está muy avanzado, ya que corroe al cuarzo III y a la plagioclasa mirmequítica (mirmequitas I), a la que puede llegar a englobar en sus bordes. También ocurre la blastesis de moscovita y turmalina (muy esporádica).

En este episodio tendrían lugar los procesos de reacción, sobre todo entre feldespatos potásicos o feldespato potásico y plagioclasa, que dan lugar a cuarzo y albita. La albitización puede ser más o menos intensa originándose albita intergranular en la que se desarrollan las mirmequitas II.

Otros procesos serían sericitización y sausrización de la plagioclasa así como alteración de la biotita.

4.3.- PETROGRAFIA DE LOS PRECURSORES BIOTITICO-ANFIBOLICOS.

4.3.1.- Composición y clasificaciones modales.

En el triángulo Q-F.alc.-Pg de STRECKEISEN (op. cit.) muestran una composición variable entre los campos de las cuarzodioritas-cuarzogabros, cuarzomonzodioritas-cuarzomonzogabros y granodioritas, lo que está provocando en gran medida por el grado de hibridación o contaminación que las afectan. Las fases minerales sujetas a mayores variaciones son el cuarzo, feldespato K. y anfíbol que pueden encontrarse como componentes esenciales en la roca o bien con carácter accesorio, mientras que la biotita y plagioclasa muestran menores variaciones y se encuentran siempre como minerales esenciales.

Según los valores medios de los índices mineralógicos de JUNG y BROUSSE (op. cit.) pueden definirse en conjunto como rocas poco cuarcíferas, subplagioclásicas y mesócratas, aunque existen términos medianamente cuarcíferos y leucócratas, y otros que por su escaso contenido en feldespato potásico son holoplagioclásicos. Si establecemos dentro de este conjunto de rocas un grupo para las rocas mesocráticas y otro para las rocas biotítico-anfibólicas leucócratas, las primeras muestran en el triángulo de STRECKEISEN (op. cit.) una composición de cuarzodioritas-cuarzogabros mientras que la composición media de las segundas es granodiorítica.

4.3.2.- Textura y mineralogía.

Cuando no están muy deformadas, en cuyo caso muestran al igual que las facies porfídicas tecturas protomiloníticas o miloníticas, su textura puede ser pseudo-dolerítica o intersertal y en la mayoría de los casos hipidiomórficas o más frecuentemente alotriomórficas equigranulares o inequigranulares. A esta variación textural hay que añadir la variación existente en el tamaño de grano encontrándose rocas de grano grueso, medio y fino.

Las variedades inequigranulares son debidos en su mayoría a la presencia de plagioclasas de mayor tamaño distinguibles petrográficamente de los constituyentes de la mesostasis, mientras que en los tipos denominados "ala de mosca" son las biotitas las que alcanzan tamaños anormalmente grandes frente al resto de los constituyentes de la roca. A techo hay que sumar la presencia de xenocristales de cuarzo de varios centímetros de longitud, tamaño muy superior al que alcanzan el resto de los componentes de la roca.

Su mineralogía se compone de:

- Componentes esenciales: Plagioclasa, biotita, (anfíbol) y (cuarzo).
- Componentes accesorios: (Feldespato potásico), esfena, apatito, circón, allanita, opacos, rutilo.
- Componentes secundarios: Clorita, sericita, epidota (zoisita-clinozoisita), esfena, rutilo, leucóxeno, material prehnítico, carbonatos, anatasa?.

Se han señalado entre paréntesis aquellos minerales que aunque suelen encontrarse como esenciales pueden en algunas variedades estar en

cantidades accesorias y viceversa, como en el caso del feldespato potásico que aunque se encuentra como accesorio en muchas rocas, en otras puede ser un constituyente esencial.

PLAGIOCLASA

Se encuentra siempre en proporciones superiores al 30% llegando incluso a superar un porcentaje superior al 50%. Se distinguen tres tipos, dos de ellos de cristalización magmática y un tercer tipo de origen postmagmático.

- Plagioclasas constituyentes de la mesostasis, en cristales aislados de 0,3 mm. a 1 mm., en synneusis o en agregados de más cristales. Su composición es principalmente andesina, aunque en algunos casos se han medido contenidos en Anortita algo superiores al 50% entrando en el campo composicional del Labrador ácido. En cristales se han medido núcleos de composición andesina y zonas externas que corresponden a oligoclasa. En el sector norte del macizo KLEIN, E. (IGME, en prensa) cita contenidos en anortita de hasta 77% (Bytownita).

Están o no macladas según maclas de albita, albita-carlsbad, albita-periclina y maclas mecánicas, y zonas concéntricamente según zonados normales, oscilantes difusos y "patchy zoning".

La alteración suele afectar más intensamente al núcleo de los cristales y es de tipo saurítico. Pueden incluir cuarzo I, cuarzo II, opacos, biotita, anfíbol, apatito y plagioclasas de menor tamaño.

- Plagioclasas en cristales aislados o en synneusis de dos o tres individuos de mayor tamaño que el resto de los componentes. Al igual que las anteriores pueden estar macladas, zonadas concéntricamente o con "patchy zoning".

Una característica que diferencia a estas plagioclasas es que con frecuencia son poiquiliticas englobando numerosas inclusiones en sus partes internas de anfíbol, biotita, clorita, esfena y cuarzo. Por otra parte, al contrario de lo que ocurre en las plagioclasas de la mesostasis, el núcleo suele estar fresco, desarrollándose un anillo de alteración más o menos grueso en zonas intermedias del cristal o más próximo a sus bordes. Estas dos características han sido descritas como muy frecuentes en rocas de la familia de las vaugneritas (SABATIER, op. cit.).

Tanto estas plagioclasas como las anteriores pueden estar corroídas por cuarzo y parcialmente sustituidas por feldespato potásico.

- Plagioclasa postmagmática de composición más albitica y mirmequitica, cuya presencia está condicionada por la existencia de feldespato potásico en la mesostasis.

BIOTITA

Se encuentran en un porcentaje variable entre un 15% y un 25% del total de la roca. Puede presentarse en cristales aislados en la mesostasis con hábitos subidiomorfos o xenomorfos de pequeño tamaño, como agregados de cristales con texturas decusadas, y como grandes cristales aislados que destacan frente al resto de los componentes en tamaño pudiendo alcanzar 1 cm. (caso de las variedades denominadas "ala de mosca"), y que pueden mostrar bordes irregulares o rizados. En la parte norte del macizo ARPS (op. cit.) cita cristales de biotita de hasta 5 cm. de longitud.

Su pleocroismo es intenso y varía según Np:amarillo muy pálido: Nm, Ng:marrón rojizo o castaño oscuro.

Contiene inclusiones de esfena muy abundantes con desarrollo de halos pleocroicos débiles, apatito, allanita que también desarrolla halos

pleocroicos, opacos y en mucha menor proporción pequeñas inclusiones de circón o monacita.

La alteración no es muy intensa, pudiendo transformarse a clorita acompañada de esfena y epidotas o bien material prehnítico.

Muestra unas relaciones un tanto complejas con los anfíboles, con los que frecuentemente está asociada, ya que puede englobarlos según inclusiones de límites netos, en otros casos ambos minerales se encuentran juntos sin mostrar límites claros entre ambos, y por último, también es frecuente que el anfíbol englobe inclusiones de biotita.

En algunas rocas es frecuente que en los bordes de la biotita se desarrollen agregados a modo de rosarios o apófisis no siempre identificables, pero que en algunos casos parecen corresponder a rutilo o esfena.

ANFIBOL.

Como ya hemos dicho tiene un reparto muy irregular de unas rocas a otras, pudiendo ser un mineral accesorio y escaso en algunas variedades, mientras que en otras llega a constituir un 30% de la roca.

Se encuentra en cristales aislados según secciones basales o prismáticos con hábitos desde idiomorfos a xenomorfos; en agregados xenomorfos o lenticulares, según la deformación de la roca, y formando coronas reaccionales alrededor de xenocristales de cuarzo o cuarzo-plagioclásicas. En algunos casos se han encontrado agregados de pequeños cristales subpoligonales que podrían proceder de la desestabilización de otros félicos.

Suele ser de color verde pálido y debilmente pleocroico, sólo en casos aislados se han visto anfíboles de color verde más oscuro y con un pleocroismo más intenso a verde oscuro o color parco. Son frecuentes las

texturas en agujero que según WYLLIE et al. (1962) evidencian variaciones en las condiciones de $P_H O$, P, y T durante la cristalización. Según AVE LALLEMANT (op. cit.), ARPS (op. cit.), GALLASTEGUI (op. cit.), se trata de hornblenda verde. Puede estar debilmente zonado y presentar maclas polisintéticas.

Al igual que la biotita engloba abundantes inclusiones de esfena con desarrollo de halos pleocroidos, allanita, opacos, plagioclasa, biotita, circón y cuarzo. Son frecuentes pequeñas y numerosas inclusiones de opacos y otras no identificables por su tamaño, orientadas paralelamente dentro del cristal. A su vez el anfíbol está incluido en plagioclasa y biotita, manteniendo con esta última relaciones complejas como ya hemos dicho en el apartado anterior y que aparecen evidenciar en algún caso la existencia de reacciones de sustitución anfíbol-biotita o viceversa.

Algunos autores han citado la presencia de relictos de piroxeno en los anfíboles, no observados en las láminas estudiadas.

CUARZO

Al igual que el anfíbol puede ser un mineral accesorio, en porcentajes inferiores al 10% o bien ser un componente esencial constituyendo un 15 ó 20% de la roca.

Se pueden diferenciar varios tipos:

- Cuarzo I, de cristalización precoz incluido en anfíbol y plagioclasa.
- Cuarzo II, cuarzo normal de la roca que suele aparecer junto con plagioclasas y feldespato K. ocupando los huecos entre los fé, micos. Generalmente es xenomorfo y de tamaño variable entre 0,5 y 1,3 mm.: Se encuentran cristales aislados o agregados policristalinos, con

extinciones normales u oscilantes aunque sus características dependen del grado de deformación. Incluye abundantes apatitos, plagioclasa y anfíbol.

- Cuarzo III. Cuarzo de xenocristales cuya posición en el orden de cristalización no está clara por ser un elemento ajeno al resto de los componentes de la roca. Se trata de agregados generalmente policristalinos de cuarzo con formas redondeadas o elípticas, según la deformación de la roca, rodeados por una corona reaccional principalmente de anfíbol y cantidades menores de biotita y esfena. En algunos casos estos xenocristales están constituidos por una zona de cuarzo y una corona periférica de plagioclasas o bien ser más complejos y presentar además de una externa de feldespato K. con intercrecimientos micrográficos de cuarzo. La presencia de xenocristales de cuarzo o compuestos es otra característica bastante común en rocas de la familia de las vaugneritas. Una diferencia evidente respecto al cuarzo normal de la mesostasis y que es común a los enclaves microgranudos es que el cuarzo de xenocristales no contiene inclusiones de apatito mientras que el cuarzo de la roca es muy rico en apatitos.

- Cuarzo IV. Cuarzo vermicular de mirmequitas, formado a partir de la plagioclasa en contacto con el feldespato K.

FELDESPATO POTÁSICO.

En la mayoría de estas rocas es un componente accesorio y en ocasiones escaso, con porcentajes de 1-2%, pero en rocas contaminadas o en los niveles mezcla descritos, como por ejemplo en las zonas de bandeados composicionales, puede llegar a porcentajes de 10-15% y en casos extremos hasta un 25%.

Suele ser intersticial y xenoblástico. Incluye anfíbol, biotita, opacos, apatitos muy abundantes y cuarzo. Raramente está maclado carlsbad y

es muy poco pertítico. Son frecuentes las extinciones anómalas. Se encuentra también sustituido o reemplazado parcialmente a las plagioclasas.

ACCESORIOS

Apatito

Se encuentra en inclusiones en la biotita y anfíbol, según secciones basales o prismáticas de hábito no muy largo, pero es mucho más abundante en la fracción leucócrata de la roca (cuarzo y feldespato K) con hábitos aciculares o prismáticos con relaciones longitud-anchura que pueden alcanzar valores de 105/1. También pueden encontrarse grandes apatitos redondeados más tardíos que engloban abundantes inclusiones de opacos, otros apatitos e incluso biotita.

Esfena.

Es uno de los accesorios más abundantes en estas rocas. Como ya hemos dicho forman numerosas inclusiones en biotita y anfíbol de pequeño tamaño subidiomorfos o xenomorfos. Asimismo se encuentra como apófisis o rosarios de pequeños granos o como bastoncillos en los bordes de biotita. Además de estas inclusiones, se encuentran repartidas por toda la roca esfenas de mayor tamaño generalmente xenomorfos cuyo crecimiento debe ser más tardío ya que pueden englobar biotita y anfíbol.

Allanita

Es un mineral muy frecuente tanto en estas rocas como en los precursores biotíticos.

Se encuentra en cristales idiomorfos o subsidiomorfos con zonados concéntricos. Puede alcanzar mayores tamaños que la biotita, anfíbol y

otros componentes de la roca. Al igual que ocurre con la esfena está incluida en los fémicos, pero algunas allanitas engloban inclusiones de biotita y anfíbol, por lo que o tiene un período de crecimiento muy largo o bien existen dos períodos de crecimiento. También engloban apatitos.

El grado de alteración es variable pero nunca es intenso siendo muy frecuentes los cristales totalmente frescos o alterados sólo en alguna zona.

En sus bordes se pueden desarrollar coronas de epidotas tipo zoisita-clinozoisita, de esfena, o de ambos a la vez.

Opacos

Son bastante frecuentes en cristales de tamaño y hábito variable. En gran parte corresponden a ilmenita pero también existe pirita y magnetita ya citada por AVE LALLEMANT (op. cit.).

4.3.3.- Orden de cristalización.

Según las apariencias texturales comenzarían a cristalizar los accesorios opacos, circón, apatito, esfena y allanita, siendo estos tres últimos los que muestran un episodio de cristalización más largo o bien dos etapas de crecimiento diferentes. Posteriormente cristalizarían en parte solapados anfíbol, biotita y plagioclasa. Esta última comenzaría a cristalizar a la vez o un poco después que los fémicos ya que las inclusiones de biotita y anfíbol que engloba suelen ser de pequeño tamaño. En el caso de la biotita y anfíbol existen como ya hemos dicho una relaciones un poco complejas englobándose uno al otro y no existiendo en algunos casos límites netos entre ellos, lo que podría sugerir algún tipo de transformación entre ambos. En este caso el segundo tipo de esfena descrito como cristales xenomorfos podría ser interpretado como un producto

de reacción en la transformación biotita-anfibol. Así es interpretada por PONS (1971) en las dioritas asociadas a la granodiorita de Puyvalador (Macizo del Querigut) y por GIL IBARGUCHI (op. cit.) en rocas vaugneríticas de la región de Finisterre (Galicia); rocas en las que hay ciertas similitudes mineralógico-texturales con las que aquí estudiadas. De todas formas, según KLEIN, E. (IGME, en prensa) parte de la esfena se libera en la sustitución de biotita por plagioclasa.

Posteriormente cristalizaría el cuarzo, si bien una pequeña cantidad de cuarzo se ha formado en etapas procesos encontrándose como inclusiones de anfibol y plagioclasas. Por último se formaría el feldespato K. intersticial que se amolda a los bordes de los minerales ya formados.

En la etapa postmagmática tendría lugar la recristalización del cuarzo que corroe a las fases ya recristalizadas, anfibol, biotita y con más intensidad a la plagioclasa; reacciones feldespato K.-plagioclasa dando lugar a la plagioclasa albitica y al cuarzo IV; procesos de alteración como sericitización, saussuritización, cloritización y formación de material prehnítico.

4.3.4.- Características petrográficas de las anfibolitas de origen incierto.

Su textura puede ser nematoblástica o blastomilonítica y están constituidas por:

Componentes esenciales: Anfibol, plagioclasa.

Componentes accesorios: (biotita), cuarzo, feldespato K., opacos, allanita, circón, apatito.

Componentes secundarios: Clorita, esfena, zoisita-clinozoisita, epidota normal, sericita, leucoxeno, rutilo, carbonatos, material prehnítico.

El anfíbol es el componente mayoritario constituyendo grandes agregados orientados entre los que se sitúan el resto de los componentes. En algunas rocas sólo se encuentran anfíboles definiendo una foliación planar, con tamaños inferiores a 1 mm. y esporádicamente de hasta 0,5 cm. que aunque es difícil de observar por las deformaciones posteriores, cortan y engloban la foliación definida por los primeros. Después estas rocas están afectadas por cizallas que deforman estos anfíboles poiquilíticos desarrollándose sombras de presión en ellos.

Normalmente son anfíboles de color verde pálido y con un pleocroismo débil aunque en algunas rocas pueden tener un color más oscuro y un pleocroismo más marcado a colores verde más oscuro o pardo en las zonas centrales de los cristales.

Engloban abundantes opacos en pequeños cristales redondeados o cristales mayores xenomorfos (que a su vez pueden incluir anfíboles), plagioclasa, allanitas de pequeño tamaño con desarrollo de halos pleocroicos, esfena, biotita, gotículas de cuarzo y apatito. En algunos casos muestran abundantes opacos de pequeño tamaño y otras inclusiones no identificables, con formas redondeadas o alargadas, orientadas paralelamente dentro del cristal de anfíbol. Los anfíboles poiquiloblásticos engloban además porciones de mesostasis (plagioclasa y cuarzo).

Pueden mostrar texturas en agujero, más frecuentes en las partes centrales del cristal, presentando en esas zonas tonalidades más claras.

Están deformados, encontrándose cristales doblados con extinciones ondulantes o anómalas y desarrollo de fracturas rellenas por esfena, epidotas, cuarzo, carbonatados y feldespato K. Algunos de estos minerales como los carbonatos, biotita, clorita, epidota y esfena aparecen

dentro de los cristales de anfíbol con formas alargadas según sus planos de exfoliación, pudiendo constituir productos de alteración.

La biotita puede ser un constituyente esencial o accesorio por lo que lo hemos puesto entre paréntesis en la relación de componentes accesorios.

Se encuentra en cristales aislados o en agregados orientados concordantemente con la foliación de la roca. Su pleocroismo varía de amarillo muy claro a castaño. Engloba opacos, allanita, circón (esporádico y de pequeño tamaño).

Muestra relaciones complejas con el anfíbol, pudiendo estar incluida en él, englobándolo o bien muestran bordes difusos entre ambos.

La alteración es variable, originándose clorita con esfena o epidota, o bien se altera a material prehnítico.

Las plagioclasas y el cuarzo ocupan los huecos entre los félicos y aunque no siempre, pueden mostrar texturas granoblásticas poligonales, con uniones triples a 120° . En otros casos las plagioclasas pueden ser más tabulares y el cuarzo xenomorfo.

Las plagioclasas pueden estar macladas y tener zonados concéntricos difusos y oscilantes. La alteración es variable, siendo frecuentes cristales frescos y otros alterados a filosilicatos y sustituidos parcialmente por feldespato K.. Engloban opacos, anfíbol, esfena, apatito, allanita y biotita.

El cuarzo, cuando no tiene formas poligonales, tiene bordes suturados y muestra extinciones ondulantes y poligonitizaciones.

El feldespato K. es intersticial o bien rellena fracturas. Algunos opacos tiene coronas externas de esfena. El apatito puede ser prismático, o bien de mayor tamaño y más equidimensional. La esfena y epidotas pueden encontrarse también en los contactos anfíbol-plagioclasa.

4.4.- PETROGRAFIA DE LOS PRECURSORES BIOTITICOS.

4.4.1.- Composición y clasificaciones modales.

En el triángulo Q-F.alc-pg de STRECKEISEN (op. cit.) algunas rocas pobres en feldespato K. caen en el campo de las tonalitas, pero en su mayoría corresponden a microgranodioritas e incluso monzogranitos. En todos los casos quedan siempre representadas junto con los enclaves microgranudos, que muestran esas mismas composiciones. Por otra parte, tanto los precursores biotíticos de los bandeados composicionales descritos como los que constituyen pequeños enclaves en las facies porfídicas muestran una misma evolución en el triángulo Q-F.alc.-Pg de manera que su composición parte del campo tonalítico y evoluciona al granodiorítico y monzogranítico con una pendiente descendente hacia el vértice del F.alc. que denota una pérdida en Q. hacia los términos más evolucionados. Esta misma tendencia es la observada en las facies porfídicas que también evolucionan del campo granodiorítico al monzogranítico con una pendiente descendente hacia el vértice del F.alc., mientras que los precursores biotítico-anfíbólicos parten del campo de las cuarzdioritas-cuarzogabros hacia el granodioríticos con una pendiente ascendente hacia el vértice del Q.

Según los índices mineralógicos medios, IS, IC, IF de JUNG y BROUSSE (op. cit.) se pueden definir al igual que muchos de los enclaves microgranudos como rocas fuertemente cuarcíferas, subplagioclásicas y leucócratas, aunque existen términos holoplagioclásicos y medianamente cuarcíferos.

4.4.2.- Textura y mineralogía.

Al igual que el resto de las rocas, cuando no están muy deformadas la textura puede ser subidiomorfa y más frecuentemente alotriomórfica orientadas, equigranulares o debilmente microporfídicas por un mayor desarrollo de algunos cristales de plagioclasa. Las texturas alotriomórficas, y en las rocas más deformadas debido a trituraciones en los bordes de grano.

Su mineralogía es bastante sencilla y están constituidas por:

Componentes esenciales: Plagioclasa, biotita, cuarzo, (feldespato K.)

Componentes accesorios: Apatito allanita, circón, opacos, esfena, anfíbol.

Componentes secundarios: Clorita, sericita-moscovita, material prehnítico, rutilo, opacos, epidotas, esfena, anatasa?.

Hemos señalado entre paréntesis el feldespato K. ya que aunque en las microgranodioritas es una constituyente esencial, en las tonalidades es un componente accesorio, a veces muy escaso o inexistente.

PLAGIOCLASA

Se encuentra en porcentajes que varían de un 35% a un 43% de la roca, siendo junto con la biotita el mineral cuantitativamente más importante. Puede presentarse como:

- Cristales subidiomorfos o xenomorfos constituyentes de la mesostasis, maclados según las maclas de Carlsbad y albita, las combinadas albita-carlsbad, albita-periclina y maclas mecánicas. Están zonadas

concentricamente según zonados normales, oscilantes o irregulares y siempre difusos. Están poco alteradas y la alteración afecta principalmente al núcleo. Engloban pocas inclusiones siendo las más frecuentes de biotita, apatito, cuarzo corroído, opacos y circón. Están corroídas por cuarzo al que pueden englobar en sus bordes mostrando continuidad cristalográfica con el cuarzo periférico al cristal de plagioclasa.

- Cristales de mayor tamaño con características similares a los descritos en las rocas anteriores. Presentan anillos de alteración en zonas intermedias del cristal, mientras que el núcleo suele estar fresco. Pueden ser poiquiliticas englobando abundantes inclusiones de biotita.

- Plagioclasa más albitica y debilmente mirmequítica, desarrollada a partir de las plagioclasas anteriores en presencia de feldespatos K. intersticial.

- Agregados albiticos intercristalinos debilmente mirmequiticos, acompañados de feldespatos K., cuyo desarrollo esta condicionado por la presencia de feldespatos K. intersticial y una cierta tectonización de la roca.

BIOTITA.

Se encuentra en porcentajes de un 21% a un 36%, siendo el valor medio de 27,5%, según cristales aislados o agregados con hábitos subidomorfos o xenomorfos. Alguna roca muestra una cierta tendencia "ala de mosca" desarrollándose cristales individuales de mayor tamaño que el resto de los componentes de la roca, con hábitos xenomorfos, siendo sus bordes bastante irregulares.

Son bastante pleocroicas, desde amarillo claro a castaño oscuro. Como en el caso de los precursores biotítico-anfibólicos son pobres en inclusiones de circón, pero muy ricas en inclusiones de apatito. Engloban además grandes allanitas, esfena, opacos, circones escasos pero de

bastante tamaño o bien sólo muestran halos pleocroicos pudiendo corresponder a circón o monacita. Igual que ocurría también en los precursores anteriores pueden tener bordes muy oscurecidos por la presencia de madejas o agregados de pequeños cristales que salen de la biotita con morfologías propias de mirmequitas o apófisis; son muy difíciles de indentificar pero en principio parecen corresponder a rutilo o esfena. Su desarrollo parece intensificarse en las rocas más deformadas.

La alteración es escasa y puede corresponder a bauritización o decoloración, cloritización acompañada de esfena, rutilo y epidotas o transformación a material prehnítico; puede desarrollarse también feldespato K., siguiendo trazas de exfoliación. En casos más aislados puede transformarse parcialmente a moscovita acompañada de ilmenita.

CUARZO

En proporciones que oscilan entre un 15% y un 20% de la roca, con un valor medio de un 23%. Ocupa los huecos entre plagioclasas y biotita en cristales aislados o en agregados. Cuando la roca no está muy deformada muestra extinciones ondulantes y señales de poligonización.

Los bordes entre granos son suturados, lobulados o indentados. Engloba apatito y biotita principalmente y corroe a la biotita y a las plagioclasas. Quizás existe una etapa de cristalización precoz de cuarzo representado por pequeñas inclusiones corroídas en plagioclasa, pero es bastante escaso.

Por último existen pequeñas cantidades de cuarzo postmagmático vermicular como mirmequitas de escaso desarrollo presentes en la plagioclasa albitica y albita a intergranular, en presencia de feldespato K.

FELDESPATO POTASICO

Falta en algunas rocas, mientras que en otras se encuentra en cantidades esenciales con un porcentaje que llega al 23% aunque la media es de 9,5%.

Crece en los intersticios de la roca en pequeños cristales o agregados xenomorfos y raramente forma cristales bien desarrollados. Es muy poco o nada peritítico y puede presentar o no la macla de la microclina. Los cristales mayores que se encuentran en algunas rocas pueden englobar plagioclasa desarrollándose en esta bordes decalcificados, pero en muchos casos estos cristales mayores están sustituyendo plagioclasas previas de las que quedan restos resistentes a la sustitución en forma de perititas "patch" y como plagioclasa dendrítica.

Debido a la deformación es frecuente que tenga extinciones anómalas y que esté poligonitizado.

Es posterior al cuarzo o al menos finaliza su cristalización una vez que el cuarzo lo ha hecho ya que suele englobar cuarzo de la mesostasis.

ACCESORIOS

Predominan en cantidad el apatito en secciones basales hexagonales con núcleos muchas veces oscurecidos, ya citados por ARPS (op. cit.) o prismáticos; también pueden encontrarse más esporádicamente apatitos mayores y más equidimensionales con inclusiones de otros apatitos menores y circón.

Destacan es estas rocas grandes allanitas zonadas concéntricamente, idiomorfos o subidiomorfos, frescos o en estado metamictico.

El circón no es muy abundante, en la biotita pueden encontrarse circones de bastante tamaño zonados concéntricamente y formas bipiramidadas o redondeadas.

La esfena puede ser abundante, englobada en biotita o dispersa en la roca con hábitos xenomorfos a veces caprichosa. También se encuentra asociada a la clorita como un subproducto de la alteración de biotita.

Los opacos son xenomorfos y frescos o de pequeño tamaño redondeados y con coronas externas de esfena.

El anfíbol es muy escaso, sólo se ha encontrado en alguna roca algún cristal disperso.

La moscovita es escasa y sólo presente en alguna de las láminas estudiadas. Procede de la alteración de biotita, alteración de plagioclasas en las de cristales mal desarrolladas asociados a la biotita.

4.4.3.- Orden de cristalización.

Cristalizan los accesorios opacos, circón, apatito, allanita y quizás esfena, aunque esta es fundamentalmente más tardía y en parte podría derivar de algunas transformaciones o alteraciones minerales. También es posible que con anterioridad a la biotita y plagioclasa cristalicen pequeñas porciones de cuarzo (I). La biotita y plagioclasa deben cristalizar bastante solapadas pero la biotita parece tener un mayor episodio de cristalización comenzando algo antes que la plagioclasa en la que está incluida y continúa una vez que esta ha finalizado tendiendo a bordear los cristales de plagioclasa. Posteriormente cristalizan cuarzo (II) y feldespato K., este último continúa su crecimiento cuando el cuarzo ha finalizado.

La etapa postmagmática es muy simple en las tonalitas en las que tiene lugar la lateración de las plagioclasas y biotita, y recristalización del cuarzo, (cuarzo III). En las microgranodioritas se desarrolla procesos de reacción entre feldespato K., -plagioclasa poco importantes y quizás en las rocas más deformadas la formación de agregados albiticos junto con cuarzo (IV) y feldespato K., todos ellos en cristales de pequeño tamaño a veces coalescentes.

4.5.- PETROGRAFIA DE LOS ENCLAVES MICROGRANUDOS.

4.5.1.- Composición y clasificación modales.

En el triángulo Q-F.alc.-Pg de STRECKEISEN (op.cit.) se sitúan en el campo de las tonalitas salvo los enclaves de 3^a generación que quedan situados en el campo composicional de las granodioritas y monzogranitos. Según otras clasificaciones modales utilizadas por GALLASTEGUI (op.cit.) los enclaves de 1^a generación corresponden a tonalitas (JOHANNSEN, A. 1931), cuarzdioritas (RONNER, F. 1963) o leucodioritas cuarcíferas (JUNG y BROUSSE, 1952); Los enclaves de 2^a generación serían tonalitas según los dos primeros autores y leucodioritas cuarcíferas según JUNG y BROUSSE (op.cit.). Los enclaves de 3^a generación corresponderían a granodioritas adamellíticas según JOHANNSEN (op.cit.) y leucogranodioritas-granodioritas según las clasificaciones de los otros autores.

A partir de los índices mineralógicos (IS, IF, IC) de JUNG y BROUSSE (op.cit.) pueden definirse como rocas leucócratas (excepto los enclaves de 2^a generación que son ligeramente mesócratas), medianamente a muy fuertemente cuarcíferas y holoplagioclásicas a monzoníticas.

Dentro de la clasificación de autolitos de DIDIER, J. (op.cit.) en el diagrama I. Color/I. Feldespático de JUNG y BROUSSE (op.cit.) corresponden a enclaves microgranudos oscuros ricos en plagioclasa y los definidos como de 3^a generación a enclaves microgranudos claros.

En general son enclaves muy biotíticos, no contienen anfíbol y corresponden a rocas leucócratas, siendo más cuarcíferas que feldespáticas, lo que según DIDIER, J. (op.cit.) y DEBON (1975) son características bastante generalizadas en enclaves microgranudos. La ausencia de anfíbol indicaría un cierto equilibrio mineralógico entre los enclaves y la roca encajante, de manera que cuando ésta contiene anfíbol como accesorio los enclaves también lo contienen, mientras que en el caso contrario (más común según DIDIER, J. op.cit.) los enclaves microgranudos son fundamentalmente biotíticos. En cuanto a la tendencia cuarcífera y el contenido en feldespato potásico (sobre todo en los enclaves de 3^a generación) deben ser considerados como resultado de las mezclas entre los enclaves y las rocas encajantes (DIDIER, DEBON, etc.), tanto de las posibles mezclas en profundidad como las resultantes de los procesos de granitización posteriores.

Por último, las diferentes clasificaciones modales utilizadas e índices mineralógicos reflejan la similitud existente entre los enclaves de 1^a y 2^a generación aumentando únicamente las proporciones de cuarzo y biotita en los segundos. Los enclaves de 3^a generación se alejan más de los otros tipos aproximándose en su composición modal a la roca encajante, debido a la presencia de feldespato potásico que llega a constituir el 30% de la roca, mientras que en los otros tipos es muy escaso o inexistente y de carácter intersticial.

4.5.2.- Textura.

A pesar de los procesos de mezcla o hibridaciones que han sufrido los enclaves con las rocas encajantes, deformación tectónica y recristalizaciones más o menos tardías que han modificado en parte sus características mineralógico-texturales aún pueden reconocerse en ellos algunas de sus características originales.

En los enclaves de 1^a generación la textura es hipidiomórfica equigranular orientada, destacando esporádicamente cristales de plagioclasa, agregados biotíticos y xenocristales policristalinos de cuarzo. En algunos casos, sobre todo en los enclaves menos deformados la textura puede ser de tipo pseudolerítico en el sentido amplio utilizado por DIDIER (op.cit.) para enclaves microgranudos.

El resto de los enclaves microgranudos también muestran texturas hipidiomórficas de tendencia más o menos porfídica, según el número de xenocristales que engloban, pero son frecuentes además texturas granolepidoblásticas en el caso de los enclaves de 2^a generación y alotriomórficas heterogranulares de tendencia porfídica y orientada en los enclaves de 3^a generación; texturas que son en parte resultado de los procesos de deformación y recristalización.

El contacto con la roca encajante es fácilmente determinable en la mayor parte de los enclaves por la diferencia de tamaño de grano existente. Puede ser muy neto, marcado por un agregado continuo de biotita orientado paralelamente al borde del enclave, o bien existir una estrecha banda de mezcla de componentes, pudiendo aumentar ligeramente el tamaño de grano del enclave por incorporación total o parcial de minerales leucócratas de la granodiorita encajante (cuarzo y plagioclasa). En algunos casos se producen efectos de "embudo" evidenciando un estado viscoso de los enclaves y la roca encajante durante la cristalización. En los enclaves de 3^a generación el contacto es más difuso y en muchos casos difícil de precisar por tener una textura y composición mineralógica similar a los de la roca encajante.

4.5.3.- Mineralogía

Presentan una composición mineralógica bastante sencilla en lo que se refiere a los componentes mayoritarios de manera que en los enclaves de 1^a y 2^a generación, biotita, plagioclasa y cuarzo constituyen más del

95% de la roca. En el caso de los enclaves de 3^a generación interviene también el feldespato potásico como componente esencial llegando a constituir un 30% de la roca.

La composición mineralógica puede resumirse en:

- Componentes esenciales: Plagioclasa, biotita, cuarzo (feldespato potásico).
- Componentes accesorios: opacos, circón, apatito, rutilo, allanita, xenotima, ± I moscovita, anatasa?, monacita?.
- Componentes secundarios: clorita, epidota (zoisita-clinozoisita), esfena (± leucoxeno), sericita-moscovita, rutilo.

BIOTITA

En los enclaves de 1^a y 2^a generación constituye el 30% a 40% de la roca, mientras que en los de 3^a generación no llega al 15%. Está uniformemente distribuida y se presenta en cristales aislados o en agregados con texturas decusadas. En algunos casos los cristales aislados (0,1 a 0,3 mm.) están orientados según dos direcciones preferentes formando ángulos de 75° lo que origina una especie de enrejado entre el que se sitúan cuarzo y plagioclasa. Los agregados, orientados paralelamente entre ellos, llegan a 1,5 mm. de longitud en los enclaves de 1^a generación, mientras que en los otros tipos alcanzan 5 o 6mm.

Se presenta en secciones tabulares automorfas o subautomorfas con pleocroísmo marcado (NP-amarrillo muy claro, casi incoloro; Nm, Ng-marrón rojizo muy oscuro) o en secciones basales generalmente xenomorfas.

Incluye o se asocian a sus bordes cristales de monacita (?), xenotima, allanita muchas veces metamictica y circón, desarrollando todos ellos halos pleocroicos, y apatito, rutilo y opacos. La abundancia de inclusiones parece disminuir en los enclaves de 3^a generación.

Puede estar incluida en plagioclasa y cuarzo como pequeños cristales idiomorfos o redondeados por corrosión y por otra parte, los cristales mayores tienden a disponerse en los bordes de plagioclasa y xenocristales de cuarzo, sufriendo en etapas tardías efectos de corrosión por ambos.

La alteración es poco intensa, pudiendo aparecer cristales decolorados por baueritización o bien cloritizados dando como productos de esta alteración clorita acompañada de rutilo sagenítico o zoisita-clinozoisita xenomorfas.

PLAGIOCLASA

Es el componente mayoritario es muchos enclaves variando su proporción de un 23% a un 48%, siendo bastante común que exceda el 30%.

Se distinguen tres tipos de plagioclasas, dos de ellos de cristalización magmática, aunque es posible que sólo uno de ellos sea originariamente del enclave, y un tercer tipo de origen postmagmático.

1. Plagioclasas componentes de la mesostasis, en cristales automorfos o subautomorfos de hábito largo con tamaños entre 0,1 y 0,3 mm.. Incluyen biotita de escaso tamaño, cuarzo (I) corroído y apatitos orientados o no. El contenido en anortita varía de 28 a 42% (oligoclasa-andesina) y en plagioclasas zonadas se han medido núcleos de An 40 y zonas periféricas de An 28-30.

El maclado es de tipo Carlsbad, Albita-Carlsbad, Albita-Periclina y muy frecuentemente presentan maclas mecánicas. El zonado puede ser normal u oscilante.

La alteración es más intensa en el núcleo y de tipo sausrítico originándose sericita, clorita, epidota xenomorfa de tipo zoisita-clinozoisita y una sustancia amarillenta isotropa.

2.- Cristales de un tamaño entre 0,8-2 mm., poco abundantes en los enclaves de 1^a generación y presentes generalmente en las zonas más externas del enclave; Son más frecuentes en los otros tipos de enclaves. Suelen ser subautomorfas y su contenido en An es de un 28%. Dentro de estas plagioclasas, que consideramos xenocristales se pueden distinguir dos tipos:

- Plagioclasas con intensos zonados oscilantes o macladas y con zonado ocasional, desprovistas de inclusiones.

- Cristales poiquilíticos con abundantes inclusiones de cuarzo (a veces en rosarios) de pequeño tamaño y de biotita. Las inclusiones de biotita pueden estar orientadas según dos direcciones preferentes y su disposición suele ser diferente a la orientación de las biotitas de la mesostasis. Estas últimas se amoldan a los cristales de plagioclasa bordeándose parcialmente.

Pueden estar o no macladas y no suelen presentar zonación concéntrica. En algunos casos están parcialmente sustituidas por feldespatos potásicos macizo y sus estructuras, como ya se explicó en los apartados anteriores en forma de manchas o a modo de texturas rapakivi y antirapakivi.

3. Plagioclasas postmagmáticas de composición albitica cuyo desarrollo está condicionado por la presencia o no de feldespatos potásicos en el

enclave. En los enclaves de 3^a generación es frecuente la albita granular en agregados interscristalinos.

CUARZO

Pueden distinguirse varios tipos:

- Cuarzo I. De cristalización precoz, anterior a las plagioclasas en las que se encuentran incluidos.

- Cuarzo II. Cuarzo normal del enclave que ocupa los huecos entre biotitas y plagioclasas bien en cristales o en agregados. Su hábito suele ser xenomorfo y más raramente subautomorfo y el tamaño oscila entre 0,1 y 0,3 mm. Son frecuentes extinciones ondulantes y fenómenos de poligonitización.

Incluye biotita, circón, plagioclasa y apatito (muy abundante). Corroe a la biotita y plagioclasa, en la que puede estar englobado como cuarzo III originado por recristalización del cuarzo II.

- Cuarzo IV. Consideramos aquí el cuarzo de xenocristales que puede presentarse como agregados policristalinos redondeados o elípticos y como cuarzo intersticial diferenciándose en este caso del cuarzo II y III por su mayor tamaño y por no contener apatito en proporción y tamaño que el cuarzo normal del enclave.

Los agregados policristalinos están bordeados parcial o totalmente por una corona biotítica y su tamaño puede alcanzar los 5 mm. Los cristales son de mayor tamaño que los del cuarzo normal del enclave, presentan bordes bien suturados y no contienen inclusiones de apatito.

- Cuarzo de mirmequita, V. Es muy escaso y sólo se desarrolla en presencia de feldespato potásico intersticial (principalmente en los enclaves de 3ª generación).

FELDESPATO POTASICO

Como ya hemos dicho sólo es un componente mayoritario en los enclaves de 3ª generación mientras que en los otros tipos o está ausente o se encuentra en cantidades accesorias.

En los enclaves de 1ª y 2ª generación se encuentra con carácter intersticial en la mesostasis, en el interior de algunos xenocristales de cuarzo o bien como manchas de sustitución en las plagioclasas.

En los enclaves de 3ª generación además de ser abundantes como feldespato intersticial dando lugar a reacciones de sustitución con las plagioclasas, según formas y desarrollos variados, puede encontrarse como fenocristales con hábitos automorfos o subautomorfos y en ocasiones zonados concéntricamente. En este caso, las diferentes zonas del cristal pueden estar marcadas por la presencia de pertitas "patch", diferentes a los tipos de pertitas que se desarrollan en el resto del cristal.

Las sustituciones feldespato-plagioclasa, similares a las originadas en la roca encajante, pueden dar lugar a texturas de tipo rapakivi y antirapakivi que según diferentes autores (in DIDIER, op. cit.) son frecuentes en enclaves de tipo microgranudo.

APATITO

Es uno de los accesorios más abundantes, encontrándose incluido en grandes cantidades en plagioclasa y cuarzo con hábitos aciculares o prismáticos y relaciones longitud anchura de 20:1, llegando en casos extremos a 70:1. Pueden tener inclusiones alargadas de otros apatitos y

otras no identificables por su tamaño. Es frecuente que presenten espacios huecos perpendiculares a su longitud mayor. Cuando hay varios cristales incluidos pueden mostrar disposiciones entrecruzadas o bien estar orientados paralelamente unos a otros.

Asociados a los bordes de los cristales de biotita se encuentran otros apatitos redondeados, xenomorfos o de tendencia hexagonal, de mayor tamaño que los anteriores y en ocasiones con inclusiones de pequeño tamaño.

RUTILO

Asociado principalmente con biotita o clorita. Puede aparecer en finas agujas con disposición saenítica o bien como cristales redondeados o xenomorfos alterados en parte a leucoxeno. Estos últimos suelen estar también relacionados con los minerales opacos.

OPACOS

Suelen estar asociados a la biotita y plagioclasa. Pueden estar parcialmente alterados a rutilo +leucoxeno, por lo que debe tratarse mayoritariamente de ilmenita.

Otros accesorios frecuentes y asociados principalmente a biotita son: circón, xenotima, y allanita que dan lugar al desarrollo de halos pleocroicos. La allanita se encuentra casi siempre en estado metamórfico. En el caso del circón, no es muy abundante incluido en la biotita, ésta es más rica en inclusiones de apatito, ocurriendo a la inversa que en las granodioritas porfídicas en las que predominan las inclusiones de circón.

4.5.4.- Orden de cristalización

Cristalizan en primer lugar los accesorios, circón, opacos, allanita, xenotima y apatito. Este último es el más importante cuantitativamente y el que presenta un mayor episodio de cristalización, llegando hasta los últimos momentos de la cristalización de la biotita. La abundancia y forma de los apatitos (aciculares o de hábito prismático largo), indicarían condiciones de enfriamiento rápido; mientras que en los últimos episodios de su cristalización (apatitos asociados a los bordes de biotita), muestra características de cristalización equilibrada. La plagioclasa y el cuarzo II comenzarían su cristalización poco después del inicio de formación de la biotita, ya que ambos contienen inclusiones de biotita de pequeño tamaño (en muchos casos, más que cristales, los consideraríamos "gérmenes" de biotita). Así pues, las fases principales, biotita, plagioclasa y cuarzo parecen haber cristalizado muy solapadamente.

El cuarzo tendría también una posición precoz en la cristalización, representado por la pequeña proporción de cuarzo I contenido sobre todo en las plagioclasas.

La etapa postmagmática es poco importante en los enclaves de 1ª y 2ª generación; en ella tiene lugar la recristalización del cuarzo II, que corre a la biotita y plagioclasa (en la que aparece incluido como cuarzo III). A esta etapa debe corresponder también la entrada de cuarzo y feldespato potásico, ambos con carácter intersticial, y posiblemente potásico en el granito huésped durante su propio estadio postmagmático. La entrada de feldespato potásico es escasa y provoca un débil desarrollo de mirmequitas (cuarzo V). Por último tendría lugar la alteración de la plagioclasa I (de tipo sausurítico), y el paso de biotita a biotita decolorada o clorita. En los enclaves de 3ª generación la etapa postmagmática es más parecida a la descrita en las granodioritas porfídicas y microgranodioritas en cuanto a la blastesis de feldespato

k., formación de albita intercrystalina y alcalinización de las plagioclasa.

En cuanto al significado del segundo tipo de plagioclasas (poiquiliticas y de mayor tamaño), aunque podría pensarse que correspondiesen a un estadio precoz en la cristalización, se observan evidencias que sugieren otras interpretaciones. Su lugar en el orden de cristalización (posteriores a la plagioclasa I); su contenido en anortita An_{28} -próximo al contenido en anortita de las coronas externas de plagioclasa I-, y la abundancia en inclusiones de cuarzo, apoyan la idea de que se trate de xenocristales ajenos al enclave. Otros argumentos en favor de esta interpretación serían, su sistemática proximidad al contacto con el granito y la escasez con que se localizan. DIDIER (1973), a falta de otras pruebas, considera que, la diferencia de tamaño y la falta de relación con los demás componentes minerales, determinan la naturaleza extraña a los enclaves microgranudos de este tipo de minerales.

4.5.5.- Origen de los enclaves según sus características mineralógico-texturales.

Debido al problema que plantea en ciertos casos la determinación de la naturaleza de los enclaves por los procesos de deformación y recristalización más o menos tardíos que alteran en mayor o menor grado sus características intrínsecas, citaremos aquí algunas de las características mineralógico-texturales que estarían de acuerdo con las reconocidas por diferentes autores como prueba de su naturaleza ígnea:

a) Todos los enclaves presentan granulometrías finas, inferiores a los tamaños de grano normales en las rocas biotíticas-anfibólicas y en las granodioritas encajantes, lo que podría indicar condiciones de enfriamiento rápido durante la cristalización.

b) Abundancia de apatito y presencia de allanita. El apatito se encuentra en toda la roca con hábitos aciculares con elevadas relaciones longitud anchura y zonas huecas perpendiculares a la longitud mayor, lo que puede ser interpretado como un indicio de cristalización rápida. Por otra parte, la presencia de allanita ha sido utilizada por varios autores como prueba del origen ígneo para enclaves microgranudos.

c) La presencia de inclusiones orientadas en plagioclasa indicarían asimismo condiciones de cristalización a partir de un medio fluido (SCHERMERHORN, op. cit; FLOOR, op.cit.; PONS, op.cit.).

En resumen, todos los enclaves muestran una notable uniformidad mineralógica, variando únicamente las proporciones relativas de cada fase mineral. En relación a los minerales accesorios esta uniformidad es extensible a las rocas biotito-anfibólicas y a las granodioritas dioríticas, destacando en toda la serie la presencia de minerales accesorios titanados. El contenido en An de las plagioclasas muestra pequeñas variaciones tanto dentro de los enclaves, como en las granodioritas encajantes, ya que aunque hay una ligera disminución en el contenido en An es casi siempre dentro de los términos oligoclasa-andesina.

Las variaciones mineralógicas y texturales que muestran los enclaves, son debidas en buena medida al grado de mezcla con el magma granodiorítico, siendo además los procesos de hibridación los que diferencian las tres generaciones de enclaves.

Los procesos de hibridación o mezcla observados comienzan por una entrada de cuarzo y feldespatos potásicos, ambos con carácter intersticial, cristales de plagioclasa de mayor tamaño que el resto de los componentes del enclave y que engloban minerales ya cristalizados en el enclave, así como nódulos policristalinos de cuarzo. Posteriormente tiene mayor importancia el feldespatos potásico que aparece como fenocristales o bien sustituyendo a las plagioclasas, dando lugar a diferentes texturas de

reemplazamiento igual a las observadas en la roca encajante de los enclaves. Estas texturas de reemplazamiento desarrolladas tanto en algunos enclaves como en la roca huesped son características de este tipo de asociaciones y pondrían de manifiesto la hibridación o mezcla entre ambos tipos de rocas (DIDIER, op.cit; HIBBARD, 1981); Procesos de mezcla que son evidentes asimismo en los precursores en megaenclaves y bandeados y que provocan como resultado una mayor o menor homogeneización de las diferentes composiciones iniciales, llegando a una composición granodiorítica-monzogranítica común a toda la serie de rocas.

5.- ESTRUCTURAS.

5.1.- ESTRUCTURAS MAYORES.

5.1.1.- Forma del macizo.

La primera estructura que llama la atención en este macizo es su forma sumamente alargada, con una relación longitud/anchura muy elevada. Esto unido a la disposición concordante que mantiene con las estructuras regionales a lo largo de sus 100 km de recorrido y su posición sellando la zona de contacto tectónico occidental entre el Complejo Malpica-Tuy o Vigo-Pontevedra y su autóctono relativo (serie de Monteferreño-El Rosal o Cabo D'Homo-La Lanzada), parece indicar que su ascenso y emplazamiento ha debido estar condicionado o facilitado por alguna estructura tectónica previa de importancia regional.

Esta o estas estructuras podrían corresponder en opinión de FLOOR (op.cit) y ARPS (op.cit.) a fallas de dirección aproximada N-S que según este último autor serían las responsables de la posición actual del Complejo Malpica-Tuy en contacto con las rocas migmatizadas y que además facilitarían el ascenso de los magmas dioríticos y granodioríticos. Esta o estas fallas tendrían posteriormente rejugos tardíos que son los responsables del contacto actual entre este complejo y la granodiorita, en el sector de Bayo.

5.1.2.- Intrusión en el encajante.

La intrusión de la granodiorita no parece provocar ningún tipo de deformación en el encajante, en el que intruye con contactos netos y concordantes o paralelos a la esquistosidad o foliación (según las litologías) dominantes en el mismo.

Por otra parte, es frecuente que la granodiorita no fragmente el encajante en porciones irregulares, que hayan sido movidas en el interior del magma, sino que en varias zonas se observan grandes septas en las que la granodiorita intruye practicamente "lit-part-lit", es decir en las que alternan sucesivamente láminas o bandas de granodiorita con las septas de encajante. Estas septas, como ya indicó FLOOR (op.cit.) no parecen haber sido movidas de su posición estructural previa a la intrusión de la granodiorita, siendo esta última la que parece adaptarse al encajante orientado sus megacristales de feldespato k o adquiriendo una foliación planar de feldespatos potásicos y mesostasis paralelamente al contacto entre ambos y a la foliación o esquistosidad de la septa.

Estas orientaciones o foliaciones planares condicionadas por el encajante pueden observarse en zonas donde no se desarrollan las cizallas de fase III o donde su intensidad es débil y existen abundantes xenolitos, como es la zona costera al E de Sangenjo y la zona costera situada al W de la Ensenada de Fornelo (Costa sur de la Península de Aldán). Tanto la dirección como el buzamiento de la foliación varía según la disposición de las septas. Cuando éstas están muy verticalizadas, la foliación u orientación de la granodiorita también está verticalizada, mientras que cuando la estructura dominante en el encajante buza 30° - 35° , la foliación de la granodiorita presenta esos mismos buzamientos.

5.1.3.- Distribución de facies.

En general todas las facies que componen el macizo muestran una ordenación y una forma alargada concordante con la longitud mayor del mismo, y además, parece haber una cierta evolución de las facies de E a W hacia términos más diferenciados. Como ya precisamos en capítulos anteriores, los términos básicos e intermedios se encuentran concentrados en la parte más oriental del macizo, en afloramientos discontinuos con formas

alargadas según la longitud mayor del mismo y definiendo todos ellos una banda estrecha más o menos concordante con esa dirección. Hacia el oeste se encuentran sucesivamente las facies Festiñanzo y Udra, en bandas alargadas y con una variación, quizás transicional, de este a oeste, caracterizada por una disminución general en el contenido en biotita en la parte más occidental, es decir en la facies Udra, que como vimos en el capítulo de petrografía es más leucocrática que la facies Festiñanzo, por un aumento en el tamaño de la matriz, de los feldespatos potásicos y por la presencia de algunos minerales como moscovita y turmalina que no se encuentran o son muy escasos en la facies Festiñanzo.

5.1.4.- Red de diques.

Llegar a precisar si los diferentes diques (principalmente aplitas, pegmatitas y aglopegmatitas) presentes en el macizo de Bayo-Vigo mantienen una localización o distribución preferente dentro del mismo y si intruyen siguiendo determinadas direcciones, para poder considerarlos como un elemento con significado estructural, es un tema problemático ya que como se comentó en el apartado correspondiente a las manifestaciones filonianas, la primera dificultad que se plantea es poder discernir que diques están genéticamente relacionados con las granodioritas y cuales son manifestaciones ligadas a los diferentes granitos y leucogranitos de dos micas que intruyen posteriormente en ellas.

Según las observaciones realizadas, su distribución parece bastante regular en todo el macizo y si bien hay zonas donde parece haber una mayor concentración de diques, son zonas próximas a las masas de granitos y leucogranitos de dos micas. En cuanto a las direcciones de intrusión, son bastante variables no sólo en dirección sino también en los buzamientos, encontrándose diques desde subhorizontales hasta subverticales; de todas formas, de 74 diques medidos parece haber ciertas direcciones coincidentes con los sistemas de diaclasas observados en el macizo.

El emplazamiento de los diques se produce en muchos casos de una manera pasiva, pero también se han observado diques que provocan un movimiento diferencial en el encajante provocando desplazamientos dextros o senextros, fáciles de visualizar cuando hay enclaves, otros diques anteriores o planos de cizalla desplazados a un lado y otro del dique.

Dejando al margen la deformación provocada por las cizallas de fase III, se encuentran diques sin orientación y otros que presentan una orientación interna paralela a las paredes de los mismos, salvo el caso de los diques compuestos aplopegmatoides que muestran zonas internas aplíticas, orientadas paralelamente y bordes pegmatoides en los que los componentes minerales se disponen orientados perpendicularmente a la dirección del dique. En muchos casos se observan foliaciones oblicuas al dique provocadas generalmente por las cizallas de fase III. Esta deformación, que afecta tanto a la morfología y disposición de los diques como a su orientación interna será tratada en el apartado correspondiente a las cizallas.

5.1.5.- Diaclasas.

Citaremos aquí brevemente la red de diaclasas desarrolladas por la contracción térmica originada durante el emplazamiento de las diferentes masas plutónicas que componen el macizo. Aunque su valor como elemento estructural sea escaso, como ya hemos dicho en el apartado anterior, pueden favorecer o facilitar el ascenso y emplazamiento de ciertas manifestaciones filonianas. Por otra parte es la red de diaclasas y su densidad la que condiciona en buena medida la morfología en bolos de las diferentes rocas del macizo y el tamaño de los mismos, favoreciendo los procesos de exhumación o "sheeting".

Además de un plano de diaclasas horizontal y subhorizontal, las medidas tomadas (70) permiten agrupar las diaclasas en cuatro sistemas principales. Uno de estos sistemas es longitudinal respecto a la dirección

mayor del macizo y subvertical, con buzamientos al ENE o WSW, siendo la media de las medidas tomadas $170^{\circ}/80^{\circ}$ y $343^{\circ}/74^{\circ}$, respectivamente. Otro de los sistemas es casi ortogonal a la dirección mayor del macizo y al sistema de diaclasas anterior; como, el caso anterior es bastante vertical buzando al Norte o al Sur ($74^{\circ}/75^{\circ}$, ó $254^{\circ}/75^{\circ}$ como valores medios). Por último, existen otros dos sistemas asimismo subverticales y que son oblicuos a la disposición del macizo, formando unos 40° a 45° con el sistema anterior y siendo sus valores medios $309^{\circ}/70^{\circ}$ ó $128^{\circ}/70^{\circ}$ (según que el buzamiento sea al NW o al SE) y $28^{\circ}/70^{\circ}$ ó $193^{\circ}/82^{\circ}$ dependiendo de que los buzamientos sean al NE o al SW.

5.2.- ESTRUCTURAS MAGMATICAS.

Buena parte de las estructuras que caracterizan a las facies que componen el macizo debidas a dinámica magmática (variaciones texturales, de grano; contenido y tamaño de megacrístales; acumulaciones feldespáticas; contenido, distribución y asimilación de xenolitos, etc.) así como las relaciones entre facies (naturaleza y tipos de contacto) ya han sido descritas a lo largo de esta memoria, por lo que en este apartado se hará hincapié en aquellas estructuras cuyo desarrollo aporta datos imprescindibles a la hora de conocer los procesos petrogenéticos que han intervenido en la génesis y evolución de los magmas generadores de las diferentes tipologías que componen este macizo.

Nos referimos concretamente al desarrollo de bandeados composicionales, acumulaciones de enclaves básicos-intermedios ("Swarm" según DIDIER, op. cit., brechas magmáticas según ANDRE, op. cit. etc.) y presencia de rocas con composiciones híbridas; estructuras que han sido ampliamente descritas tanto en ambientes plutónicos como volcánicos e interpretadas como un resultado de lamezcla incompleta o selectiva de magmas (WALKER y SKELHORN, 1966; SMITH, 1979; EICHELBERGER, 19809; VERNON, op. cit.; BACON, 1985; etc.). Estos procesos han tomado especial relevancia en años recientes ya que diversos autores consideran que

pueden jugar un papel determinante en la génesis de magmas, sobre todo en los magmas híbridos desarrollados por su interacción entre magmas derivados del manto y magmas producidos por fusión cortical (EICHELBERGER, 1978). SPARKS y MARSHALL (1986) proponen que diferentes rocas plutónicas calcoalcalinas representan magmas híbridos a partir de magmas derivados del manto y fundidos corticales.

En resumen, estas estructuras desarrolladas en el macizo de Bayo-Vigo permiten establecer, antes de hacer una interpretación geoquímica y como apoyo a esta, un origen bimagmático para la serie y una combinación de procesos petrogenéticos que pueden complicar su evolución y caracterización geoquímica. Por otra parte, un estudio detallado de las mismas ofrecería una información importante en relación a las características físicas intrínsecas de cada magma y las variaciones que logicamente experimentan dichas propiedades durante la coexistencia de los mismos.

5.2.1.- Xenocristales.

En los precursores básicos y enclaves microgranudos de Bayo-Vigo es común la presencia de cuarzos de tamaños superiores al resto de los componentes de la roca, exentos de inclusiones de apatito (sumamente frecuentes en el cuarzo de la mesostasis) y rodeados por coronas reaccionales, así como grandes cristales de plagioclasa ricas en inclusiones y de diferente composición que las constituyentes de la mesostasis, que GALLASTEGUI y GALLASTEGUI, et. al (op.cits.) consideraron como xenocristales. Los xenocristales fueron definidos por DIDIER (op.cit.) como cristales de origen ajeno a la roca en que se encuentran englobados. Su presencia es muy común en enclaves básicos microgranudos e indicativos de procesos de contaminación o mezcla con el magma encajante de los enclaves, de naturaleza más ácida (DIDIER, op. cit; APARICIO et. al., op.ci.; VERNON, op.cit.).

Por otra parte, la presencia de xenocristales (Q y Pg) es casi generalizada en diversas rocas básicas de afinidad vaugnerítica, muy semejantes a los precursores básicos de Bayo-Vigo, por lo que SABATIER, (op.cit.) considera a este tipo de rocas de origen híbrido.

Este tipo de composiciones híbridas son consideradas por SPARK y MARSHALL (op.cit.) como un caso especial de mezcla de magmas en la que impera la inmiscibilidad entre ambos. Su desarrollo requiere un gran volumen de magma básico frente al volumen de magma ácido, un estado fluido para los dos magmas y un gran contraste en composición y T^a que impiden la homogeneización de los dos líquidos en contacto.

Evidentemente el desequilibrio térmico existente entre las porciones de líquido ácido y el magma básico englobante queda bien patente en el desarrollo de coronas reaccionales, sobre todo en las rocas más básicas, ya que en las tonalitas biotíticas están menos desarrolladas y no siempre son completas debido quizás a un menor contraste en composición y T^a .

Por otra parte, la presencia del magma ácido con el que se contaminan las rocas más básicas puede condicionar su mineralogía mayoritariamente anfibólica, por el descenso de T^a que provocaría el magma ácido. Diversas rocas vaugneríticas son pobres en piroxenos, de los que sólo se conservan relictos o evidencias de su desestabilización total. En Bayo-Vigo sólo hay relictos de piroxeno en el sector de Bayo (ARPS, op. cit.).

5.2.2.- "Layerings" o bandeados composicionales.

Es un caso de mezcla incompleta de magmas en la que interviene un volumen más próximo de los magmas de diferente naturaleza, aunque parece predominar el material básico-intermedio sobre el ácido que se intercala en niveles de menor espesor entre niveles más potentes y abundantes básicos-intermedios. La formación de estas estructuras requiere un

estado fluido o viscoso de los dos magmas (SPARKS y MARSHALL, op.cit.) y un cierto contraste en composición y T^a para que se conserve la heterogeneidad composicional con la solidificación y no se origine un fundido homogéneo.

Durante la formación del bandeado las rocas adquieren una orientación o foliación planar paralela al bandeado, a la que posteriormente se superponen las cizallas de fase III que cortan claramente al bandeado. De todas las formas sería aventurado dar un origen a esta foliación previa a las cizallas la cual podría originarse tanto por la dinámica de los fluidos durante su ascenso y emplazamiento, como por acción tectónica o bien por una combinación de ambos.

5.2.3.- Brechas magmáticas.

En el macizo de Bayo-Vigo es muy frecuente la presencia de enclaves básicos-intermedios tipo "pillow" que en algunas zonas suelen formar acumulaciones. La presencia de estos enclaves es considerado por SPARKS y MARSHALL, op.cit., como otro de los ejemplos de mezcla incompleta de magmas en la que hay un predominio de material ácido sobre el material básico y además según estos autores representaría una situación en el campo o estado sólido. Pero a esta afirmación se contraponen la de muchos otros autores que describen la formación de "pillow" básicos en el seno de un magma más ácido como una brechificación del magma básico en condiciones viscosas para ambos materiales.

Según la reología del material que compone los enclaves y el material encajante de los mismos así como el modo de emplazamiento de la formación bréchica, ANDRE (op.cit.) distingue dos tipos de brechas magmáticas: brechas magmáticas estáticas y brechas magmáticas dinámico-plásticas. Ambos tipos de brechas están presentes en el macizo.

En el primer caso, el material básico se encuentra prácticamente consolidado comportándose como un sólido, mientras que el material ácido se encuentra en un estado fluido o viscoso. Este último intruye en el primero en forma de una red de venas que fragmentan o brechifican el material básico en diversos fragmentos de tamaño variable y formas generalmente irregulares y angulosas. Este tipo de estructura se correspondería con las estructuras denominadas agmatíticas por BROWN (op.cit.).

Como brechas dinámico-plásticas se pueden citar la de Punta Niño do Corvo y otras de menores dimensiones próximas a la anterior. Esta denominación correspondería a los "swarm" intrusivos de DIDIER (op.cit.) y el caso concreto de Punta Niño do Corvo a un "dique compuesto" (WALKER y SHELHORN, op. cit.). Este tipo de asociaciones requiere para su formación la asociación de dos materiales con un comportamiento reológico próximo (viscoso) y un ascenso y emplazamiento en parte simultáneo.

Según se explicó en los primeros capítulos de esta memoria los enclaves presentan diferentes características que apoyan un estado viscoso de los mismos al ser englobados por el magma granodiorítico (ver capítulo 3).

Al igual que las estructuras citadas anteriormente los enclaves se conservan como tal por la inmiscibilidad de los dos líquidos en contacto debido a su diferente composición y T^a . Este contraste se refleja por las evidencias de cristalización rápida sufrida por los enclaves en el seno del magma ácido y por el desarrollo de coronas reaccionales, en el interior de los enclaves por la presencia de xenocristales y alrededor de los enclaves por el desequilibrio con el magma encajante. De todas formas recordaremos que ciertos enclaves no desarrollan coronas reaccionales y muestran composiciones intermedias entre los dos polos extremos lo que implica un equilibrio térmico que permite los procesos de granitización que conducen a una homogenización parcial o incluso total (poco frecuente en este caso concreto) con la completa

disgregación del mismo en el magma ácido, como ya citamos anteriormente estas diferencias supondrían que los enclaves (ligados especialmente) serían englobados a diferentes niveles durante el ascenso.

Como resumen general y a la luz de la información que ofrecen estas estructuras, en el macizo de Bayo-Vigo los procesos de contaminación y mezcla de magmas se producen durante diferentes estadios de su evolución, comenzando ya en las primeras etapas evolutivas, como se desprende del carácter híbrido de los precursores más básicos, y llegando a estadios lo suficientemente avanzados como para que algunas rocas ya estén prácticamente consolidadas y tengan un comportamiento prácticamente sólido. Por ello parece bastante evidente una historia compleja del macizo, tanto en la presencia de materiales fuente de diferente naturaleza, como en la combinación de los procesos petrogenéticos que han condicionado su evolución.

5.3.- ESTRUCTURAS TECTONICAS

5.3.1.- Introducción.

A grandes rasgos la serie de rocas que integran la granodiorita de Bayo-Vigo están afectadas por una deformación inhomogénea a nivel de todo el macizo que oblitera, en buena parte del mismo, o modifica las estructuras previas.

Esta deformación es debida a la existencia de importantes bandas de cizalla dúctiles, de ámbito o escala regional, desarrolladas según IGLESIAS y CHOUKROUNE (1979) durante la fase II de MATTE (op.cit.), es decir durante la fase III de MARCOS (1973), RIBEIRO (1974), PEREZ ESTAUN (1978), MARTINEZ CATALAN (1985), MARQUINEZ (1984); cizallas que además de deformar al macizo de Bayo-Vigo, deforman a buena parte de los granitos y leucogranitos de dos micas que intruyen en el mismo, así como a muchos de los diques que constituyen el cortejo filoniano de ambos.

La granodiorita de Bayo-Vigo está situada en una de estas bandas que IGLESIAS y CHOUKROUNE (op.cit.) denominaron banda de cizalla de Malpica-Vigo. En la Hoja Geológica a E. 1:50.000 de Vigo, RUBIO NAVAS (1981) cita como principal banda de cizalla en la zona la situada siguiendo las localidades de Bahía de Samil-Cangas de Morrazo-Bueu, aunque también precisa que existen otras bandas de menor continuidad e intensidad. Por último, en la memoria del Mapa Geológico a E. 1:200.000, ABRIL HURTADO E IGLESIAS (1985) especifican que las bandas de cizalla más importantes del área se sitúan al oeste de la alineación Tuy-Redondela-Pontevedra-Caldas de Reyes.

Si bien estas cizallas provocan cambios sustanciales en las rocas del macizo y sus estructuras, como ya se explicó en los apartados anteriores y en los primeros capítulos de esta memoria, parece que con anterioridad a las cizallas de fase III, la granodiorita sólo presenta estructuras locales como son: orientaciones locales de feldespatos K. debidas a dinámica magmática ("fluidaridad") a modo de pasillos o bandas a cuyos lados los feldespatos no muestran ninguna orientación; orientaciones o foliaciones planares locales adquiridas durante la intrusión en el encajante; y posibles foliaciones planares ligadas al desarrollo de bandeados composicionales en los precursores básicos-intermedios, y quizás en todos los precursores, ya que con frecuencia parecen estar más deformados que las granodioritas encajantes.

5.3.2.- Cizallas.

A pesar de que algunos autores (AVE LALLEMANT, op. cit.; ARPS, op. cit.) han destacado (en la parte septentrional del macizo) la existencia de una banda de deformación de mayor intensidad que para el resto del macizo, ligada al contacto oriental del mismo, otros autores como KLEIN, in BELLIDO et. al. (op.cit.) son de la opinión de que la deformación no muestra una distribución determinada, sino más bien irregular y con grandes variaciones locales incluso a nivel de afloramiento.

En el área considerada en este estudio las cizallas dúctiles de tercera fase tienen un desarrollo bastante generalizado aunque es muy patente una distribución en bandas alargadas de dirección N-S, alternando bandas de escaso espesor donde la deformación se intensifica y otras de mayor extensión donde su desarrollo es mucho menos intenso o incluso inapreciable. En el sentido longitudinal algunas de estas bandas muestran bastante continuidad, mientras que otras o se amortiguan o sufren cambios de dirección a unos lados y otros de las rías.

En las zonas de mayor deformación se originan cizallas conjugadas caracterizadas por el desarrollo de dos sistemas de sentido dextro y un tercero más local y con menor capacidad de progresar, de sentido senextro. En las áreas comprendidas entre las anteriores sólo se observa uno de los sistemas dextros o bien no se refleja el efecto de las cizallas.

Los sistemas conjugados se caracterizan por el desarrollo de un primer sistema de cizalla de dirección N-S, buzando entre 40° y 80° al oeste y un segundo sistema asimismo dextro con una dirección media $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ y buzamientos de 55° a 80° al oeste. Este sistema es el más generalizado siendo el que afecta a las zonas comprendidas entre las bandas de mayor intensidad de deformación. Por último, puede aparecer un tercer sistema conjugado de sentido senextro, con una dirección media $N120^{\circ}-140^{\circ}E$ y buzamientos de 40° a 75° al SO, aunque su desarrollo es escaso, manifestándose generalmente afectando a cristales frágiles, como los megacristales de feldespatos K.

Asociadas a las cizallas se observan una o dos lineaciones de estiramiento con direcciones N-S a $N20^{\circ}-30^{\circ}E$, subhorizontales o buzando hasta 30° al S. Así pues, serían cizallas con un movimiento dominante de "strike slip" pero con una cierta componente vertical de falla inversa que levanta el bloque occidental.

5.3.2.1.- Macrotexturas.

Salvo excepciones (caso de parte de los precursores intermedios-básicos), las cizallas dan lugar a una estructura SC bien definida con un distanciamiento de planos C normalmente a escala centimétrica. A este respecto, parece existir un cierto control del tamaño de grano de la roca, de manera que en las rocas de grano fino-medio la distancia entre planos C suele ser inferior a 1 cm., en las rocas de grano medio-grueso de 2 a 5 cm., y de mayor amplitud para el caso de los pegmatoides. Sólo en casos muy aislados se han observado cizallas con un distanciamiento de planos C de 20-30 cm. Caben citar también las disposiciones con morfología sigmoidal de feldespatos potásicos con 1 ó 2 m. de anchura, limitados o no por intrusiones de granitos y leucogranitos de dos micas, que indican un sentido de cizalla dextro.

El movimiento rotacional inducido por las cizallas provoca un cambio en la disposición primitiva de los elementos constitutivos de la mesostasis, de los megacristales de feldespato k, así como de los enclaves englobados por la granodiorita, tendiendo a orientarse hacia la dirección de "shearing", con la que pueden formar ángulos entre 40° y 0° . Además de la estructura SC en ocasiones se desarrollan pliegues asimétricos de eje casi vertical que al igual que los planos S marcan el sentido de las cizallas. Otros elementos, como diques o venas, suelen aparecer plegados o abudizados por efecto de las cizallas; el desarrollo de una u otra estructura depende únicamente de la posición inicial de los mismos respecto a la dirección de "shearing". Por último, las cizallas pueden dar lugar a bandas o niveles protomiloníticos o miloníticos, más frecuentes en el borde oriental del macizo, pero también presentes en otras zonas donde se encuentran representados los sistemas conjugados.

La textura adquirida por la roca una vez sometida a las cizallas presenta diferentes morfologías que resumiremos a continuación:

Cuando existe un cierto ángulo entre los planos S y C (caso más generalizado) se encuentran dos tipos principales de texturas, las cuales parecen originarse dependiendo de que predomine deformación por distorsión de granos o bien por trituración-recristalización de los mismos. En el primer caso se obtienen las texturas con morfología sigmoidal, por adquirir la mayoría de los granos que constituyen la mesostasis y los megacristales formas sigmoidales o fusiformes oblicuas a los planos de deslizamiento o planos c. (excepto los próximos al plano de deslizamiento, que se orientan y deforman según esa dirección), con la consiguiente distorsión de su forma y estructura cristalina original. Los megacristales de feldespato k pueden desarrollar sombras de presión asimétricas que indican el sentido de movimiento.

En los casos en los que predomina trituración en los bordes de grano, mientras que los megacristales pueden conservar en mayor o menor grado su forma original, aunque con frecuentes sombras de presión, la mesostasis muestra una textura que denominamos en "grano de arroz" por adquirir la mayoría de sus constituyentes formas redondeadas que tienden a individualizarse entre los filosilicatos de la misma. Como en la textura anterior, el cuarzo forma "ribbons" aunque mejor desarrollados en este último caso, llegando a alcanzar longitudes de hasta 3 cm. y formas más sinuosas.

Cuando el ángulo entre S y C es próximo a 0° , la textura de la roca se caracteriza por el desarrollo de una foliación planar según la dirección de "shearing" de manera que todos los componentes de la roca aparecen orientados y elongados según esa dirección. Tanto los "ribbons" de cuarzo, como las sombras de presión de los megacristales de Fto.k. tienen su longitud mayor paralela a la foliación. Estos últimos muestran además con gran frecuencia zonas intermedias abudizadas, pudiendo quedar el cristal separado en dos fragmentos, entre los que cristaliza cuarzo estriado, asimismo paralelo a la foliación. En casos extremos parte de los cristales pueden perder totalmente su forma original, quedando como

finos niveles, muy alargados que destacan de la mesostasis por su color más claro.

Por último, con ámbito más local, se desarrollan texturas protomiloníticas o miloníticas según las cuales la roca sufre una gran reducción en el tamaño de grano, con el consiguiente oscurecimiento de la misma. Los cristales resistentes a la deformación parecen flotar en una mesostasis de color oscuro, finamente recrystalizada y que muestra flujos o morfologías sinuosas al adaptarse a los primeros.

5.3.2.2.- Microtexturas.

A escala microscópica es muy patente la deformación inhomogénea provocada por las cizallas, dando lugar a diversos términos intermedios en cuanto a intensidad de deformación se refiere, entre los polos extremos representados por las rocas que conservan buena parte de las características texturales originales y las que se encuentran milonitizadas. La heterogeneidad de la deformación llega a ser patente incluso dentro de una misma lámina, existiendo niveles miloníticos en contacto con otros en los que la deformación ha modificado escasamente la textura original.

Cuando las rocas muestran en el campo foliaciones planares se observa una orientación paralela de sus componentes que tienden a disponerse con su longitud mayor según la anisotropía de la roca o próxima a ella, como es el caso de feldespatos potásicos, plagioclasas y biotitas, mientras que los agregados de cuarzo originalmente xenomorfos o redondeados se encuentran elongados según esa dirección. En este caso se observan deformaciones típicas como extinciones ondulantes y fenómenos de poligonitización para el cuarzo y filosilicatos (principalmente biotitas), desarrollo de maclas mecánicas en las plagioclasas y extinciones anómalas en los feldespatos potásicos. Por otra parte, tanto el fto.k. como la plagioclasa, suelen sufrir trituración en los bordes, proceso que como ya se indicó en el capítulo de petrografía puede

provocar o favorecer algunos procesos postmagmáticos, como formación de feldespato k. intersticial, desarrollo de albita intergranular y ciertos procesos de mirmequitización, ya puestos de manifiesto por CORRETGE y MARTINEZ (op.cit.) para algunos granitos peninsulares deformadas. Evidentemente, aunque se requieren estudios más detallados, parece que en las rocas graníticas-granodioríticas no deformadas, si bien existen algunas reacciones postmagmáticas en los contactos entre feldespato k-plagioclasa, no se encuentra prácticamente ni feldespato k. intersticial en la mesostasis ni agregados albiticos intergranulares (acompañados normalmente por feldespato k. y cuarzo).

Cuando la roca muestra al microscopio una textura SC bien marcada tiene lugar una distorsión (\pm trituración) según los planos C. Tanto los feldespatos k, como las plagioclasas, muestran sus hábitos y maclas con formas sigmoidales, y sobre todo las primeras sombras de presión rellenas de cuarzo. En algunos casos no se forman exactamente sombras de presión, sino formas muy parecidas a ellas pero formadas por agregados de cristales de la misma composición originadas posiblemente por trituración y movimiento del cristal durante su reorientación. Son frecuentes también en ambas fracturas con desplazamiento o no, rellenas de cuarzo y compatibles con los movimientos de cizalla. Las biotitas también aparecen con formas sigmoidales y trazas de exfoliación deformadas, siendo además muy frecuente el desarrollo de "kink bands" y fenómenos de poligonitización. El cuarzo muestra una deformación muy irregular dependiendo de su posición respecto a los esfuerzos de cizalla. Los primitivos agregados adquieren formas sigmoidales de longitud variable, mostrando poligonitizaciones con formación de subgranos muy elongados según la longitud mayor del sigmoide o bien se forma un agregado de subgranos de escaso tamaño, hábito idiomorfo y exentos de deformación. Los minerales accesorios suelen mostrar una deformación frágil por fracturas, como es el caso del circón, esfena y allanita, según las cuales pueden estar desplazados.

En las proximidades de los planos C o bien afectando a toda la roca (en los niveles protomiloníticos o miloníticos) se forma una mesostasis de grano muy fino constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato k. y biotitas, todos ellos de escaso tamaño y derivados por trituración y recristalización de los componentes primitivos. Esta mesostasis que muestra flujos y marcadas sinuosidades al amoldarse a los cristales resistentes a la deformación se encuentra en ocasiones muy oscurecida y puede ser difícil de identificar por la presencia de pequeñísimos granos a modo de rosarios que parecen corresponder a esfena. Por último, la biotita parece decolorarse a biotita verde o se transforma en clorita al recristalizar como pequeños cristales en la mesostasis neoformada.

5.3.3.- Fallas

En muchos casos son difíciles de detectar debido a la escasez de afloramientos y bajo relieve del macizo, siendo frecuente que fallas observadas en las zonas costeras se sigan con dificultad en el interior, a no ser que desplacen contactos entre diferentes litologías o provoquen fenómenos de episienitización con el consiguiente enrojecimiento de la roca. El sector que más datos proporciona es la península de Morrazo, por ser la zona que presenta mayor relieve y mayor extensión de afloramientos.

Además de la falla de dirección N-S, situada entre las localidades de Cangas de Morrazo-Bueu, a cuyos lados afloran facies granodioríticas diferentes, parecen existir cuatro sistemas de fallas como más frecuentes a nivel de todo el macizo, siendo sus direcciones principales $N140^{\circ}-150^{\circ}E$, $N25^{\circ}-35^{\circ}E$, $N110^{\circ}-120^{\circ}E$ y $N65^{\circ}-75^{\circ}E$. Este último sistema de fallas es el que condiciona la configuración de las rías bajas gallegas. En su mayoría son fallas de carácter frágil cuyo principal efecto es la episienitización de la roca y que, según se observa en las zonas costeras cuando existen marcadores como enclaves o diques desplazados, provocan movimientos con sentidos tanto dextros como senextros.

Existe además un sistema de fallas dúctiles de dirección media $N110^{\circ}E$ y generalmente subvertical que deforma a la granodiorita y a las cizallas dexas que la afectan provocando milonitizaciones en las proximidades de los planos de falla, cuyo sentido de movimiento es siempre senestro.

6.- CARACTERIZACION GEOQUIMICA.

En la caracterización geoquímica de la serie de rocas que integran el macizo de Bayo-Vigo se han utilizado un total de 39 análisis químicos, de los cuales 25 son análisis previos recopilados de otros autores y los 14 análisis restantes son inéditos y se han realizado durante el presente estudio. De los 25 análisis recopilados 4 proceden del Mapa Geológico a E. 1:50.000 de Pontevedra (185/4-10) y 3 del Mapa Geológico a E. 1:50.000 de Vigo (223/4-11). Otros 9 análisis proceden de GALLASTEGUI, G. (op.cit.) y los 9 análisis restantes se han recogido en el sector septentrional del macizo, al norte del plutón postcinemático de Caldas de Regas, durante un estudio anterior y similar a este, realizado por el IGME (BELLIDO, et. al, en prensa) en las rocas graníticas del sector norte de Galicia (TABLA 1).

Con los 14 nuevos análisis recogidos durante este estudio se ha obtenido un muestreo representativo de la mayor parte de las facies y variedades integrantes del macizo, dedicándose un mayor número de análisis a aquellas tipologías graníticas de las que existía menor información previa. El reparto de análisis por facies es:

- 1 análisis de las ortoanfibolitas de origen incierto, existiendo 1 análisis previo del Mapa Geológico a E. 1:50.000 de Pontevedra.

- 4 análisis de precursores de los cuales 1 corresponde a un precursor biotítico de composición microgranodiorítica y 3 a rocas biotítico-anfibólicas de composición monzogranítica, granodiorítica y cuarzomonzogabrodiorítica. Disponemos además de 1 análisis de GALLASTEGUI (op. cit.) representante de las rocas más básicas encontradas en el macizo, de composición cuarzogabrodiorítica, y 7 análisis de la misma procedencia correspondientes a diferentes enclaves microgranudos, que junto con los análisis anteriores cubren este amplio grupo de precursores.

- 2 análisis de la facies Cangas.
- 4 análisis de la facies Festiñanzo.
- 3 análisis de la facies Udra.

En los análisis representativos del grupo de granodioritas-adamellitas, no se ha podido establecer una diferenciación entre los correspondientes a las facies granodioríticas porfídicas y los correspondientes a las adamellitas o monzogranitos no porfídicos o debilmente porfídicos debido a que de los análisis previos existentes y utilizados en este estudio no disponemos de esta diferenciación.

6.2.- DIAGRAMAS DE VARIACION.

En la figura 1 se encuentran representados los diagramas de variación de HARKER en los que se han proyectado los diferentes porcentajes de los óxidos mayores frente al SiO_2 , mientras que en la figura 2 se han proyectado los elementos traza frente al SiO_2 . En dichos diagramas queda bien reflejado en primer lugar la fuerte dispersión del contenido en SiO_2 que muestra esta serie de rocas, con valores desde 47% a 71% aproximadamente, o bien desde 54% a 71% si se exceptúan la anfibolitas de origen incierto. Se observa asimismo que la mayor dispersión del parámetro SiO_2 corresponde al grupo de los precursores que son los que igualmente muestran mayores variaciones tanto a nivel macroscópico como desde el punto de vista petrográfico. Como ya se explicó en el capítulo anterior este amplio espectro de composiciones en los precursores queda en buena medida justificado por procesos de contaminación e hibridación a diferentes escalas causantes de una amplia variedad de términos híbridos.

Antes de describir e interpretar las tendencias de evolución de los óxidos mayores con la diferenciación, advertiremos que la escasa amplitud dada en el gráfico (figura 1) al eje de abscisas, en el que se representan los porcentajes en óxidos, provoca que las tendencias de

variación sean muy poco acusadas. Por ello, la lectura de los mismos se ha realizado a partir de gráficos en los que se ha reducido la amplitud del eje de ordenadas y ampliado el eje de abscisas, obteniendo pendientes más acusadas que permiten una mejor visualización de lo que en el texto se explica. Además se han considerado un mayor número de análisis que no aparecen representados ni relacionados en la Tabla 1 por ser análisis inéditos de la autora, según los cuales se han podido hacer algunas precisiones sobre tendencias de evolución de algunos grupos concretos de rocas que no quedan bien reflejadas en la figura 1, debido al escaso número de análisis.

6.2.1.- MgO, MnO, Fe₂O₃, TiO₂ y CaO.

MgO, MnO y Fe₂O₃. Los tres ilustran un comportamiento que puede entenderse como normal, con claras tendencias descendentes desde los términos más básicos hacia los más evolucionados y saltos bruscos de pendiente en los primeros estadios evolutivos que evidencian la actuación de procesos fraccionantes.

El MnO muestra un salto brusco en contenidos entre algunas ortoanfibolitas caracterizadas por valores entre 0,25 a 0,35% y otras ortoanfibolitas y demás términos graníticos cuyos contenidos oscilan entre 0,17 y 0% definiendo una pendiente menos acusada pero con buen coeficiente de correlación. Las ortoanfibolitas es el grupo que mayor dispersión de valores muestra.

El salto brusco en la tendencia evolutiva del MgO se produce entre los precursores más básicos y los precursores intermedios condicionando el que sea el grupo de rocas con mayor dispersión de valores para este elemento. Mientras que en las ortoanfibolitas y los precursores más básicos de la serie los porcentajes oscilan entre un 5 a 8%, los precursores intermedios, enclaves microgranudos y los términos granodioríticos-monzoníticos tienen valores inferiores al 3% y una pendiente menos acusada.

Al igual que el MnO, el $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ tiene un cambio brusco de pendiente entre ortoanfibolitas y el resto de la serie que muestra una correlación bastante lineal.

Según los cambios bruscos de pendiente de estos elementos parece evidente que en los primeros estadios evolutivos de la serie han intervenido procesos de cristalización fraccionada en los que ha debido jugar un papel determinante la fraccionación de fases ferromagnesianas, con el consiguiente empobrecimiento en estos elementos de los líquidos residuales. En este sentido, sirve como justificación la diferencia en el contenido de minerales máficos entre las ortoanfibolitas y los precursores, sobre todo en anfíbol cuya diferencia en contenidos oscila alrededor del 20%.

TiO₂. Ofrece un espectro similar a los anteriores, existiendo un salto brusco entre las ortoanfibolitas y los precursores, con contenidos próximos o superiores al 3% en las primeras y contenidos próximos o inferiores al 1,5% en el resto de la serie. Si bien en la fig.1 no se aprecia con claridad, el grupo de precursores muestra un ligero aumento en el contenido en TiO₂ desde los términos más básicos a los términos más diferenciados de dicho grupo, definiendo una ligera tendencia ascendente hacia dichos términos, a partir de los cuales la tendencia desciende hasta los términos más ácidos. Una tendencia similar a esta se observa en otros macizos de granodioritas precoces, como el de Vivero (GALAN, 1984), en el que asimismo se observa una evolución positiva en el contenido en titanio hacia los términos más evolucionados de los precursores, descendiendo a partir de dichos términos hacia los miembros granodioríticos. Este cambio de tendencia podría explicarse por un enriquecimiento relativo de los líquidos residuales durante la cristalización mayoritaria de anfíbol, mientras que posteriormente en los precursores intermedios y enclaves se produce una cristalización intensa de biotita con el consiguiente empobrecimiento en TiO₂ de los líquidos residuales.

CaO. Aparece con tendencia claramente negativa y una buena correlación lineal, siendo gradual su variación entre las rocas más básicas y la serie granítica en la que hay una ligera pérdida de pendiente en el último tramo. Naturalmente la evolución está dominada por la presencia de anfíboles (claramente cálcicos) y plagioclasa; el consumo de CaO en los términos básicos y rocas menos diferenciadas de la serie granítica justifica el final asintótico de la tendencia.

6.2.2.- Elementos alcalinos.

K₂O. La tendencia claramente positiva del K₂O (de afinidad calcoalcalina), aparece alterada en el tramo ocupado por algunos precursores básicos, lo que es susceptible de varias interpretaciones. Podría suponerse la existencia de dos series diferentes, una constituida por las ortoanfíbolitas y el grupo de precursores más básicos y otra integrada por el resto de los precursores (de naturaleza intermedia), enclaves y serie granítica s.s.. Pero también podría suponerse una serie continua; la ruptura de pendiente viene señalada por algunos precursores con evidentes afinidades vaugneríticas, y es conocido que una de las características más relevantes de las vaugneritas es precisamente su alto contenido en potasio (proporcionando entre otros por su contenido en biotitas ricas en potasio). En cualquier caso, si se asume la segunda posibilidad es necesario tener presente que la tendencia evolutiva del K₂O no se ajusta correctamente a la existencia de un mecanismo simple y continuo de cristalización fraccionada.

Na₂O. Para este elemento se distinguen dos tendencias contrapuestas. La primera marcada por las anfíbolitas y parte de los precursores, con clara y neta pendiente positiva (aunque con cierta dispersión de valores en las anfíbolitas) que indica un progresivo enriquecimiento en Na₂O de los líquidos residuales. La segunda está representada por algunos precursores (más ácidos), enclaves y la serie granítica normal. (Aunque el carácter tipificador de esta última es la gran dispersión de valores,

parece apreciarse una tendencia negativa entre los enclaves y las muestras más diferenciadas. El cambio de pendiente estaría relacionado con la entrada mayoritaria de los feldespatos. Esta hipotética tendencia negativa se ajustaría mejor a asociaciones subalcalinas más que a series calcoalcalinas s.s. (entendiendo el término subalcalino como una variante de las series calcoalcalinas).

Al₂O₃. En cierto modo el espectro composicional para este óxido se asemeja al del Na₂O aunque con mejor definición en las tendencias. Por un lado, anfibolitas y precursores menos diferenciados definen una tendencia claramente positiva hasta alcanzar valores máximos entre 17,5 y 18% en Al₂O₃, en donde tiene lugar un cambio de tendencia marcado por los precursores de composición intermedia. A partir de estos últimos hay una marcada tendencia negativa (empobrecimiento de Al₂O₃ con la diferenciación) hacia los enclaves y la serie granítica normal.

A la vista de la mineralogía de los anfibolitas y parte de los precursores, en donde el único elemento cuya composición incluye cantidades significativas de aluminio en los primeros estadios de la cristalización es el anfíbol, que además es deficitario en Al₂O₃ con respecto a los óxidos "máficos", sería explicable esta tendencia positiva por el enriquecimiento relativo en Al₂O₃ de los primeros líquidos residuales al empobrecerse en MgO, Fe₂O₃ y CaO. El cambio de tendencia viene marcado por la fraccionación mayoritaria de plagioclasa, y en menor medida de biotita, en los precursores de afinidad vaugnerítica. A partir de ese momento los feldespatos serán los principales responsables en la evolución del Al₂O₃.

P₂O₅. En relación a este óxido se detecta una cierta independencia de poblaciones o grupos litológicos. Tanto anfibolitas como precursores y serie granítica aparecen como grupos netamente independientes y con una aparente evolución propia de cada grupo, que además es semejante en los tres casos. Para los tres grupos el P₂O₅ manifiesta un comportamiento

claramente compatible (el apatito es un accesorio común y relativamente abundante en los tres grupos) ilustrado por pendientes negativas y con buena correlación.

La variación en los contenidos para cada grupo es de 0,7 a 0,2% para los anfibolitas, de 0,55 a 0,1% para los precursores y de 0,65 a 0,1% para la serie granítica.

6.2.3.- Elementos traza.

Nos centraremos fundamentalmente en el Ba, Rb y Sr ya que del resto de los elementos se tiene un número reducido de datos y en su mayoría corresponden a uno de los grupos de rocas presentes en el macizo (enclaves microgranudos).

De todas formas, haremos alguna indicación sobre el comportamiento de estos elementos pero han de ser consideradas con ciertas reservas. Con los datos que disponemos parece que el Ni, Cr y Co mantienen unos contenidos bastante constantes con la diferenciación, escapándose de esta tónica los precursores básicos que muestran unos contenidos en Cr y Ni superiores al resto de la serie. El Cu no está definido mostrando una marcada dispersión de valores. El V es el elemento que muestra una mejor correlación con una tendencia negativa desde los términos más básicos a los más diferenciados.

Litio. El litio parece definir una tendencia positiva desde los términos más básicos a los términos con contenidos próximos al 68% de SiO₂, mientras que desde estos últimos hasta los más diferenciados la tendencia parece ser negativa. Esta tendencia anormal en la evolución del Li con la diferenciación es la misma observada por GALAN (op.cit.) en el macizo de granodioritas precoces de Vivero. Una explicación a esta evolución según MARMOTTANS (1976), considerada por GALAN y aplicable al caso concreto de Bayo-Vigo es que los precursores intermedios tienen un

porcentaje elevado de biotita y dicho mineral tiene un alto coeficiente de partición para el li enriqueciéndose relativamente respecto al fto.k. que tiende a aumentar hacia los miembros más diferenciados.

Bario. Los puntos representativos de los diferentes grupos aparecen bastante bien definidos: anfibolitas con los más bajos contenidos en Ba; los precursores son los más ricos en Ba, con contenidos que pueden considerarse bastante altos para rocas comparables. Así pues hay una tendencia de evolución positiva para estos términos, mientras que parte de los precursores más evolucionados y la serie granítica definen una correlación negativa, comportamiento normal atendiendo a los coeficientes de distribución del Ba para biotita y feldespato K en rocas de composición ácida.

Destaca por último la independencia y ubicación de los enclaves, completamente separados de los demás grupos y caracterizados por contenidos mucho más bajos en Ba. Este hecho ya ha sido destacado por COUTURIE (1977) y SABATIER (1984) para enclaves comparables a los aquí citados.

Rubidio. Su comportamiento es muy parecido al del Litio, mostrando al igual que el macizo de Vivero un comportamiento anormal que según GALAN (op.cit.) responde al mismo motivo ya explicado para el comportamiento anormal del Litio. El cambio de pendiente se produce asimismo para los términos con un contenido superior al 68% de SiO_2 a partir de los cuales la tendencia es negativa.

Estroncio. Morfológicamente su espectro es comparable al ya observado en el Ba, es decir un comportamiento incompatible entre anfibolitas y precursores, que evoluciona a compatible entre estos y la serie granítica. De nuevo se detecta una disposición "anómala" de los enclaves. En cualquier caso, no debe olvidarse que para el Sr. el apatito puede jugar un papel de cierta importancia que puede modificar la interpretación; recuérdese al respecto la peculiar evolución del P_2O_5 .

6.3.- CARACTERIZACION GEOQUIMICA.

De la información disponible parece deducirse una afinidad calcoalcalina para el conjunto de rocas que se incluyen en la unidad Bayo-Vigo: anfibolitas, precursores básicos, enclaves y serie granítica.

La evolución de óxidos como MgO y Fe₂O₃ resulta compatible con una serie de evolución típicamente calcoalcalina, si bien, ha de reconocerse que la evolución de estos óxidos es bastante similar para diferentes series. Mas resolutivas parecen las variaciones en CaO y K₂O. El primero presenta un comportamiento clásicamente calcoalcalino y el segundo, aun con la peculiaridad ya destacada de su espectro partido y no continuo, se ajusta bastante bien a un caso típico de evolución calcoalcalina.

Por otro lado, del diagrama AFM (fig. 3), si bien no es todo lo preciso que sería de desear (en cuanto a los fenómenos de diferenciación, no tanto en cuanto a tipificación geoquímica), pueden extraerse algunas conclusiones no muy diferentes a lo expuesto anteriormente, como ocurriera en los diagramas de variación, las muestras representativas de las anfibolitas aparecen claramente separadas de todas las demás, creando algún que otro problema interpretativo. Si se considera una serie secuencial iniciada en los precursores básicos, la interpretación más posible sería estimar una serie calcoalcalina algo baja en hierro, comparable a otras granodioritas precoces como la de Vivero (GALAN, op.cit.). Según otros índices geoquímicos como el de REACOCK, la serie sería calcoalcalina s.s. (índice comprendido entre 56 y 61).

6.4.- EVOLUCION.

Como se detallaba al describir los diagramas de variación, una característica reseñable es la marcada independencia de algunas poblaciones sin nexos de unión entre diferentes grupos litológicos. Este carácter es

más acusado en el caso de las anfibolitas, pero también es notable para las muestras menos diferenciadas de los precursores (en cuanto a material fuente) de dos grupos constitutivos de la unidad Bayo-Vigo, que debe suponer una evolución episódica y no continua.

Si se considera además la evolución de Al_2O_3 , K_2O y P_2O_5 parece claro que el proceso de diferenciación no ha podido ser un mecanismo simple de cristalización fraccionada, aunque está fuera de dudas su participación como mecanismo evolutivo. También la evolución de algunos elementos traza como Ba, Sr y Rb apoyan la idea de una cierta complejidad evolutiva para el conjunto plutónico Bayo-Vigo. En el diagrama triangular Ba-Rb-Sr (fig. 4) la mayoría de las muestras graníticas (en sentido amplio: desde precursores hasta las muestras graníticas s.s.) se sitúan en el campo de los granitos "anómalos" (EL BOUSEILY y EL SOKKARY, 1975). Si bien este término es bastante ambiguo, no deja de ser curiosa la evolución general de la serie caracterizada por una relación Rb/Sr casi constante (salvo para las anfibolitas) con la peculiaridad (ya observada en el diagrama SiO_2 -Sr) de la disposición de los enclaves.

En definitiva, el conjunto de datos no sólo de campo y petrográficos sino también geoquímicos apoyan una hipótesis en la que la cristalización fraccionada ha debido combinarse con procesos de mezcla magmática que reflejan un origen bimagmático de la serie; procesos que además tienen lugar desde los primeros estadios ya que no se puede olvidar el carácter híbrido de los precursores más básicos del conjunto Bayo-Vigo. En este sentido es clarificador el comportamiento de los óxidos mayores en los Tests de Mezcla de Magmas de FOURCADE (1981).

7.-BIBLIOGRAFIA.

ANDRE, F. (1979).- Bréchification magmatique dans plutonites situées en Bordure Nord du granite des Ballons: Pétrologie Structurale et Géochimie. Universidad de Nancy I, 45 p.

ANTHONIOZ, P.M. y FERRAGNE, A. (1978).- Le Précambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Península Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne? In: Julivert, M. et.al. Edit: Geología de la Parte Norte del Macizo Ibérico, Ediciones del Castro, La Coruña:23-42.

APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARBALLO, J.M.; PEINADO, M.; TINAO, J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem. Inst. Geol. y Min. de España. 88, 145.

ARPS, C.E.S. (1970).- Geology of a part of the Western Galician Basement between the Rio Jallas and the Ría de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. Leidse. Geol. Med., 46, 57-155.

ARPS, C.E.S.; BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A.; CALSTEREN, P.W.C., van; FLOOR, P.; HILGEN, J.D.; KEASBERRY, E.J.; KONING, H.; KUIJPER, R.P.; MINNIGH, L. D.; TEX, E. den (Supervisor) (1977).- Geological Map of Western Galicia (9 sheets). Published by the research group "Galicia", Department of Petrology, Mineralogy and Crystallography, State University of Leiden.

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.

BACON, C.R. (1985).- Inclusions of mafic magma in intermediate and silicic volcanic rocks. Jour. Geophys. Res (In press).

BELLIDO, F.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; PABLO MACIA, J.G. (en prensa).- Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias. Colección Memorias, Tomo 101, 157 pp. IGME.

BLAKE, D.H.; ELWELL, R.W.D.; GIBSON, I.L.; SKELHORN, R.R.; WALKER, G.P.L. (1965).- Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. Quart. J. Geol. Soc. Lond. Vol. 121, 31-49 p., pls. 7-10, 2. figs.

BROWN, M. (1973).- The definition of Metatexis, Diatexis and Migmatites. Proc. Geol. Ass. Vol. 84, part 4, 371-382.

BUISKOOD TOXOPEUS, J.M.A. (1972).- Petrografie en structurele geologie van een gebied ten Zuiden van Vigo (PO), Galicië. Spanje. (unpublished). Department of Petrology and Mineralogy, Leiden.

BUISKOOD TOXOPEUS, J.M.A.; HAALEBOS, P.E.M.; OVERMEEREN, F.A. van (1978).- An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian Complex South of Vigo (Pontevedra, Spain). Cuad. Sem. Est. Cer. de Sargadelos n^o27, 311 pp.

CAPDEVILA, R. (1969).- Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de L'Espagne). Thèse, Univ. de Montpellier, 430 p.

CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L.G.; y FLOOR, P. (1973).- Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bol. Soc. Geol. France, 15 (3-4), 209-228.

CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970).- Les différent types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de L'Espagne. Bol. Geol. y Min., 81(2-3), 215-225.

CARLE, W. (1950).- Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia (Traducido por J.M. Ríos). C.S.I.C. Patronato "Alfonso X El Sabio"- Instituto "Lucas Mallada", de investigaciones geológicas. Tomo V, pp.59-91.

CHAPMAN, C.A. (1962).- Diabase granite composite dikes with pillowlike Structure, Mount Desert Island-Maine, S. Geol. 70(5):539-564.

CORRETGE, L.G. (1971).- Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, Dpto. Petrol., 453 p.

CORRETGE, L.G. (1983).- Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. In: Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. Tomo 1. 656 pp.

CORRETGE, L.G.; GALLASTEGUI, G.; CUESTA, A. (1983).- Características geoquímicas de los enclaves en las granodioritas de Cangas de Morrazo-Moaña (Prov. de Pontevedra). Stvdia Geológica Salmanticensia, XVIII. (307-322).

CORRETGE, L.G.; GALLASTEGUI, G.; CUESTA, A. (1984).- Rheología y procesos físicos de transporte de magma en el pasillo de enclaves de Cangas de Morrazo-Moaña. Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo, 14, 17-26.

CORRETGE, L.G. y MARTINEZ, F.J. (1975).- Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles. Stvdia Geológica, IX, pags. 115-141.

COUTURIE, J.P. (1977).- Le massif granitique de la Margueride (Massif Central Fracais). Thèse de Doctorat, Annales Scientifiques de L'Universite de Clermont, n°62, 319 pp.

DEBON, F (1975).- Les massifs granitoides à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. Une étude pétrographique et géochimique. Thèse-nancy, 420 p.

DENAEYER, M.E. (1954).- Las migmatitas de Villagarcía de Arosa. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Natural. Tomo homenaje al Prof. Hernández Pacheco, pp. 229-247.

DENAEYER, M.E. (1970).- Tectónica y diferenciación estructural de los granitos y neises de la ría de Arosa (Pontevedra, Galicia). Bol. Geol. y Min., T. LXXXI-II-III, (164-168).

DIDIER, J. (1973).- Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier, Sc. Publ. Co., Amsterdam, 393 pp.

OVERMEEREN, F.A. van (1973).- Petrografie en mineralogie van een gebied, gelegen ten Zuid-westen van Vigo, Galicië (Po), Spanje. (unpublished). Department of Petrology and Mineralogy, Leinde.

EICHELBERGER, J.C. (1978).- Andesitic volcanism and crustal evolution. Nature 275:21-27.

EICHELBERGER, J.C. (1980).- Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma chambers. Nature 288: 446-450.

EL BOUSEILY, A.M. and EL SOKKARY, A.A. (1975).- The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. Chemical Geology, 16, 207-219.

FLOOR, P. (1966).- Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. Leidse. Geol. Med., vol. 36, 203 pp.

FLOOR, P.; KISCH, H.J. et OEN ING SOEN (1970).- Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal. Bol. Geol. y Min., t. LXXXI-II-III, 242-244.

FOURCADE, S. (1981).- Geochimie des granitoides. Thèse de Doctorat, Université Paris 7, 189 pp.

GALAN, G. (1984).- Las rocas graníticas del sector norte del Macizo de Vivero (Lugo, NO de España). Tesis Doctoral, Dpto. de Petrología y Geoquímica, Facultad de Geología Univ. de Oviedo, 351 pp.

GALLASTEGUI, G. (1983).- Los enclaves de las rocas graníticas de Cangas de Morrazo (Prov. de Pontevedra). Tesis de Licenciatura, Dpto. de Petrología y Geoquímica, Univ. de Oviedo, 156 pp.

GALLASTEGUI, G.; CORRETGE, L.G.; CUESTA, A. (1983 a).- Aspectos petro-estructurales del pasillo de enclaves básicos de Cangas de Morrazo-Moaña (Prov. de Pontevedra). *Studia Geologica Salmanticensia*, XVIII, pp. 13-26.

GALLASTEGUI, G.; CORRETGE, L.G.; CUESTA, A. (1983 b).- Petrografía y aspectos geoquímicos de los enclaves microgranudos de Cangas de Morrazo-Moaña (Prov. de Pontevedra). *Cuad. Lab. Geol. de Laxe*, 7, 55-85.

GEUL, J.J.C. (1964).- The petrology of the region between Lage and Carballo. *Leid. Geol. Med.*, 30, 103-120.

GIL IBARGUCHI, J.I. (1978).- Etude pétrographique de la région Muxia-Finisterre (NW de L'Espagne). Thèse impl. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris.

GIL IBARGUCHI, J.I. (1980).- Las vaugneritas de la región de Finisterre (Galicia, NW de España). Probables productos de magmas anatéticos

residuales. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 1, publicación do Seminario de Estudos Galegos. Sada, A Coruña. 21-32.

GIL IBARGUCHI, J.I. (1981).- A comparative study of vaugnerites and metabasic rocks from the Finisterre region (NW Spain). N. Jb. Miner. Abh., 143, 1, 91-101.

GIL IBARGUCHI, J.I. (1982).- Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (NW de España). Corpus Geologicum Gallaeciae, Segunda Serie, n^o1, 253 pp. Acad. de Cienc. Gallega, Lab. Geol. de Lage.

GIL IBARGUCHI, J.I. y ORTEGA, E. (1985).- Petrology structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from Malpica-Tuy (M.T.) unit. Galicia, NW Spain. Chemical Geol.

GOURGAUD, A.; BOURDIER, J.L.; VINCENT, P.M. (1980).- Mélange de magmas sur-saturés et sous-saturés dans le volcan du Sancy (Monts Dore, Massif Central Français). C.R. Acad. Sc. Paris, T. 291. Série D-175.

GOURGAUD, A.; CANTAGREL, J.M.; VINCENT, P.M. (1981).- Mélange de magmas et pétrogenese des trachy-andesites du Mont-Dore (Massif Central Français). C.R. Acad. Sc. Paris. T 293.

GOURGAUD, A. et VINCENT, P.M. (1980).- Coexistence de magmas rhyolitique et trachy-andésitique au dôme de La Gacherie (Monts Dore, Massif Central Français). Implications génétiques. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 290. Série D-81.

HAALBOS, P.E.M. (1973).- Petrografie en structurele geologie van een gebied ten noorden van de Rio Miño, Galicie (Po), Spanje (unpublished). Department of Petrology and Mineralogy, Leiden.

HENSEN, B.J. (1965).- Petrologie en structurele geologie van het westelijk gedeelte van het schiereiland Morrazo, Prov. de Pontevedra, galicië, NW Spanje. Doctoraalscriptie (unpublished). Department of Petrology and Mineralogy, Leiden.

HIBBARD, M.J. (1981).- The Magma Mixing Origen of Mantled feldspars. Contr. Mineral. Petrol. Vol. 76:158-170.

IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1979).- Shear zones in the Iberian Arc. Journal of Structural Geology, Vol. 2, N^o1/2, pp. 63 to 68.

IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M.L.; RIBEIRO, A. (1983).- La interpretación aloctonista de la estructura del noroeste peninsular. 459-467. In: Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. Tomo I, 656 pp.

IGME (1964).- Mapa Geológico de la provincia de La Coruña, escala 1:200.000. IGME, 155 pp. Primera Edición.

IGME (1971).- Mapa Geológico Nacional, escala 1:200.000 de Pontevedra-La guardia, IGME, 29 pp. Primera edición.

IGME (1981).- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 de Pontevedra. IGME, 45 p. Segunda Serie-Primera edición.

IGME (1981).- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 de Vigo. IGME, 34 p. Segunda Serie-Primera edición.

IGME (1981).- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 de Tuy. IGME, 52 p. Segunda Serie-Primera edición.

IGME (1981).- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 de Noya. IGME, 47 p. Segunda Serie-Primera edición.

IGME (1981).- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 de Outes. IGME, 54 p. Segunda Serie-Primera edición.

IGME (1981).- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 de Camariñas. IGME, 42 p. Segunda Serie-Primera edición.

IGME (1984).- Mapa Geológico de España, escala 1:200.000 de Santiago de Compostela. IGME, 99 pp. Primera edición.

IGME (1985).- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 de Pontevedra-La Guardia. IGME, 160 p. Primera edición.

JOHANNSEN, A. (1931).- Petrography. Vol. 1. Introduction, textures, classifications and glossary. Univ. of Chicago press. Chicago, Illinois.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. (1974).- Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst. Geol. y Min. de España.

JUNG, J. y BROUSSE, R. (1952).- Classification modale des roches eruptives utilisant les données fournies par le compteur de points. Masson et Cie. Paris, 122 p.

LEFORT, J.P. y RIBEIRO, A. (1980).- La faille Porto-Badajoz-Córdoba a-t-elle controlé L'évolution de l'océan paléozoïque sudarmoricain?. Bull. Soc. Géol. France (7^a ser.), 22 (3):455-462.

MARCOS, A. (1973).- Las series del Paleozoico Inf. y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 6, 113 pp.

MARQUINEZ, J.L. (1984).- La geología del Area Esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). Mem. del IGME, n^o100, 213 pp.

MARMOTTANS, M. (1976).- Li, Rb, Ba dans les Massifs granitiques de buddusò et de Concas (Sardaigne Nord-orientale) et dans leur enclaves. Implications pétrogénétiques. Thèse. Univ. de Droit, D'Economie et des Sciences D'Aix-Marseille III. 56 p.

MARTINEZ CATALAN, J.R. (1985).- Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). Corpus Geologicum Gallaeciae, Segunda Serie, n^o2, 291 pp. Acad. de Cienc. Gallega, Lab. Geol. de Lage.

MONTENEGRO DE ANDRADE, M.; SODRE BORGES, F. and NORONHA, F. (1985).- Excursao Geológica Na Regiao De Entre Douro E. Minho. Livro-Guia das excursoes a realizar em Portugal. IX Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular. Museu e laboratorio Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciencias da Universidade do Porto.

ORTEGA, E. (1980).- Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica, La Coruña. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 1:177-186.

ORTEGA, E. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1983).- La Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo Antiguo"- "Fosa blastomilonítica"). 430-440. In: Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. Tomo I, 656 pp.

PABLO MACIA, J.G. de (1981).- Contribución a la correlación y síntesis de los granitos gallegos. Cuad. do Lab. Xeol. de Laxe, vol 2, p. 51-61, Castro (Sada-A Coruña).

PARGA PONDAL, I. (1956).- Nota explicativa del mapa geológico de la parte NW de la provincia de La Coruña. Leid. Geol. Med., Deel 21, pp. 468-484.

PARGA PONDAL, J. (1960).- Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp. 59:333-358.

PARGA PONDAL, I. (1963).- Mapa petrográfico estructural de Galicia 1:400.000. IGME.

PARGA PONDAL, I. (1966).- Datos geológicos-petrográficos de la provincia de La Coruña. En: Estudio agrobiológico de la provincia de La Coruña, editado por el Inst. de Investig. Geológicas, Edafológicas y Agrobiológicas de Galicia. Artes gráficas de Faro de Vigo S.A., Vigo, 1-46.

PARGA PONDAL, I. (1966).- La investigación geológica en Galicia. Leidse Geol. Mededelingen, 36:207-210.

PARGA PONDAL, I. (1967).- Carte géologique du Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique (Hercynien et ante-hercynien). 1:500.000. 1^a Reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965). Servicios Geológicos de Portugal.

PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J.M. (1965).- Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia. Not y comun. IGME, 78, 221-236.

PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J.M.; TEIXEIRA, C. (Coordinadores) (1970).- Mapa Geológico Nacional. Hojas de La Coruña (1-2), Pontevedra, Lugo y Orense (9-10), Orense, Zamora y Norte de Portugal (17-18). 1:400.000. IGME.

PARGA PONDAL, I.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1982).- Mapa Geológico del Macizo Hespérico, escala 1:500.000. Publicación de Area de Xeoloxia e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Sada (A Coruña). pp 1-19, 2 map.

PEREZ ESTAUN, A. (1978).- Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-leonesa. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. 92, 1-151.

PONS, J. (1971).- Péetrofabrique et structures dans le massif de Quérigut. Thèse 3^e Cycle. Travaux Du Lab. de Géol. petrol. de L'Université Paul Sabatier. 226 p.

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

RIES, A.C. y SHACKLETON, R.M. (1971).- Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate. Nature Ph. Sc., 234 (47):65-68.

RONNER, F. (1963).- Systematische Klassifikation der Massengesteine. Mit. 85 Textabbildungen. Wiew Springer-Verlag. 380 p.

SABATIER, H. (1978).- Remarques préliminaires sur quelques vaugnerites du massif Central Francais. C.R. Acad. Sc. Paris, 286, 9-11.

SABATIER, H. (1980).- Vaugnérites et granites: une association particulière de roches grenues acides et basiques. Bull. Minéral., 103, 507-522.

SABATIER, H. (1984).- Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif Central Francais: Une association particulière de roches grenues acides et basiques. Thèse de Doctorat D'etat. Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 559 pp.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1956).- Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro du Sul-Sátao region (northern Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal, Vol. 37, 1-617.

SMITH, R.L. (1979).- Ash-flow magmatism. Geol. Soc. Amer. Special paper 180:5-28.

SPARKS, R.S.J. and MARSHALL, L. (1986).- Thermal and Mechanical Constraints on mixing between mafic and silicic magmas.

SPRAY, A. (1969).- "Metamorphic textures". Pergamon Press, 350 p.

STRECKEISEN, A.L. (1967).- Classification and Nomenclature of Igneous rocks. N. Sb. Miner. Abh 107, 2 und 3, 144-240.

TEX, E. den y FLOOR, P. (1967).- A blastomilonitic and polymetamorphic "graben" in Western Galicia (NW Spain). In: Etages Tectoniques, A la baconnière. Ed: 169-178.

TEX, E. DEN and FLOOR, P. (1971).- A synopsis of the geology of western Galicia. In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Inst. Fr. du, Petr., Paris, Ed. Technip: p.p. 1.3 to. 1-13.

VERNON, R.H. (1983).- Restite, xenoliths and Microgranitoid Enclaves in Granites. Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales, vol. 116. pp. 77-103.

VOGEL, W. (1967).- Petrografie van het gebied roud Sangenjo, Galicië (Po), Spanje (unpublished). Department of Petrology and Mineralogy, Leiden.

WALKER, G.P.L., and SKELHORN, R.R. (1966).- Some associations of acid and basic igneous rocks. Earth Sci. Review 2:93-109.

WYLLIE, P.J.; COX, K.G.; BIGGAR, G.M. (1962).- The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. Journal of Petrology, vol-3, 238-243.

8.- APENDICE.

RELACION DE MUESTRAS.

I.- GRANODIORITAS Y ADAMELLITAS PORFIDICAS.

- HOJA 185: 85, 92, 265, 415, GS-3, GS-7', GS-18, GS-40, GS-59, GS-102, GS-88.
- HOJA 223: 65, 66, 67, 68, 71, 74, 78, 102, 103, 182, 200, 236, 278, 287, 351, 353, 6G-70, GS-115, GS-178, GS-179.

II.- PRECURSORES

- HOJA 185: 416, 419, 420, GS-33, GS-37, GS-181.
- HOJA 223: 354, GS-60, GS-63, GS-148, GS-150, GS-159.

III.- DIQUES

- HOJA 185: GS-86.
- HOJA 223: 107, 281, 350, 352.

IV.- XENOLITOS

- HOJA 185: 414, 418.
- HOJA 223: 98, 355.

V.- GRANITOS Y LEUCOGRANITOS DE DOS MICAS

- HOJA 185: 54, 57, 67, 413.

- HOJA 223: 77, 99, 239, 285, 108, 111, 112, 177, 199, 286.

VI.- ANFIBOLITAS DE ORIGEN INCIERTO

- HOJA 185: GS-38, GS-84, GS-85, GS-87.