

GEOPRIN, S.A.

ALONSO GAND 85 • TELS. 253 7815 - 254 6149 • 28013 MADRID

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA
DE LA ALINEACION CAMPO LAMEIRO-BORBEN.



2.50.56

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: Eildert Klein (GEOPRIN,S.A.). 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

Págs.

1.- <u>SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.</u>	1
1.1.- SITUACION.	1
1.2.- SINONIMOS.	1
1.3.- NOMBRES ACTUALES.	2
1.4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS.	3
2.- <u>CARACTERIZACION MACROSCOPICA.</u>	4
2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERISTICAS GENERALES.	4
2.2.- CARACTERISTICAS LITOLOGICAS.	6
2.2.1.- <u>Facies Loira.</u>	10
2.2.2.- <u>Facies Rande.</u>	12
2.2.3.- <u>Facies Castrove.</u>	14
2.2.4.- <u>Facies heterogénea a escala de muestra de mano.</u>	16
2.2.5.- <u>Facies Fracha.</u>	17
2.2.6.- <u>Facies Berducido.</u>	19
2.2.7.- <u>Microgranitos.</u>	20
2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS CON EL ENCAJANTE.	21
2.4.- FABRICA DE LAS FACIES.	23
2.5.- ENCLAVES.	25
2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS ASOCIADOS.	26
2.7.- CANTERAS, MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS.	29
2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANITICOS SIMILARES..	29
3.- <u>CARACTERIZACION MICROSCOPICA.</u>	32
3.1.- FACIES BERDUCIDO, FRACHA, CASTROVE, MICROGRANITOS Y GRANITO HETEROGENEO.	32
3.1.1.- <u>Composición y descripción mineralógica.</u>	32
3.1.2.- <u>Textura.</u>	45
3.1.3.- <u>Clasificación.</u>	47
3.2.- FACIES LOIRA.	48
3.2.1.- <u>Composición y descripción mineralógica.</u>	48
3.2.2.- <u>Textura.</u>	51

3.2.3.- <u>Clasificación.</u>	51
4.- <u>METAMORFISMO DE CONTACTO.</u>	52
5.- <u>GEOQUIMICA.</u>	53
6.- <u>BIBLIOGRFIA.</u>	56

ANEXO: Relación de las muestras situadas en el mapa.

1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.

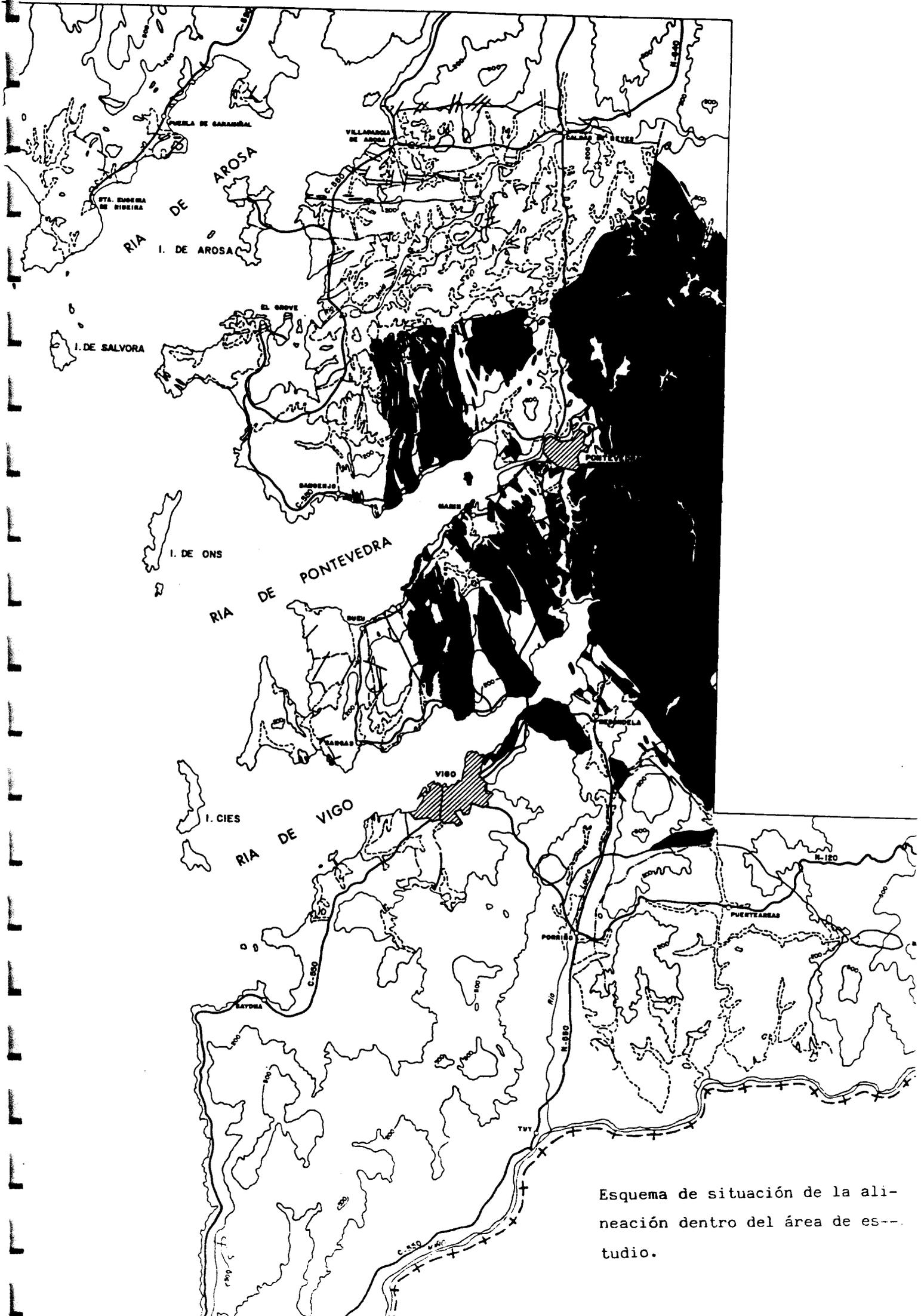
1.- SITUACION, DENOMINACIONES Y ANTECEDENTES.

1.1.- SITUACION.

La alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén aflora en el centro oeste de la Hoja Nº 16/26 (Pontevedra/La Guardia) a escala 1:200.000, donde se extiende por las zonas centrales y orientales de las hojas a escala 1:50.000 de Villagarcía de Arosa (Nº 152), Pontevedra (Nº 185) y Vigo (Nº 223).

1.2.- SINONIMOS.

- "Granitos de dos micas". Mapa petrográfico estructural de Galicia, E. 1:400.000, PARGA PONDAL (1963).
- "Granito equigranular de grano medio-grueso". FLOOR (1966).
- "Granito con dos micas, textura no orientada, grano grueso", "granito con dos micas, textura no orientada, grano medio" y "granito con dos micas, textura orientada, grano grueso o medio". Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, E. 1:500.000, PARGA PONDAL et al. (1967).
- "Granito con dos micas, textura no orientada, grano grueso o medio" y "granito con dos micas, textura orientada, grano grueso o medio". Mapa geológico del Noroeste de España y Norte de Portugal, E. 1:400.000, PARGA PONDAL et al. (1970).
- "Granito de dos micas" y "granito con textura orientada de dos micas". Hoja geológica Nº 16/26 (Pontevedra/La Guardia), E. 1:200.000, I.G.M.E. (1971).



Esquema de situación de la alineación dentro del área de estudio.

- "Granito de feldespato alcalino" y "granito de feldespato alcalino con grandes biotitas ("ala de mosca"). Hoja geológica N° 185 (Pontevedra), E. 1:50.000, I.G.M.E. (1981a).
- "Granito de feldespato alcalino", "granito de feldespato alcalino con grandes biotitas ("ala de mosca")" y "granito moscovítico y aplitas". Hoja geológica N° 223 (Vigo), E. 1:50.000 I.G.M.E. (1981b).
- "Granitos y leucogranitos de dos micas" y "granitos y leucogranitos de dos micas, textura orientada". Mapa xeológico do Macizo Hespérico, E. 1:500.000 PARGA PONDAL et al. (1982).
- "Granitoide migmatítico". Hoja geológica N° 152 (Villagarcía de Arosa), E. 1:50.000, I.G.M.E. (1982).
- "Granito de dos micas s.l.", "granito con grandes biotitas ("ala de mosca") y "granito moscovítico". Hoja geológica N° 16/26 (Pontevedra/La Guardia). E. 1:200.000. I.G.M.E. (1985).

1.3.- NOMBRES ACTUALES

La alineación toma su nombre del municipio de Campo Lameiro (X = 537.600; Y= 4.710.000) y de la freguesía de Borbén (X=539.300; Y=4.681.200).

La facies Berducido deriva su nombre del pueblo de Berducido (X=531.400; Y= 4.703.350); la facies Fracha de la Serra da Fracha (X=533.844; Y= 4.694.044) la facies Castrove del Monte Castrove (X=524.800; Y=4.703.400); la facies Rande del pueblo homónimo (X= 528.700; Y=4.681.650); y la facies Lovra de la Punta de Lovra (X=521.250; Y=4.690.900).

1.4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.

No existe ningún estudio petrográfico realizado sobre la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén. Algunas referencias breves sobre granitos de la alineación se encuentran en FLOOR (1966), cuyo mapa abarca una parte muy pequeña de la alineación, situada en la ribera sur de la Ría de Vigo, entre Vigo y Rande (X=528.700; Y=4.681.650). Las referencias más detalladas se encuentran en las hojas geológicas del I.G.M.E. escala 1:50.000 ó 1:200.000. En éstas, ya se hacen intentos más elaborados para subdividir las grandes masas de los granitos de dos micas sincinemáticos que en los demás mapas enumerados en el apartado sobre sinónimos (1.2.), en los que generalmente sólo se indica como una sobrecarga si las texturas de los granitos están orientadas o no. En las hojas geológicas Nº 185 de Pontevedra (I.G.M.E., 1981/a) y Nº 223 de Vigo (I.G.M.E., 1981b), ámbas a escala 1:50.000, y la hoja geológica Nº 16/26 (Pontevedra/La Guardia) a escala 1:200.000 (I.G.M.E., 1985) se distingue y cartografía con bastante precisión un granito con grandes biotitas ("ala de mosca") que en el presente informe se ha llamado facies Berducido. Con una sobrecarga se indica si este granito posee una textura porfídica.

También con sobrecargas se ha intentado en los mapas más recientes del I.G.M.E. (posteriores a 1980) subdividir el resto de los granitos de la alineación, pero, por lo general, con un éxito poco satisfactorio debido a la existencia de mezclas de facies y pasos transicionales entre ellas. Así se distinguen en los mapas referidos "facies de grano medio a grueso", "facies de grano medio a fino", "facies cataclásticas" (I.G.M.E., 1981, b, 1985), "granito moscovítico y aplitas" (I.G.M.E., 1981b), "zonas con abundantes restitos nebulíticos", "zonas graníticas homogéneas" y "zonas graníticas orientadas" (I.G.M.E., 1982). En los textos de las memorias explicativas se diferencia además entre "nebulitas-diatexitas" y "granitos de dos micas" (I.G.M.E., 1982) y se señala la existencia de "microgranitos" (I.G.M.E., 1981a).

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA.

2.- CARACTERIZACION MACROSCOPICA.

2.1.- INTRODUCCION Y CARACTERISTICAS GENERALES.

La masa granítica de la alineación ocupa una superficie de forma aproximadamente triangular. En el N., este triángulo está delimitado por el macizo postectónico de Caldas de Reyes, que trunca la eliminación y la separa del Conjunto granítico de Padrón más al N.. En el O. la alineación linda con el Macizo de Bayo-Vigo compuesto por granitoides biotíticos generalmente porfídicos, que es anterior a la alineación. En el SO., está en contacto con ortogneises prehercínicos y metasedimentos de la Unidad de Malpica-Tuy y en el S. parece estar cortada por el Macizo de Galleiro. Entre este macizo y el de Porriño (postectónico) se intercala una masa granítica atribuible a la alineación (afloramiento de Cillarga: X=536.800; Y= 4.673.750) que parece constituir una especie de "tabique" entre los macizos de Galleiro y Porriño. El límite oriental, por último, es completamente artificial, ya que coincide con la línea de división entre las hojas a escala 1:200.000 de Orense (Nº 17) y de Pontevedra/La Guardia (Nº 16/26). Aquí, la alineación pasa de modo continuo a la de Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo, de la que no constituye más que un sector. La Alineación de Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo ha sido descrita en la Hoja geológica Nº 17/27 (Orense/Verín) escala 1:200.000 (I.G.M.E., en prensa).

La alineación ocupa una superficie de aproximadamente 520 km² incluyendo también los numerosos retazos de metasedimentos y ortogneises englobados por los granitos.

A escala cartográfica, los contactos exteriores de la alineación con el encajante son, en grandes líneas, concordantes con las megaestructuras hercínicas principales. Lo mismo atañe a los contactos con las masas de metasedimentos que afloran dentro de la alineación. Los contactos con los retazos de ortogneises prehercínicos, por lo general, más irregulares. Engloba masas considerables

del encajante y los granitos muestran una fuerte tendencia a intruir en el mismo, formando masas concordantes con cantornos alargados, que pueden alternar con las rocas de caja. Por estas razones resulta difícil indicar con exactitud los límites de la alineación. La alineación constituye un representante típico de los plutones de granitos de dos micas sincinemáticos del tipo mal circunscrito que afloran en masas alargadas (alineación), "a grosso modo" concordantes con las megaestructuras hercínicas.

Desde el punto de vista geomorfológico, los granitos de la alineación tienden a resaltar en la topografía y formar las partes más altas del terreno, dominando a las áreas ocupadas por los macizos de Caldas de Reyes y Bayo-Vigo, los metasedimentos y los ortogneises. Forman cerros como los de Domayo (X=524.511; Y=4.685.122; Z=624), Castiñeira (X=526.878; Y=4.689.254; Z=536), La Fracha (X=533.844; Y=4.694.044; Z=546), Castrove (X=524.798; Y=4.703.339; Z=613) y Acibal (X=532.835; Y=4.707.955; Z=600). La alineación está invadida por las rías de Pontevedra y de Vigo y cortada por ríos que en algunos tramos de sus cursos pueden estar encajados profundamente (ríos Lerez, Almofrey, Verdugi y Oitavén).

Los granitos pueden aflorar en extensos berrocales compuestos por bloques métricos redondeados. Bolos bien redondeados y de grandes dimensiones se observan en las variantes más o menos porfídicas de las facies Berducido. En la zona de Castiñeira (X=526.878; Y=4.689.254) los granitos pueden aflorar en lajas inclinadas hacia el O. debido al desarrollo de una foliación que buza en la misma dirección. La facies Loira da, en algunas ocasiones, bolos muy bien redondos.

Los granitos de la alineación se emplazan tanto sobre materiales del Dominio esquistoso de Galicia Central y Occidental como de la Unidad de Malpica-Tuy y cicatriza, por lo tanto, el contacto tectónico entre estos dos dominios. Los primeros están afectados por un metamorfismo regional de grado medio-alto, con abundante formación de sillimanita y migmatitas. Los materiales de la Unidad de Malpica-Tuy no están migmatizados.

2.2.- CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS.

Facies distinguidas.

El conjunto granítico que constituye la alineación no es homogéneo, sino que ofrece una gran variabilidad textural (tamaño de grano, presencia de megacristales, deformación) y, en menor, composicional (principalmente en la proporción de biotita/moscovita). En el presente informe se han distinguido las siguientes facies:

- A. Facies Loira (Granito moscovítico-biotítico o biotítico-moscovítico de grano medio-fino, con textura algo porfídica).
- B. Facies Rande (granito de dos micas de grano medio con textura algo porfídica).
- C. Facies Castrove (granito de dos micas o moscovítico de grano medio-fino).
- D. Facies heterogénea a escala de muestra de mano.
- E. Facies Fracha (granito de dos micas de grano medio o grueso).
- F. Facies Berducido (granito de dos micas de grano grueso-muy grueso, con grandes biotitas "ala de mosca").
- G. Microgranitos (granitos de dos micas o biotíticos de grano fino).

Geometría interna de la alineación.

La distribución de las distintas facies ha sido indicada en el mapa a escala 1:100.000 correspondiente a la alineación. Los microgranitos (facies G) no han podido ser representados de manera satisfactoria por aparecer sólo en ma-

sas subordinadas y de distribución muy irregular. Con respecto al mapa hay que subrayar que los contactos entre las facies no sólo aproximativos, siendo imposible trazarlos con precisión a la escala del mapa e incluso, a una escala mucho más pequeña. Esta imposibilidad reside en dos circunstancias. En primer lugar, pueden existir transiciones graduales entre las facies y, en segundo lugar, se presentan, a gran escala, mezclas de facies muy intrincadas, a veces hasta una escala decimétrica-centimétrica. Especialmente la facies Castroverde tiende a mezclarse fuertemente con las facies Berducido y Fracha y en las zonas de las últimas indicadas en el mapa casi no existe un afloramiento donde no aparezca la facies Castrove.

Habiéndose señalado las limitaciones cartográficas del mapa a escala 1:100.000 de la alineación, se puede observar que las zonas en las que predomina una facies dada indican una geometría interna más bien irregular de la alineación, que no permite reconocer un zonado claro. Unicamente, se puede afirmar que la facies Berducido aflora en las partes más internas de la alineación, observación que concuerda con la realizada en la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo (Hoja geológica Nº 17/27 (Orense-Verín), escala 1:200.000; I.G.M.E., en prensa). Las facies Rande y Loira aparecen en zonas alargadas paralelas al eje longitudinal de la alineación.

Relaciones mutuas entre las facies.

No se han observado nunca contactos entre las facies Fracha y Berducido, sino sólo pasos muy graduales, por lo que se considera como probable que las dos facies sean, representantes de un mismo pulso magmático. Lo mismo atañe a las facies Loira y Castrove.

En cambio, las facies Castrove y Loira, por una parte, y las facies Fracha y Berducido por otra parte, muestran contactos netos entre sí, aunque normalmente soldados. Es por lo tanto, posible subdividir la mayoría de los granitos de la alineación en dos grupos principales, que pueden llamarse el grupo de los granitos de grado medio-grueso y el de los granitos de grano medio-fino y que, con toda probabilidad, reflejen dos pulsos magmáticos distintos. Aunque en nu-

merosísimos puntos de la alineación se pueden observar como representantes de estos dos grupos están mezclados, resulta en la mayoría de los afloramientos difícil o imposible establecer con seguridad las relaciones temporales entre los grupos. Sin embargo, a través de toda la alineación se ha realizado una serie de observaciones que indican que, siempre cuando sea posible determinar estas relaciones, los granitos del grupo de grano medio-fino son posteriores a los del grupo de grano medio-grueso. Estas observaciones son las siguientes:

- A. En un número de casos la geometría de las intercalaciones de la facies Loira o Castrove en la facies Fracha o Berducido es claramente la de un filón.
- B. En contados casos se han observado enclaves de la facies Fracha o Berducido en la facies Loira o Castrove. Los enclaves pueden ser angulares, lo que apunta a que al menos en algunas ocasiones, ha transcurrido un lapso de tiempo entre los momentos de emplazamiento de las distintas facies lo suficientemente largo como para que la facies anterior se comportara como una masa esencialmente rígida al intruirla la facies posterior.
- C. Las intercalaciones más finas de las facies Loira o Castrove suelen ser de grano más fino que las masas más raras voluminosas de estas facies. En las zonas de mezcla se puede observar que el tamaño de grano disminuye gradualmente hacia las ramificaciones más finas de éstas facies (que a veces no sobrepasan 0.5 cm. en potencia) para pasar en bastantes ocasiones a microgranitos, que pueden ser considerados como facies de borde de las facies en cuestión. Lo opuesto no se ha observado nunca.
- D. En las salbandas de estas ramificaciones finas se pueden observar enriquecimientos en biotita, a veces en forma de "schlieren" difusos muy finos, lo que apunta a una edad más reciente de estas intercalaciones.
- E. La foliación de la biotita en estas salbandas y los schlieren biotíticos indican a veces un flujo magmático paralelo a los contactos de la intercalación, que incluso puede cortar a planos estructurales de las facies Fracha y Berducido, lo que igualmente indica una edad anterior de éstas.

- F. Las facies Fracha y Borducido parecen a veces "disoverse" en las intercalaciones de la facies Castrove. Se puede observar como pequeñas aglomeraciones (10 mm.) de cristales de las primeras parecen ser englobadas por la facies Castrove o sus variantes micrograníticas y como estas aglomeraciones parecen disgregarse hasta en cristales aislados. Esta hibridación o contaminación indica que la facies Castrove es posterior. La presencia de los senocristales puede conferirles a las intercalaciones de la facies Castrove o sus variantes micrograníticas, el aspecto de un pórfido.
- G. En un número de casos la facies Fracha o Berducido parecen estar más deformada que la facies Loira o Castrove.

Como conclusión de las observaciones sobre las relaciones entre las facies se puede afirmar que la alineación representa un batolito compuesto por granitos atribuibles, en su mayoría, a dos grupos, que son: el de las facies anteriores de Fracha y Berducido, y el de las facies posteriores de Loira y Castrove, correspondientes con toda probabilidad, a dos pulsos magmáticos principales.

Ello, no quiere decir, que el problema de las relaciones mutuas entre las facies constituyentes de la alineación este resuelto en su totalidad. A veces, resulta difícil distinguir las variantes de grano más grueso de la facies Castrove de las de grano más fino de la facies Fracha, especialmente en aquellos casos en que no afloran de manera contigua. Aunque cabe suponer que en numerosos casos se trata de una convergencia textural entre estas facies, no se puede descartar por completo que existan auténticas pasos intermedios, entre ellas, o que los tipos aparentemente intermedios, representan un pulso magmático aparte. Tampoco está clara la posición de las facies Rande en el esquema esbozado anteriormente, a lo que contribuye que esta facies, en gran parte de su extensión, está rodeada por metasedimentos. Sólo al sur del Estrecho de Rande, en la zona del Penide o Pico de San Vicente (X=530.000; Y=680.200) y el afloramiento de Sexamonde (X=533.100; Y=4.678.200), la facies Rande está en contacto

con otros tipos de granitos de la alineación. En estas zonas, las observaciones de campo son contradictorias. Por un lado, en la zona del Penide parece existir una transición gradual de la facies normal de Rande, mediante variantes más leucocráticas y menos heterogranulares, a leucogranitos equigranulares asimilables a la facies Castrove. Por otro lado, en el afloramiento de Sexamonde, la facies Rande parece estar intruida por leucogranitos atribuibles a la facies Castrove.

Los microgranitos constituyen un grupo heterogéneo. En su mayoría, no son más que variantes de borde de la facies Loira o Castrove, pero existen también microgranitos en filones posteriores a la facies Castrove. En algunos casos se desconoce si son variables de la última o si representan un pulso magmático distinto.

Las relaciones de los granitos heterogéneos (facies D) con las demás facies constituye otro problema sin resolver. Siempre aparecen en zonas con metasedimentos migmatizados, a los que se asocian íntimamente. Esto apunta a la existencia de alguna relación genética entre los granitos heterogéneos y las migmatitas (¿granitos de la alineación contaminados por migmatitas o híbridos con "migma" de las migmatitas?). Pendiente de estudios, en la zona situada al N. del Macizo de Caldas de Reyes, donde afloran masas considerables de migmatitas y granitoides inhomogéneas, podría ser aconsejable incluirlos en el Conjunto granitoide inhomogéneo de La Estrada o de Monte Freito.

2.2.1.- Facies Loira (Granito moscovítico-biotítico, a veces biotítico-moscovítico, de grano medio-fino, con textura algo porfídica).

La facies Loira aflora en una banda lenticular de unos 12 km. de longitud con una anchura máxima de 2 km.. La banda está interrumpida por la Ría de Pontevedra. Al N. de la zona indicada en el mapa de la alineación, granitos parecidos a la facies Loira pueden reaparecer localmente, como, por ejemplo, el oeste de Valboa (X=520.350; Y=4.700.450), en la prolongación de la zona. La banda no se compone exclusivamente de la facies Loira, sino que aparecen en ella también granitos de las facies Castrove y Fracha.

En un granito heterogranular con una textura que a menudo tiende a ser porfídica. Es de grano medio-fino, con cuarzo que puede alcanzar 3 mm. de diámetro, pero que normalmente mide entre 1 y 2 mm.. La biotita apenas sobrepasa 1½ mm. (en gran parte 1 mm.) y la moscovita nunca llega a formar cristales grandes (máx. 3 mm.). El feldespato potásico, sin embargo, llega fácilmente a 4 m.. Se presenta en cristales isométricos mal individualizados o en cristales subidiomorfos bien delimitados con secciones rectangulares. Ambos tipos de cristales pueden estar presentes en una misma muestra. Típico para la facies en cuestión es que el feldespato potásico tiende a aparecer en cristales mayores, que pueden ser considerados como megacristales pequeños. Suelen ser subidiomorfos y tener secciones alargadas. Por lo general no sobrepasan los 10 mm. de largo, pero pueden alcanzar los 3 x 6 x 20 mm.. Es también típico para la facies, que los feldespatos muestren, en parte, secciones en listones, con una relación longitud/anchura máxima de 5:1 a 7:1. Los megacristales y cristales mayores con secciones rectangulares suelen estar maclados según la ley de "Karlsbad". Pueden incluir cuarzo, plagioclasa y biotita.

El porfidismo, que nunca llega a ser llamativo, es de tipo marcadamente seriado, por lo que es difícil suministrar estimaciones cuantitativas del porcentaje de megacristales. La proporción de ejemplares con más de 5 mm. de largo puede variar de 0 a 15%. El porcentaje de cristales subidiomorfos con más de 3 mm. de longitud puede ser considerable, hasta 25%.

El índice de color suele ser algo superior al de los tipos comunes de la facies Castrove y Fracha. En el campo la cantidad de biotita parece igualar la de la moscovita o incluso, superarla, y en varios puntos la roca se clasifica macroscópicamente como un granito biotítico con moscovita subordinada. No se conocen leucofacies de este tipo de granito.

El granito es homogéneo a escala de afloramiento, aunque puede ser variable en cuanto al porfidismo, sin que se observen contactos entre los tipos con un

porfidismo más denso o menos denso. A escala cartográfica muestra pasos laterales completamente graduales a la facies Castrove, mediante tipos menos biotíticos y más equigranulares, Estos tipos pueden encontrarse con frecuencia dentro de la zona con la facies Loira indicada en el mapa de la alineación. Los términos más característicos de la facies Loira se distinguen de la facies Castrove por ser más oscuros, de tipo más bien biotítico, y contener una alta proporción de "micromegacrystales" de hasta 10 mm. de largo con secciones en listones por lo general bien orientados. Se asemeja a la facies Rande, pero los tamaños de grano de todos los componentes parecen como reducidos proporcionalmente y es a menudo de carácter más biotítico.

2.2.2.- Facies Rande (granito de dos micas de grano medio con textura algo porfídica).

La facies Rande aflora en una banda de 12 km. de largo por 2,5 km. de ancho como máximo. Corre paralelamente a las directrices generalizadas del hercínico de la zona en que se encuentra situada y se extiende a los dos lados del Estrecho de Rande. La facies reaparece en el afloramiento de Sexamonde (X=533.100; Y= 4.678.200) al NO. del Macizo de Golleiro y en tres puntos aislados dentro de dicho macizo (en uno como piedras sueltas). Formando en consideración estos puntos aislados, la zona en la que aparece la facies Rande alcanza una longitud de 18 km.

En un granito de dos micas heterogranular con una textura incipientemente porfídica o porfídica. El porfidismo es marcadamente seriado, por lo que es difícil indicar el tamaño de grano medio de la matriz. La biotita mide entre 0.5 y 2 mm.. Es a menudo de grano fino, apenas rebasando 1 mm., en diámetro. El cuarzo puede alcanzar 5 mm., pero normalmente su tamaño se sitúa entre 1 y 3 mm. y en muchos puntos es mayoritariamente de grano más bien fino (1-2 mm.). El feldespato potásico, al contrario, muestra un rango mucho más amplio de dimensiones. Llega fácilmente a medir 6 mm. de diámetro y existen casi siempre numerosos cristales de hasta 4 x 12 mm. en sección que ya pueden ser clasificados como megacrystales pequeños. Normalmente existen ejemplares mayores con un

promedio máximo de 4 x 20 mm. para sus secciones más grandes. El máximo observado es de 8 x 25 mm.. La densidad del porfidismo es difícil de estimar por ser este tan marcadamente seriado. Los ejemplares mayores de 10 mm. pueden ocupar entre un 0 y 15% del volumen de la roca, pero si se consideran como megacristales los ejemplares mayores de 5 mm., el porcentaje puede alcanzar valores tan altos como 35%. A pesar de estos altos valores, el porfidismo nunca llega a ser muy llamativo, debido a las dimensiones relativamente pequeños de los megacristales, el carácter del porfidismo y el hecho de que parte de los cristales mayores está muy intercrecida con la matriz. El contraste en tamaño de grano entre el cuarzo y la biotita por un lado, y el feldespato por otro en los términos más característicos de la facies puede ser pronunciado, presentándose los dos primeros minerales, bastantes veces, como una especie de mesostasis de grano más bien fino.

Los cristales mayores de feldespato pueden poseer tanto secciones equidimensionales como alargadas, con una relación longitud/anchura que normalmente tiene como máximo un valor de 1:4 ó 1:5 (máximo observado 1:7). Son, en parte, xenomorfos, presentándose en manchas mal individualizadas sobre un fondo de cuarzo y biotita, como subidiomorfos, aunque en la mayoría de los casos se observa ya a simple vista que están muy intercrecidos con la matriz (bordes en detalle irregular). Están a menudo maclados según la ley de "Karlsbad" y engloban inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, sin que, por lo general, se observen texturas de Frasl.

La moscovita puede alcanzar los 8 mm. de diámetro, pero normalmente no sobrepasa los 4 mm. y las variantes con moscovitas grandes son poco frecuentes, En la mayor parte de su extensión, la facies Rande tiene un índice de color comparable con el de los granitos de dos micas más corrientes de la alineación o ligeramente superior.

En la mayor parte de su extensión la facies notablemente homogénea y constante en cuanto a su aspecto macroscópico, tanto a escala de afloramiento como a escala regional. La variabilidad es leve y se expresa en ligeros cambios en el tamaño de grano medio de la matriz la definición del porfidismo y el índice de color, sin que se observen contactos. Los "schlieren" biotíticos son muy poco frecuentes. Al sur del Estrecho de Rande, en la zona del Penido o Pico de San Vicente (X=530.000; Y= 4.680.200) y el afloramiento de Sexamonde (X=533.100 Y= 4.678.200), la facies normal del granito de Rande puede pasar a variantes más leucocráticas y menos heterogranulares.

En la memoria de la Hoja geológica Nº 16/26 (Pontevedra/La Guardia), E. 1: 200.000 (I.G.M.E., 1985) se suministra una datación radiométrica realizada sobre 7 muestras del "granito de dos micas del puente de Rande", que debe corresponder a la facies Rande del presente informe. La datación da como resultado una edad de 298.7 ± 32 M.A..

2.2.3.- Facies Castrove (granito de dos micas o moscovítico de grano medio-fino).

La facies Castrove es la que mayor distribución dentro de la alineación aunque esto no se deduce del mapa correspondiente a la misma. En este mapa sólo se han indicado las zonas donde la facies Castrove está muy poco mezclada con otras facies, pero en las demás zonas de la facies Rande, suele estar presente en un 80-90% de los afloramientos estudiados en cantidades por lo general subordinadas, pero a veces significantes, por lo que se puede decir que la facies Castrove está casi omnipotente a través de toda la alineación.

En un granito de grano medio-fino (3-1 mm.) con una textura esencialmente equigranular. Aunque los términos más típicos de la facies poseen una textura marcadamente equigranular, se produce aquí otra vez el fenómeno de que el feldespato potásico tiende a formar los cristales mayores. Con frecuencia el gra-

nito contiene algún cristal disperso de feldespatos potásicos, de hasta 10 mm. de largo (máximo 20 mm.). Pueden tener secciones isométricas o alargadas. Su número es muy variable, de menos de un ejemplar a unos $30/m^2$. Raras veces son más numerosos, en cuyo caso la textura puede ser algo porfídica, aunque pocas veces de manera clara, quedando el desarrollo de una textura francamente porfídica restringiendo a menos de 5% de los afloramientos de la facies en cuestión. Las variantes algo porfídicas, especialmente las con megacristales con secciones alargadas, pueden mostrar un parecido con la facies Loira. Esta, sin embargo, suele ser de grano más fino y de color más oscuro. Los pasos entre las variantes características por un desarrollo distinto de los megacristales son graduales.

La biotita mide normalmente entre 1 y 2 mm., pero, excepcionalmente se observa algún cristal disperso de 5 mm. de diámetro. La moscovita aparece en la mayoría de los casos en cristales relativamente grandes, de hasta 4 mm. de diámetro. A menudo forma cristales mayores, de 5-8 mm. de diámetro, que excepcionalmente alcanzan 12 mm.. Las formas de la moscovita son muy variables, de subidiomorfos con secciones hexagonales o en rombos, a xenomorfos, irregulares o cribosas. Especialmente los cristales menores (1-4 mm.) muestran a menudo secciones idiomorfos o subidiomorfos en rombos y este fenómeno es, hasta cierto punto, típico para la facies. Los cristales de moscovita pueden incluir inclusiones pequeñas de biotita.

El índice de color varía de algo superior al promedio de la alineación a netamente inferior. La cantidad de biotita parece a veces superior a la de la moscovita, pero en la gran mayoría de los casos el último mineral predomina sobre la biotita. Existen variantes moscovíticas con biotita accesoria. Pasan siempre de un modo muy gradual a las variantes más biotíticas. Su distribución es irregular y no queda restringida a la zona indicada en la Hoja geológica Nº 223 (Vigo), E. 1:50.000 (I.G.M.E., 1981b). Las variantes de la facies Castrove que afloran en las intercalaciones más finas en las facies Fracha o Berducido son a menudo de grano más fino (1-1.5 mm.) y de color más oscuro, probablemente

en parte por estar la biotita dispersa más finamente. Contiene a menudo megacristales dispersos de feldespato potásico (hasta 3 x 8 mm.) y de cuarzo globoso (hasta 8 mm.). Pueden ser consideradas como variantes de borde de la facies Castrove (ver también el apartado sobre las relaciones mutuas de las facies de la alineación) y pasan gradualmente a microgranitos.

La facies suele ser homogénea a escala de afloramiento. Puede mostrar algunos "schlieren" biotíticos, especialmente en las proximidades de enclaves de migmatitas.

2.2.4.- Facies heterogéneas a escala de muestra de mano.

Estas facies se retringen esencialmente al extremo norte de la alineación, donde los granitos pueden estar muy mezclados con migmatitas. El límite de la zona indicada en el mapa de la alineación es difuso y muy aproximativo. Se observan también en algunos puntos aislados en la parte oriental de la alineación casi siempre en la proximidad inmediata de enclaves o retazos de metasedimentos migmatizados.

Se trata de granitos difícilmente asimilables a las demás facies y variantes reconocidas en la alineación. Unas veces se aproximan a la facies Castrove otras veces a la facies Fracha. Su característica principal, sin embargo, es que son heterogéneos a escala métrica, e incluso a escala decimétrica o centimétrica, tanto en lo que respecta a su textura (tamaño de grano, desarrollo de megacristales y "schlieren") como a su composición. No se observan contactos entre las distintas partes, como es el caso en las zonas de mezcla de facies en el resto de la alineación.

Su tamaño de grano medio se sitúa normalmente entre 2 y 4 mm. (rango de 1 a 6 mm.). Suelen poseer una textura equigranular, pero localmente pueden presentar megacristales subidiomorfos de feldespato potásico con secciones de has-

ta 10 x 40 mm. (hasta 50/m²). Suelen ser más bien pálidos, pero existen tipos relativamente oscuros y biotíticos. La biotita mide por lo general entre 1 y 2 mm., pero a veces se presentan "alas de mosca" pequeñas de hasta 5 mm. de diámetro. La moscovita muestra también un rango bastante amplio en cuanto a su tamaño de 1 a 10 mm.. Típico para los granitos en cuestión es su textura bandeada. El bandeo, principalmente causado por "schlieren" biotíticos, es siempre difuso y se produce a escala centimétrica. Los "schlieren" de biotita suelen ser muy delgados (1 mm.).

2.2.5.- Facies Fracha (granito de dos micas de grano medio o grueso).

La facies Fracha ocupa una superficie considerable en la alineación. Su distribución dentro de la misma es irregular. Siempre está muy mezclada con granitos de la facies Castrove o Loira.

Es un granito de dos micas de grano medio o grueso (3-10 mm.) con una textura fundamentalmente equigranular. El cuarzo suele medir entre 2 y 4 mm. y el feldespato entre 3 y 6 mm.. El último mineral muestra una tendencia a formar cristales mayores, con un máximo promedio de 8 mm.. Sin embargo, en bastantes ocasiones, se observan ejemplares aislados de tamaños mayores, de hasta 12 mm. de largo o megacristales pequeños, cuyas secciones pueden alcanzar 6 x 30 mm. (máximo observado 8 x 20 x 50 mm.). Normalmente, su número es reducido (de 1-50/m²), pero a veces son más numerosos, dando lugar a facies con una textura más o menos porfídica. Aunque con bastante frecuencia se observa esta tendencia del feldespato a presentarse en megacristales pequeños, la textura porfídica raras veces llega a estar bien definida. Como máximo el granito contiene un 15% de ejemplares con una longitud de 15 mm. o más. Estas variantes porfídicas nunca ocupan extensiones grandes, como puede ser el caso en las facies Berducido, Rande o Loira, y quedan generalmente retringidas a manchas métricas-decamétricas. Los pasos a las variantes no porfídicas son siempre graduales.

La biotita suele medir entre 1 y 3 mm.. Sólo en las zonas de transición a la facies Berducido, pueden alcanzar los 6 mm., en cuyo caso ya toman el aspecto de "alas de mosca" pequeñas.

La moscovita suele contener cristales relativamente grandes, que alcanzan en casi todos los casos los 6 mm. de diámetro. Típico para la facies, en ciertas zonas, es su contenido abundante en moscas de moscovita, con un diámetro de hasta 12 mm.. Esto es, más en particular, el caso en la Serra de Fracha (X=583.800; Y=4.694.000) y en una zona ancha entre Meis (X=522.500; Y= 4.705.200) Castiñeira (X= 526.878; Y= 4.689.254). Especialmente en la última zona, las moscas suelen ser subidiomorfos, mostrando secciones hexagonales regulares algo redondeadas según (001). Los cristales pueden medir hasta 3 mm. de espesor y contienen a menudo inclusiones pequeñas y redondeadas (1 mm.) de biotita, que con frecuencia se concentran en los núcleos de los cristales y que pueden ser muy numerosos.

Normalmente la moscovita predomina sobre la biotita, especialmente en las formas con abundantes moscas de moscovita, pero en las zonas de transición a la facies Berducido la cantidad de biotita puede superar, al parecer, la de la moscovita. El granito tiene un índice de color comparable al promedio de la alineación o es más bien pálido, sin que se hayan observado variantes auténticamente leucocráticas.

Es relativamente variable en cuanto a tamaño de grano, índice de color y presencia de moscas de moscovita o de cristales mayores de biotita. A veces esta variabilidad resulta en un vago bandeo. Los términos de grano más fino (promedio 3-4 mm.) pueden ser difíciles de distinguir de los términos de grano más grueso de la facies Castrove, especialmente cuando ambas facies no están mezcladas. En estos casos, la facies Fracha normalmente se reconoce por presentarse el feldespató, en parte (al menos 10%), en cristales isométricos mal individualizados de hasta 5 mm. de diámetro y una parte considerable del cuarzo en cristales mayores de 2 mm.. Las variantes de grano más grueso pasan insensiblemente a la facies Berducido.

2.2.6.- Facies Berducido (granito de dos micas de grano grueso-muy grueso, con grandes biotitas; "ala de mosca").

La facies Berducido aflora en tres manchas kilométricas de contornos irregulares en la zona este de la alineación. Dentro de estas manchas está muy mezclado con granitos de la facies Castrove. En el mapa de la alineación, los contactos con las áreas con la facies Castrove son de tipo "mezcla de facies", mientras que con las ocupadas por las facies Fracha son de tipo transicional.

Los granitos de la facies Berducido son de grano grueso-muy grueso (3-20 mm.). La mayoría de los cristales tienen dimensiones que se sitúan entre 3 y 12 mm., con cuarzos de hasta 12 mm. de diámetro. Como en la gran mayoría de los granitos de Galicia, también en esta facies el feldespato potásico tiende a formar los cristales de mayores tamaños. En los tipos con textura equigranular, que son los más frecuentes (75% de los casos), unos 5% de los cristales de feldespato potásico normalmente llega a alcanzar los 15 mm. de longitud. Es difícil indicar un límite superior para las dimensiones del feldespato potásico porque existe a menudo algún ejemplar aislado de hasta 30 mm. de largo. Si la proporción de cristales grandes de feldespato potásico es más alta, la textura de la facies puede tender a ser porfídica, y existen variantes francamente porfídicas, con hasta 20% de megacristales de feldespato potásico. Por lo general, los megacristales no superan los 35 mm. de largo (dimensiones máximas observadas 8 x 15 x 50 mm.). Suelen tener secciones, "grosso modo", subidiomorfas, con un promedio máximo de la relación longitud/anchura de 1:4 (máximo observado 1:12, alcanzado en los ejemplares mayores). La densidad del porfidismo puede variar a escala de afloramiento. Los pasos entre las variantes con distinta densidad del porfidismo son siempre muy graduales. La zona donde las variantes porfídicas tienen su mayor distribución ha sido indicada en la Hoja geológica Nº 185 (Pontevedra), E. 1:50.000 (I.G.M.E., 1981a) mediante una sobrecarga. Fuera de esta zona, no obstante, pueden presentarse localmente variantes más o menos porfídicas.

Típicos para la facies en cuestión son los cristales grandes de biotita. Constituyen las "alas de mosca" que en la bibliografía dan su nombre a la facies. Sus dimensiones se sitúan generalmente entre 8 y 10 mm., con un máximo observado de 12 mm. Son xenomorfos o subidiomorfos. En el último caso sus secciones basales suelen tener la forma de un hexágono regular redondeado. Son poco frecuentes las secciones basales en forma de hexágonos algo alargado o casi triangulares por supresión de tres de sus lados.

En contraste con su tendencia muy generalizada o formar cristales relativamente grandes en los granitos sincinemáticos de dos micas, la moscovita no sobresale en esta facies por sus dimensiones. Normalmente, no sobrepasa los 6 mm. de diámetro (máximo observado 8 mm.). Suele ser xenomorfa. Macroscópicamente, las cantidades de biotita y moscovita parecer ser semejantes o superiores para la biotita y, en varios casos, la facies se clasifica con el campo como un granito biotítico-moscovítico. A pesar de que la biotita en el campo puede parecer más abundante que la moscovita, el índice de color de la facies es igual o inferior al de los tipos más comunes de las alineaciones de los granitos de dos micas sincinemáticos. No se han observado variantes moscovíticos o auténticamente leucocráticas en la facies Berducido.

Aparte de variaciones texturales (desarrollo y densidad del porfidismo), la facies es homogénea a escala hectométrica. A escala regional, pasa a la facies Fracha.

2.2.7.- Microgranitos.

Los microgranitos tienen una distribución irregular dentro de la alineación. Aparte de esto, aparecen en masas de dimensiones reducidas, por lo que es imposible representarlos de modo satisfactorio en la cartografía.

Aparecen como intercalaciones finas (centimétricas-decimétricas) en las facies Fracha y Berducido, donde representan en su gran mayoría, variantes de borde de la facies Castrove y Loira. Se concentran además en la zona de Arcade

(X= 582.400; Y= 4.687.500)- Paredes (X=531.000; Y= 4.689.250), donde no está clara su relación con las demás facies (¿variantes de la facies Castrove o representantes de un pulso magmático aparte?) y en una zona entre el Monte, Acibal al este de Garrgalláns (X=536.000; Y=4.705.400) y el Embalse de Pantillón de Castro (X= 531.300; Y = 4.705.500), donde son, al menos en parte, posteriores a la facies Castrove.

Se trata de granitos de dos micas de grano fino (aproximadamente 1 mm.) con textura esencialmente equigranular, aunque a menudo contienen algunos megacristales dispersos de feldespato (10 mm. de largo), cuarzo globoso (hasta 8 mm. de diámetro), biotita (poco frecuentes; máximo 6 mm. de diámetro) y moscovita (hasta 5 mm. de diámetro). Estos megacristales parecen en parte derivar de los granitos encajantes de grano más grueso (xenocristales) y en parte se de origen comagmático con la matriz, como, por ejemplo, los pequeños megacristales subidiomorfos de feldespato potásico con secciones cuadradas o rectangulares que a veces aparecen en los microgranitos y que están ausentes en las facies colindantes. La presencia de los microgranitos un aspecto que recuerda vagamente al de pórfidos graníticos.

Pueden ser más bien biotíticos y relativamente oscuros, con biotita finamente dispersa (1 mm.) (especialmente en las apófisis delgadas de las facies Castrove y Loira) a moscovítica-biotíticos y pálidos (filones la facies Castrove). Suelen ser homogéneos a escala de afloramiento y raras veces se observa una vaga textura con "schlieren" biotíticos, que parecen ser de flujo magmático.

2.3.- NATURALEZA DE LOS CONTACTOS CON EL ENCAJANTE.

Los granitos de la alineación son evidentemente intrusivos en los metasedimentos no migmatizados, ortogneises, anfibolíticas y granitoides del Macizo Bayo-Vigo que constituyen su encajante. Aunque a escala cartográfica los contactos de la alineación muestran una tendencia a ser concordantes con las di-

rectrices generalizadas de las estructuras hercínicas de la zona en cuestión, en detalle, los contactos suelen ser cortantes y completamente discordantes con la esquistosidad principal de las rocas de caja. En varios puntos se puede observar como apófisis de los granitos o de sus diferenciados intruyen de manera irregular en el encajante, englobando restos de éste. En contados casos se ha originado una especie de brecha agmatítica. Los enclaves más pequeños (métricos-decimétricos) puede estar girados.

Los contactos son siempre netos, aunque estén algo soldados con los ortogneis. No se observan facies de borde y los granitos suelen conservar su aspecto normal hasta el contacto mismo. También en el caso en que los ortogneises estén migmatizados, los contactos suelen ser netos, aunque soldadas. Aparentemente, se produjo muy poca hidratación del "migma" de los ortogneises migmatizados y el magma de los granitos, al menos al nivel del emplazamiento final de los últimos. Sólo en una ocasión se ha observado como un granito de la alineación (facies Castrove) parece englobar una glándula feldespática de un ortogneis glandular migmatizado, muy cerca del contacto.

Las relaciones de los granitos con los metasedimentos migmatizados están menos claras. Los contactos entre el leucosoma de las migmatitas y los granitos de la alineación parecen ser difusas. Sólo en muy pocas ocasiones se han observado en las migmatitas estromáticas filones cortantes de pegmatita o de un granito asimilable a la alineación. Los granitos de la facies Castrove pueden intruir en los para(?)gneises biotíticos y granitoides biotíticos con textura más o menos porfidica que se asocian a los metasedimentos migmatizados. Por estas indicaciones se supone que las migmatitas son anteriores a los granitos. Esta hipótesis se ve corroborada por la intrusión de los granitos en los ortogneises migmatizados, ya que cabe suponer que la migmatización de los últimos y la de los metasedimentos resultan de una misma fase térmica en la historia metamórfica del hercínico.

Los contactos con los macizos de Galleiro y Porriño son netos. El Macizo de Porriño es posterior a los granitos de la alineación, causando fenómenos de metamorfismo de contacto en ellos. Es probable que también el Macizo de Galleiro sea posterior a la alineación (véase el informe sobre el último).

2.4.- FABRICA DE LAS FACIES.

Estructuras de flujo.

Independientemente de la facies los granitos de la alineación muestran por lo general una débil orientación planar de las biotitas. Los megacristales de fedespato potásico de las variedades porfídicas, que se presentan en todas las facies, están casi siempre bien orientadas, lo que, en caso de ser numerosos confieren al granito una fábrica muy típica. Estas orientaciones se observan también en aquellos casos en los que los granitos parecen estar poco o nada deformados, por lo que se supone que reflejan un flujo magmático. Las fábricas son casi invariablemente paralelas a la dirección generalizada de la alineación. En los microgranitos e intercalaciones de las facies Castrove y Loira, en las facies Fracha y Berducido se pueden observar orientaciones de la biotita y "schlieren" de este mineral que son paralelos a los contactos y que resultan sin duda, de flujo magmático.

Estructuras deformacionales.

En numerosos puntos y zonas de la alineación los granitos o sus diferenciados presentan señales de haber sido deformados. La deformación se manifiesta en una gneisificación más o menos patente, con cuarzos estirados. Esta deformación es comunmente débil o muy débil en la parte oriental de la alineación, aunque en algún punto llega a veces a ser más patente, especialmente en la facies Berducido que aflora en la masa más oriental (la de Chain: X=539.500; Y= 4.688.800). Por lo común los granitos están más interesante greisificados

en una zona al N. de la Ría de Pontevedra comprendida entre la banda de metasedimentos de Marco ($X = 523.300$; $Y = 4.705.100$) y Combarro ($X = 524.400$; $Y = 4.698.400$), en el este, y el Macizo de Bayo-Vigo, en el oeste. En la parte occidental de esta zona, en una franja de 1 km. o menos de anchura, donde la alineación linda con el Macizo de Bayo-Vigo, los granitos pueden incluso estar fuertemente deformados. Aquí se pueden observar planos microestructurales debidos a un cizallamiento dextral. Estos planos pueden estar afectados por un sistema posterior y menos penetrativo de bandas estrechas (30 cm.) y espaciados de cizallamiento, igualmente dextral, que pueden plegar a los planos microestructurales de la primera fase de cizallamiento. Las estructuras deformacionales observadas en esta zona son idénticas a las que afectan al Macizo de Bayo-Vigo.

Al sur de la Ría de Pontevedra, los granitos claramente gneisificados (planeliniales) aparecen especialmente en una zona que es muy ancha en el N. (entre el Cabo de Placeres en el este: $X = 526.200$; $Y = 4.695.300$) y Punta Mosa en el oeste: $X = 522.700$; $Y = 4.692.750$) y que va acunándose hacia el SSE.. Al sur de la Ría de Vigo, la zona parece reducirse a una banda estrecha, que pasa por Rondela ($X = 532.400$; $Y = 4.681.500$), Torrente ($X = 535.300$; $Y = 4.679.200$) y Portela ($X = 539.000$; $Y = 4.676.700$). Esta bordea al este el Macizo de Galleiro, en el que no parece afectar nada o muy poco, y coincide a "grosso modo" con la línea de separación entre la zona con metasedimentos migmatizados, en el oeste, y la zona con metasedimentos no migmatizados, en el oeste (¿Unidad de Malpica-Tuy?). Al sur de la Ría de Pontevedra sólo se han observado cizallas en algunos puntos diversos al sector de la zona de granitos gneisificados situado entre las rías de Pontevedra y Vigo. En contraste con las observadas al N. de la Ría de Pontevedra, son sinistralas. En el sector citado la foliación de los granitos gneisificados buza a menudo hacia el OSO., con valores a vces tan moderados como 45° . En la zona de deformación al sur de la Ría de Vigo, los granitos pueden estar fuertemente gneisificados y se observan incluso filones de cuarzo (?) milonitizados en algunos puntos, pero no se han observado cizallas.

A pesar de poder estar claramente deformados sus materiales, la alineación no muestra zonas anchas con un cizallamiento bien definido, como es el caso en

las alineaciones de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza, Barbeito-Monteneme-Pico de Meda, Golada-Palas de Rey o Espenuca.

2.5.- ENCLAVES.

A escala cartográfica, la alineación muestra contactos irregulares con el encajante, del que engloba retazos cartografiables. A pesar de este fenómeno, los granitos contienen relativamente pocos enclaves del encajante de dimensiones reducidas (decamétricas-centimétricas). Son de metasedimentos, ortogneises y granitoides biotíticos del Macizo de Bayo-Vigo. Las relaciones de contacto entre estos enclaves y los granitos son similares a las descritas en el apartado 2.3.. Sólo en los enclaves más pequeños (decimétricos-métricos) se han visto fenómenos de rotación. Los enclaves de tipo surmicáceo son poco frecuentes.

Con respecto a los enclaves y retazos de metasedimentos migmatizados encontrados en la parte oriental de la alineación, conviene señalar que las migmatitas suelen ser de tipo estromático, manifestando una alternancia más o menos regular de un leicosoma y palaosoma bien contrastados. Dentro de las migmatitas se encuentran a veces nódulos y badas decimétricas de para (?) gneises biotíticos de grano fino con textura casi masiva, que parecen representar partes del peleosoma. Estos para (?) gneises parecen mostrar pasos a granitoides biotíticos heterogéneos y relativamente oscuros que poseen una textura más o menos porfídica. Pueden contener megacristales subidiomorfos de feldespatos potásicos de hasta 20 x 40 mm. con un zonado subidiomorfo y textura de Frasl. Los granitoides muestran a veces una textura en grano de arroz y pueden recordar a ciertos tipos de granitoides biotíticos encontrados en los macizos de las llamadas "granodioritas precoces". Su presencia en afloramiento puntuales dispersos invariablemente asociados a metasedimentos migmatizados y sus contactos mal definidos respecto a los mismos (¿ pasos graduales?), constituyen por el momento fenómenos sin explicar.

En cuanto a la abundancia de los enclaves del encajante, se puede afirmar que no parecen existir diferencias singnificativas entre las distintas facies con la excepción de que en la facies Beducido son muy poco frecuentes.

Aparte de los granitoides biotíticas asociadas a los metasedimentos migmatizados y los granitoides biotíticos asimilables al Macizo de bayo-Vigo, existen muy pocos enclaves de rocas graníticas en los granitos de la alineación. Por una parte, se trata de unos pocos nódulos decimétricos de microgranitos de dos micas encontrados en las facies Fracha y Berducido, al menos en parte, representar intrusiones irregulares (en forma de chimeneas) de los microgranitos señalados en el apartado 2.2.7.. Por otra parte, se conocen unos pocos casos en los que enclaves de las facies del grupo de grano medio-grueso han sido englobados por granitos del grupo de grano medio-fino.

En la facies Rande se ha observado un nódulo decimétrico de un granito no asimilable a las facies distinguidos en la alineación (un granitoide biotítico-moscovítico de grano fino de 1-0,75 mm. con textura equigrular algo foliada y feldespatos redondos).

2.6.- MANIFESTACIONES FILONIANAS ASOCIADAS.

La alineación se caracteriza por poseer un cortejo filoniano bien desarrollado. Son especialmente abundantes las pegmatitas, que se presentan en diques, filones, filoncillos y bolsadas, por lo general muy irregulares, cuyos contactos con los granitos pueden ser tanto difusos como carácter. En el último caso, los contactos están casi siempre soldados. Su potencia raras veces alcanza los 5 m.. Suelen contener moscovita, pero con cierta frecuencia se presenta, también algo de biotita, bien en cristales hexagonales redondeados de hasta 20 mm. de diámetro, bien en cristales en los listones con secciones basales alargadas de hasta 80 mm. de largo. Los minerales turmalina, granate y apatito son muy poco frecuentes. Las pegmatitas pueden ser de grano muy grueso y contienen

excepcionalmente feldespatos de hasta 350 mm. de largo. Merecen mención especial los filones cortantes de pegmatita encontrados en una cantera en el Outeiro da Torre, entre Paredes y Pontesampayo ($X= 531.550$; $Y= 4.689.150$) por mostrar un zonado y ser de grano muy grueso. En el caso ideal, estas pegmatitas presentan una orla de hasta 50 cm. de ancho de grano muy grueso (10-15 mm.) con textura equigranular y de aspecto granitoide, compuesta por feldespato cuarzo, moscovita y apatito (cristales prismáticos cortos de un verde claro). Hacia el centro sigue una zona de grano más grueso, más rica en feldespato y con biotita. Los cristales de biotita y moscovita en esta zona alcanzan tamaños de hasta 20 cm. y los de feldespato de hasta 30 cm. La biotita forma cristales en filones y el feldespato esta localmente intercrecido con cuarzo, dando lugar a texturas gráficas. El núcleo de la pegmatita está muy enriquecido en cuarzo. Este mineral puede medir hasta 50 cm. de largo y mostrar colores rosáceos muy claros. No es transparente, sino sólo translúcido por estar ligeramente tectonizado, con desarrollo de una red densa de microgrietas. Las micas muestran una tendencia a crecer perpendicularmente a las paredes de la pegmatita.

Las pegmatitas pueden ir acompañadas de cantidades accesorias de un granito pegmatoide leucocrático de grano medio-muy grueso (5-12 mm.) con textura equigranular. Suele ser pobre en moscovita y puede contener algún cristal disperso relativamente grande de biotita, de hasta 6 mm. de diámetro. Este tipo de granito puede asemejarse a la facies Berducido, pero siempre tiene una relación espacial con las pegmatitas y aplitas, a las que puede pasar gradualmente.

Las aplitas son menos abundantes que las pegmatitas. Se presenta con mayor frecuencia en masas irregulares con contactos difusos y pocas veces en filones cortantes. Al igual que en las pegmatitas, los minerales turmalina, granate y apatito son raros. Puede mostrar pasos a granitos aplitoides con algo de biotita. Una masa considerable de aplita algo gneisificada, probablemente en forma de una intercalación paraconcordante con los paragneises, se encuentra en la Punta Domayo ($X= 525.600$; $Y= 4.681,250$). Mide aproximadamente 175 m. a lo largo de la carretera C-550. Como particularidad contiene enclaves de metasedimentos, algunos de los cuales están turmalinizados, con desarrollo de agregados radia-

les les ("soles") de turmalina.

La pegmatita, aplita y los diferenciados acompañantes (granitos pegmatoides y aplitoides) pueden asociarse. Los filones zonados con una clara separación entre pegmatita y aplita son poco frecuentes y normalmente se trata de masas pegmatíticas con una distribución muy irregular de los distintos tipos de roca filoniana.

También se presentan filones y filoncillos de gneisen, cuarzo y caolín, pero son menos abundantes que los de pegmatita y aplita y de muy escasa importancia cuantitativa. Los filoncillos de greisen sobrepasan raramente los 5 cm. de potencia. Sus contactos con el granito son difusos. Normalmente muestran un zonado, con un núcleo cuarzo-moscovítico rico en moscovita y bordes de cuarzo, feldespato y moscovita. Carecen por completo de biotita. Las vetillas de caolín suelen ser delgadas (10 cm.) y estar fuertemente anastomasadas.

La distribución de la pegmatita, aplita y diferenciados asociados dentro de la alineación es irregular, sin que sea posible establecer una clara asociación preferente con alguna o algunas de las facies reconocidas. Parecen ser casi totalmente posteriores a la facies Castrove. Sólo en un afloramiento se ha observado un filón de un granito asimilable a la facies Castrove que corta una pegmatita en la facies Berducido. Existen, por lo tanto, muy pocas indicaciones que apuntan a la existencia de una generación de diferenciados anterior a la facies Castrove y posiblemente relacionada con el grupo de los granitos de grano medio-grueso.

Las masas heterogénicas compuestas por pegmatita, aplita y granitos pegmatoides y aplitoides muestran una ligera tendencia a ser más abundantes en las intercalaciones de la alineación dentro del encajante.

2.7.- CANTERAS. MINERALIZACIONES E INDICIOS ASOCIADOS.

A través de toda la alineación se encuentran esparcidas canteras para áridos de trituración y explotaciones superficiales de granitos para sillares. Las explotaciones se sitúan en todas las facies. A pesar de las actividades de construcción que conlleva la existencia en la zona de la alineación de un gran número de importantes núcleos de población, todas las canteras visitadas están abandonadas, con la excepción de una situada en el Outeiro de Torre, entre Paredes y Porntesampayo (X= 531.550; Y= 4.689.150). En esta cantera, a la que ya se ha referido en el apartado anterior en relación con las pegmatitas allí aflorantes, se extrae un granito algo especial por ser biotítico-moscovítico y de grano fino-medio (1-2 mm.). Representa un tipo aparentemente intermedio entre la facies Castrove y los microgranitos. También la explotación de los granitos para su uso en forma de sillares tiene hoy en día muy poca importancia. Esta actividad se concentra en la Serra da Fracha (X= 533.800; Y= 4.694.180) y en el Outeiro das Campanas, al este de Mirón (X= 538.500; Y= 4.697.400). En la primera zona se explotan la facies Fracha y, en menor grado, la facies Castrove. En la segunda zona se extrae una variante de la facies Beducido de grano algo menos grueso que normal y con una textura porfídica, que ya representa un paso a la facies Fracha.

No se conocen mineralizaciones o indicios relacionados con la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén.

2.8.- DIFERENCIAS Y SEMEJANZAS CON CUERPOS GRANITICOS SIMILARES.

La alineación muestra una gran semejanza con otras alineaciones de granitos de dos micas sincinemáticas. Tiene con éstas muchos puntos en común como la forma alargada del batolito, concordante con las principales megaestructuras hercínicas, el carácter de unidad mal circunscrita, las relaciones por lo general poco claras con las migmatitas y la distribución irregular de las facies que

la componen. También desde el punto de vista composicional y petrográfico las alineaciones se parecen mucho entre sí. Predominan en ellas los granitos moscovítico-biotíticos albiticos y se presentan variantes moscovíticos u holomoscovíticas. Se puede reconocer en ellas una amplia gama de facies texturales y se trata de batolitos compuestos en los que la mayoría de los materiales se originó durante dos pulsos magmáticos principales. En este aspecto es sorprendente que en las alineaciones se pueda realizar una misma subdivisión en dos grupos mayores de granitos, que cada uno corresponde a un pulso magmático mayor y que en muchas de las alineaciones los granitos de grano medio-grueso son, al menos en su gran mayoría anteriores a los de grano medio-fino. La siguiente tabla de muestra este rasgo común:

Facies graníticas Unidad o zona de granitos de dos micas sincinemáticas.	Granitos de grano medio-fino.	Granitos de grano medio-grueso.
Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén	Facies Castrove + facies Loira.	Facies Fracha + facies Berducido.
Alineación granítica de Lago- -Dumbría-Muros-Barbanza	Facies Muros.	Facies Barbanza.
Alineación granítica de Bar- beito-Monteneme-Pico de Moda	Granito de grano medio-fino.	Granito de grano medio-grueso.
Conjunto granítico de Golada- -Palar de Rey	Granito tipo Go- lada.	Granito tipo Ce- bral.
Macizo de Espenuca	Granitos equigra- nulares de grano medio.	Granitos inequi- granulares.
Zona de Santiago- <u>Padrón</u> *	Granito de <u>Padrón</u>	Granito de <u>Santia- go</u> .

* En la zona de Santiago-Padrón a las dos facies se les ha dado el rango de unida-
des distintas, pero de hecho constituyen dos componentes, a veces íntimamente mez-
clados, de una misma zona de granitos de dos micas sincinemáticos.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

3.- CARACTERIZACION MICROSCOPICA.

Al microscopio, las distintas facies y variantes de la alineación resultan ser muy similares. Sus diferencias sistemáticas residen casi únicamente en sus texturas macroscópicas de las que se ha tratado en el capítulo anterior. Sólo la facies Loira se distingue algo de las restantes facies. Por esta razón, se realiza una única descripción microscópica para el conjunto de las facies Berducido, Fracha, Castrove, los microgranitos y los granitos heterogéneos, seguida de una breve petrografía de la facies Loira en la que se pone el énfasis en la comparación de las características de esta facies con las de las demás presentes en la alineación.

3.1.- FACIES BERDUCIDO, FRACHA, CASTROVE, MICROGRANITOS Y GRANITO HETEROGENEO.

3.1.1.- Composición y descripción mineralógica.

Minerales principales: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita.

Minerales accesorios: Apatito, circón, rutilo (?), opacos, sillimanita, andalucita, cordierita (?), turmalina, granate, eosforita-chil-drenita (?), espinela (?).

Minerales secundarios: Clorita, filosilicatos coloreados con propiedades intermedias entre las de la clorita y biotita, esfena (?), anatasa, rutilo, feldespato potásico, ilmenita.

La generación principal del cuarzo aparece en agregados, por lo general más o menos isométricos, de cristales xenomorfos que resultan del cuarteamiento de cristales anteriores. El hábito de los cristales depende mucho de la intensidad de deformación y recristalización del cuarzo. Normalmente los cristales muestran una extinción ondulante, que puede llegar a ser pronunciada, y a menudo sus bordes están más o menos suturados. En algunos casos se observan localmente textu-

ras en mortero. En las muestras más deformadas, los cristales de cuarzo pueden estar estirados según la esquistosidad, y todo el agregado estar alargado en esta dirección. Por otra parte, el cuarzo puede estar recristalizado y formar mosaicos de cristales poligonales con puntos triples bien desarrollados. A escala microscópica, la intensidad de deformación y recristalización resulta ser muy variable de muestra a muestra, y hasta dentro de una misma lámina delgada, siendo en algún caso posible observar agregados de cuarzo muy deformado casi al lado de agregados recristalizados.

El cuarzo de la generación principal puede incluir algún cristal pequeño de biotita y agujas de apatito o sillimanita. En cuanto a la presencia de microlitos aciculares de rutilo (?), se observan ligeras diferencias entre las facies. Estas diferencias son estadísticas, ya que siempre existe una variabilidad considerable a escala de lámina delgada. Así, los microlitos son por lo general escasos en las facies Berducido, Fracha y Rande y el granito heterogéneo, y relativamente numerosos en la facies Castrove y los microgranitos.

El cuarzo se presenta también bajo otras formas, que, sin embargo, son de escasa importancia cuantitativa. En muchas ocasiones se observan en los feldespatos, más en particular en los cristales mayores de feldespato potásico, unas pocas inclusiones pequeñas subidiomorfos más o menos redondeadas de cuarzo que sugieren derivar del porlimorfo de alta temperatura. A veces, se encuentran varios ejemplares pegados entre sí, como si de sinneusis se tratara. No obstante, resulta a menudo difícil establecer si se trata realmente de cristales que seudomorfizan la forma de alta temperatura, porque es bastante frecuente que se presenten pasos a inclusiones menos subidiomorfos y más redondas (cuarzo en gotas), que pueden presentarse en enjambres y que parecen ser de origen tardío. En contados casos se concentran en una vaga corona en el feldespato potásico o dan lugar a un intercrecimiento granofírico con el último. Esta dificultad para distinguir entre inclusiones de alta temperatura e inclusiones aparentemente tardías de cuarzo en los feldespatos es un problema que vuelve a plantearse en numerosas láminas de la alineación.

Existen formas indudablemente tardías de cuarzo. Aparecen en las mirmequitas, en grietas en los feldespatos, en intercrecimientos simplectoides con moscovita tardía y en forma de inclusiones gruesas con texturas de guirnáldas en el feldespato potásico.

El cuarzo parece sustituir a los demás constituyentes principales de los granitos. Puede hacerlo de forma más pronunciada en algunas muestras procedentes de las aureolas de contacto alrededor de los macizos de Caldas de Reyes o Porriño, donde a veces forma una especie de malla que sustituye a los feldespatos y andalucita.

El feldespato potásico muestra una gran variabilidad en cuanto a tamaño de grano, maclado y carácter pertítico, que a menudo ya se expresa a escala de lámina delgada y que parece ser independiente de la facies o posición geográfica dentro de la alineación. Normalmente tiende a formar cristales de dimensiones relativamente grandes y mayores que los demás constituyentes, que en un número de casos pueden ser considerados como megacristales. Los cristales de dimensiones normales suelen mostrar secciones isométricas, y las dimensiones mayores secciones alargadas, a "grosso modo" rectangulares, aunque siempre con bordes muy irregulares. El feldespato potásico aparece también con cierta frecuencia en agregados de cristales pequeños, que a veces forman mosaicos de cristales poligonales con puntos triples. En ocasiones, un cristal grande de feldespato pasa lateralmente a tal agregado. Estos agregados apuntan a una importante trituración y recristalización del feldespato potásico.

Los cristales de dimensiones mayores suelen contener inclusiones de plagioclasa, que normalmente muestran una orientación y distribución muy irregulares y que sólo pocas veces se disponen paralelamente al plano (010) del feldespato potásico o en ciertas zonas del mismo.

Otras inclusiones observadas en el feldespato potásico son cristales del mismo mineral (muy poco frecuente), de cuarzo, biotita, sillimanita, circón o apatito. El número de inclusiones suele ser más bien bajo y los cristales de fel-

despato potásico de tamaños menores son pobres en ellas.

En la mayoría de los casos se observa un maclado en enrejado que, sin embargo, está desarrollado muy desigualmente y que puede faltar por completo en varios cristales de una misma lámina delgada. En este aspecto, el feldespató potásico muestra una gran variabilidad, hasta a escala de una lámina delgada. Por lo general, el maclado en enrejado está en muchos cristales poco definido. Las maclas sencillas son moderadamente frecuentes y se observan especialmente en los cristales de dimensiones mayores.

El feldespató potásico muestra también un gran variabilidad en cuanto al carácter peritítico. Las perititas a nivel microscópico faltan en un buen número de casos, pero en otras ocasiones están bien desarrolladas. Hablando en términos generales, la proporción de plagioclasa en las perititas es baja, aunque hay excepciones. Son principalmente de tipos finos, presentándose en enjambres de lamelas paralelas muy finas, vetillas subparalelas algo más irregulares y parches. Las formas más gruesas, en venas y parches, son mucho menos frecuentes que las formas finas. Se observan casi exclusivamente en los cristales de dimensiones mayores y son, por consiguiente, más abundantes en las variantes porfídicas de las distintas facies y en la facies Rande. En contados casos, la plagioclasa de la peritita gruesa forma una especie de corona en el feldespató potásico, concéntrica con el entorno del mismo. En muchas láminas delgadas se pueden observar cristales de plagioclasa aparentemente primaria con parches de feldespató potásico. Morfológicamente, existen pasos entre tales cristales y cristales de feldespató potásico con parches gruesos de plagioclasa. Los intercrecimientos entre ambos feldespatos pueden tener el carácter de mesoperititas gruesas. Unas veces recuerdan a una textura "rapakivi", otras veces a una textura "antirapakivi", cuando el centro de un cristal de feldespató potásico está ocupado por una mancha grande de plagioclasa. Unas veces parece tratarse de una peritita originada por una sustitución avanzada del feldespató potásico por plagioclasa, pero en otras ocasiones parece tratarse de cristales de plagioclasa primaria fuertemente sustituidos por feldespató potásico y con frecuencia no está claro cual de los dos feldespatos sustituyen al otro. Desde luego, se producen con seguridad ambos tipos de sustitución, como se puede verificar en aquellas láminas delgadas en

las que el feldespato potásico penetra de forma irregular en cristales de plagioclasa, evidentemente primaria, formando una especie de vetillas o cuando sobre el feldespato potásico crece la plagioclasa mirmequítica. Ambas sustituciones pueden presentarse en una misma lámina delgada.

La plagioclasa forma cristales xenomorfos-subidiomorfos. La tendencia a formar cristales subidiomorfos es débil y se observa, sobre todo, en algunos granitos holomoscovíticos albiticos.

La plagioclasa primaria constituye cristales de dimensiones relativamente grandes no mirmequíticas. En cuanto al contenido en anortita, se observan ligeras diferencias sistemáticas entre las facies. En la facies Rande el porcentaje máximo observado es de 10%, tratándose en todas las láminas estudiadas de albita (An_{0-10}). En las facies Fracha y Berducido, el máximo observado es de 16%. En la facies Castrove, los microgranitos y el granito heterogéneo, donde aparecen a veces, valores relativamente altos, de hasta 28%, pero conviene señalar que también en estos grupos el intervalo normal es de An_{0-15} y que con frecuencia la plagioclasa es albita (An_{0-10}).

El zonado está normalmente muy poco desarrollado y en un buen número de casos, falta casi por completo. Es mayoritariamente de tipo normal y difuso y se manifiesta principalmente en la presencia de bordes algo más ácidos frente al feldespato potásico (bordes de "decalcificación"). Sólo en la plagioclasa más básica se puede observar un zonado más patente, que en contados casos es irregular, en parches o vagamente oscilatorio, con zonas subidiomorfas imperfectas.

La plagioclasa primaria puede estar algo sericitizada, y una sericitización diferencial (borde más claro) marca a veces un zonado casi ya completamente borrado. La moscovitización de la plagioclasa primaria es, por lo general, débil aunque pueden presentarse, excepcionalmente, cristales con numerosas escamas de moscovita.

Incluye a menudo manchas irregulares de feldespato potásico y puede mostrar relaciones complicadas con el último mineral, como ya se ha señalado con anterioridad (antipertitas, mesopertitas, "rapakivi"). Esto se observa sobre todo en los granitos albiticos. Aparte de feldespato potásico y moscovita, la plagioclase primaria puede incluir algún cristal de cuarzo, biotita, apatito o agujas de sillimanita.

La plagioclase secundaria se presenta en cristales de grano fino (≤ 0.8 mm.) con secciones isométricas o lobulares. Crecen sobre los cristales de plagioclase primaria donde estos lindan con el feldespato potásico, penetran en el último en forma de excrecencias lobulares, entre las cuales pueden quedar atrapados restos de feldespato potásico, o constituyen rosarios de grano muy fino en microfisuras del feldespato potásico. Crecen también entre cristales de feldespato potásico en forma de cristales típicamente intersticiales que siguen los contactos y dentro de cristales mayores de feldespato potásico constituyen a veces agregados de grano fino compuestos por granos equidimensionales. Estas formas secundarias sustituyen claramente al feldespato potásico. Por regla general son poco o nada mirmequíticas. Las mirmequitas suelen contener pocas inclusiones ameboides relativamente gruesas de cuarzo, pero en las muestras con plagioclase primaria más anortítica suelen estar mejor definidas. Pocas veces la plagioclase secundaria muestra un vago maclado en damero. Normalmente es algo más albitico que la plagioclase primaria. Está apenas zonada o sericitizada y contiene pocas escamas de moscovita, aunque parece que puede suponersele moscovita tardía en rosarios. Es en la plagioclase secundaria donde aparece con mayor abundancia apatito en agujas muy finas.

La cantidad de plagioclase secundaria puede llegar a ser considerable, pero en bastantes láminas delgadas es difícil estimar su proporción, por estar poco contrastadas las dos generaciones de la plagioclase.

La biotita aparece en cristales xenomorfos-subidiomorfos. Presenta tonalidades variadas de marrón para Y y Z, que suelen tender a ser rojizos, como el ma-

rrón rojizo oscuro, marrón anaranjado, marrón rojizo, marrón castaño o marrón caoba, y amarillentas pálidas para X. Sus tonalidades son bastante variables, hasta dentro de una misma lámina delgada. Incluye accesorios radiactivos (circón xenotima), apatito y, raras veces andalucita o agujas de sillimanita. El número de halos pleocroicos es bastante bajo, aunque en muchas láminas se observan una o algunas secciones basales más cargadas de inclusiones radiactivas. No se han observado claras texturas de "Frasl" de las biotitas. Ocasionalmente, los cristales de biotita constituyen un agregado de unos pocos ejemplares, a los que puede asociarse apatito. Resultan probablemente de sinneusis. La biotita puede a su vez estar incluida por los feldespatos, más en particular el potásico, la moscovita y el cuarzo. En facies casi holomoscovíticas, las inclusiones en los dos últimos minerales constituyen a veces la única biotita presente. Las inclusiones en el cuarzo suelen ser pequeñas (≤ 0.1 mm.) y subidiomorfos y mostrar secciones hexagonales redondeadas o alistonadas. Las inclusiones en la moscovita suelen ser xenomorfas y son de tamaños más variados. A veces se presenta en este mineral como un enjambre de inclusiones pequeñas (0.1-0.01 mm.). Las inclusiones en la moscovitasuelen estar intercrecidas paralelamente con el último mineral, aunque hay numerosas excepciones. No existen indicios claros de que los cristales mayores de moscovita sustituyen a la biotita, como la liberación de minerales de titanio, aunque la presencia de inclusionens de circón y apatito, especialmente en las proximidades de la biotita incluida, sugiere a veces que estas inclusiones podrían haber sido heredadas de la biotita. La biotita sí es a veces claramente sustituida por cristales menores y más tardíos de moscovita bajo liberación de ilmenita u otros minerales de titanio (¿rutilo?). Raras veces un cristal aislado de biotita forma en uno de sus bordes un intercrecimiento simplectítico con cuarzo.

Puede existir también algo de biotita de grano fino (≤ 0.1 mm.) en agregados de cristales xenomorfos sin orientación preferente y, en contados casos, incluso algo radiales. A veces forman rosarios vagos muy cortos y normalmente están mezclados íntimamente con los componentes cuarzo feldespáticos. Suelen

encontrarse cerca de cristales de biotita deformados de dimensiones mayores. Parece tratarse de una generación posterior de biotita, formada por recristalización de biotita triturada que se ha movilizó algo. Esta forma de recristalización/neoformación tiene muy poca importancia cuantitativa, en contraste con la moscovita recristalizada y/o neoformada. Cantidades ínfimas de una generación tardía de biotita se presenta también como relleno de grietas en los feldespatos.

La biotita suele estar muy degradada y, en general, muy transformada a filosicatos pleocroicos con colores verdosos, marrones verdosos o verdes pardos y una alta birrefringencia, aunque inferior a la de la biotita fresca. Suelen estar intercrecidos paralelamente con la biotita. Lo mismo atañe a la clorita y el feldespato potásico secundario, que cuenta entre los productos de transformación corrientes de la biotita. Otros productos de transformación son la sagenita (escasa), opacos (muy escasos) y granos finos de accesorios turbios a veces semio-pacos con alta relieve y fuerte birrefringencia, entre los cuales existe probablemente esfena y anatasa (frecuentes, aunque cuantitativamente insignificantes).

Los cristales de moscovita se presentan en una gama amplia de tamaños y hábitos, que no permiten hacer una clara subdivisión en generaciones bien definidas. La generación principal y más antigua de la moscovita consta de cristales relativamente grandes (auténticos megacristales en algunos microgranitos), que si bien xenomorfos en la mayoría de los casos, tienen por lo general bordes no muy irregulares. Pueden incluso ser subidiomorfos. Muestran a veces una tendencia a rodearse de cristales de cuarzo de dimensiones relativamente grandes y englobarlos parcialmente, originándose en algunas ocasiones islotes cuarzo-moscovíticos o cristales cribosos de moscovita. Los cristales grandes de tipo blastos altamente irregulares son poco frecuentes. En las muestras con abundante sillimanita, los cristales grandes de moscovita tienen a veces un hábito acintado, casi intersticial, con bordes muy irregulares, dentados, o simplectíticos. Esta forma resulta, con toda probabilidad, de una sustitución de rosarios de si-

Estos agregados se parecen a los que se originan a partir de la cordierita encontrada en algunos granitoides de Galicia, por lo que es probable que derivan de este mineral.

En cuanto al segundo grupo, se encuentran agregados del mismo tipo en los granitos térmicamente metamorfizados por los macizos de Caldas de Reyes y Porrño. Aquí los agregados sugieren aún más convincentemente derivar de cordierita, por estar mezclados los filosilicatos a veces con una especie de sericita marrón o un producto marrón anaranjado prácticamente isótropo. Pueden incluir también andalucita. Se presentan dispersos en las muestras y muestran una preferencia para aparecer dentro de feldespatos. Tienen formas xenomorfas, aproximadamente isométricas y algo redondeadas, y raras veces subidiomorfas prismáticas cortas. Pueden llegar a ser abundantes en alguna muestra, constituyendo un componente principal del granito.

El contenido en apatito es, por lo general, bajo a muy bajo. El mineral se presenta en dos formas bien contrastadas. La primera consta de cristales xeno-subidiomorfos relativamente grandes, de hasta 0.8 mm. de diámetro. Tiene hábitos isométricos o, pocas veces, prismáticos cortos. Aparece incluido en todos los componentes principales de los granitos, pero en las muestras algo más ricas en apatito pueden mostrar una ligera preferencia para asociarse con la biotita y, en menor grado, moscovita. Excepcionalmente, causa halos pleocroicos en la biotita. Dentro o al lado de las micas se observan a veces agrupaciones de varios cristales de apatito, a los que pueden añadirse circones, fenómenos que se puede interpretar en términos de sinneusis. Incluye a veces microlitos de otros accesorios, como circones u opacos, y puede estar algo agrietado y enturbiado. Este tipo de enturbamiento no debe ser confundido con el observado en los núcleos anubarrados, subidiomorfos de los apatitos de ciertos granitoides biotíticos de Galicia. Afecta a toda la extensión del cristal y es causado por partículas mucho más gruesas que, al parecer, se originan a partir de microgrietas en el apatito.

llimanita, de los cuales incluyen restos y parecen heredar la forma alargada. Los cristales grandes de moscovita pueden estar fuertemente deformados. Pueden incluir a prácticamente todos los demás minerales presentes.

La moscovita tardía es de grano más fino y tiende a formar cristales más alargados, que pueden tener hábitos alistonados (en la plagioclasa), dactilíticos e incluso, aciculares. Muestra una clara tendencia a asociarse al cuarzo tardío y en muchas ocasiones presenta intercrecimientos simplectíticos, aunque la cantidad de los mismos suele ser baja. Se superpone a otros minerales especialmente los feldespatos y, al parecer, inclusive la plagioclasa secundaria, crece sobre cristales mayores de moscovita, a veces en forma de franjas, y sustituye a la biotita. Es en parte intersticial y, más en particular, en los granitos más deformados, tiende a formar rosarios paralelos a la foliación de la roca. Parece, por lo general, estar menos deformados que los cristales grandes de moscovita y, especialmente las formas más finas, dan la impresión de ser de origen tardío a postcinemático. Esto atañe, por ejemplo, a los rosarios compuestos por cristales muy finos, semiaciculares, algo radiales, plumosos o en abanico, que cruzan los cristales grandes de feldespato potásico. Las formas semiaciculares de grano fino pueden crecer sobre los cristales más grandes de moscovita, inclusive los cristales alistonados o dactilíticos relativamente tardíos, indicando que la moscovita tardía ha seguido formándose durante un intervalo de tiempo bastante largo.

La sillimanita es un accesorio frecuente en los granitos de la alineación. Aparece tanto en las aureolas de metamorfismo de contacto alrededor de los macizos de Caldas de Reyes y Porriño, como fuera de ellas. En cuanto al último caso, por regla general sólo está presente en forma de unas pocas agujas muy finas de fibrolita, que se encuentran incluidas principalmente en los cristales mayores de moscovita, pero que aparecen también en los feldespatos y el cuarzo. Muchas veces, las agujas están completamente o casi completamente sustituidas por moscovita. Sin embargo, no son raras las muestras en las que aparece la sillimanita en cantidades mayores, casi tendientes a ser las de un mineral principal. En estos

casos las agujas suelen ser más gruesas (hasta 0.2 mm. de anchas). Al igual que en las muestras con cantidades muy pequeñas de sillimanita, al mineral aparece mayoritariamente en los cristales grandes de moscovita pero, en contraste con estas, también puede estar presente dentro de biotita. Puede llegar a formar agregados densos en pinceladas y también rosarios, que a veces son más o menos intersticiales y de los cuales las agujas individuales englobadas por los minerales colindantes parecen "irradiar". El origen de esta sillimanita es algo problemático. Las muestras en las que aparecen cantidades sustanciales de sillimanita no poseen las típicas estructuras de recristalización ni los cristales de andalucita o agregados de biotita de neoformación que caracterizan los granitos afectados por metamorfismo de contacto inducido por granitos posteriores. Especialmente por la ausencia de andalucita, muy característica para los granitos de aureolas de metamorfismo de contacto conocidas en Galicia, se distinguen de aquellos. Las muestras con abundante sillimanita aparecen, únicamente con sólo dos excepciones conocidas, en el sector de la alineación donde los metasedimentos y ortogneises de los enclaves y retazos están migmatizados en menor o mayor grado, con desarrollo abundante de sillimanita, lo que parece apuntar a un origen por contaminación de los granitos con productos del metamorfismo regional. También los rosarios y agregados en pinceladas, no características para aureolas de metamorfismo de contacto, apuntan al mismo origen. En consonancia con la distribución arriba señalada, no se han observado muestras con cantidades significativas de sillimanita en las facies Rande y Loira.

La sillimanita en las muestras de las aureolas de metamorfismo de contacto alrededor de los macizos de Caldas de Reyes y Porriño aparecen como fibrolita muy fina o agujas finas (≤ 0.05 mm.). Aunque principalmente incluida en moscovita, se presenta también en todos los demás minerales principales presentes, inclusive la biotita, andalucita y pseudomorfos de cordierita (?). Parece superponerse a la andalucita y, en contados casos, se concentra al borde de este mineral, apuntando a un metamorfismo prógrado. Las agujas de sillimanita tienden a irradiar de centros imaginarios y no se han observado las pinceladas y rosarios señalados en las muestras de fuera de las aureolas.

La andalucita sólo aparece en los granitos que se hallan en las inmediaciones directas de los macizos postectónicos de Caldas de Reyes y Porriño. Es un mineral característico de las aureolas de metamorfismo de contacto que estos macizos ocasionan en los granitos de dos micas de las alineación. Puede constituir un accesorio relativamente abundante. Normalmente se presenta como cristales xenomorfos dentro de moscovita, mineral por el que es sustituida. Aparece también dentro de monocristales de biotita. A veces la andalucita forma agregados con pequeños cristales más o menos isométricos de biotita (≤ 0.1 mm.) que en su mayoría son aproximadamente continuos desde el punto de vista óptico. En estos agregados, la andalucita puede ser mono o policristalina. Los agregados tienen cierta tendencia a estar englobados por plagioclasa. La andalucita, y posiblemente la biotita, son sustituidas por moscovita y cuarzo. El último mineral parece sustituir también a la plagioclasa, formando a veces una especie de malla entre cristales algo redondeados de andalucita y plagioclasa. Posiblemente como resultado de las sustituciones por cuarzo y moscovita de los agregados de andalucita más biotita englobados en plagioclasa, se originan conjuntos complicados compuestos por andalucita, biotita, plagioclasa, cuarzo y moscovita, a los que pueden añadirse restos de sillimanita.

La anterior existencia de cordierita en los granitos se deduce de la presencia de sus supuestos productos de transformación. Podría haber estado presente tanto en granitos de fuera como de dentro de las aureolas de contacto ocasionadas por los macizos postectónicos de Caldas de Reyes y Porriño. Respecto al primer caso, en algunas muestras (casi todas caracterizadas por la presencia de cantidades apreciables de sillimanita) se hallan incluidos en los feldespatos unos pocos granos equidimensionales algo redondeados (≤ 0.2 mm.) que se componen de una mica de color verde muy claro que casi siempre está mezclada con moscovita y/o biotita. Típico para estas mezclas es que los cristales de los filosilicatos aparecen tanto en intercrecimiento paralelo como intersectándose mutuamente.

La segunda forma se presenta en prismas aciculares, muy finos. Localmente pueden ser abundantes. Aparecen preferentemente en los feldespatos, donde se concentran más en particular en la plagioclasa secundaria.

La turmalina es un mineral muy raro en los granitos (algo más frecuentes en los diferenciados pegmatíticos y aplíticos). Aparece en cristales marcadamente xenomorfos, a veces casi intersticiales o esqueléticos, que parecen ser de origen tardío. Puede sustituir al feldespato potásico, formando una especie de malla dentro de este mineral. Tiene colores marrones amarillentos o rojizos para 0..

El granate, que se ha observado a simple vista en pegmatitas y aplitas, es igualmente un accesorio extremadamente raro en los granitos. Sólo ha sido encontrado como cristales subidiomorfos dispersos en dos láminas delgadas de un granito moscovítico-albítico (04-09 TCFS 180 y 04-11 GTRN 192).

Algunos cristales pequeños de eosforita-childrenita (?) han sido hallados en un granito holomoscovítico-albítico, que es también el tipo de granito del que se conoce el mineral en algunas otras unidades graníticas de Galicia (Conjunto granítico de Monticaño del Complejo granítico de La Coruña; Alineación granítica de Lage-Dumbría-Muros-Barbanza). Forma cristales pequeños (< 0.1 mm.) normalmente reunidos en agregados pequeños (\leq 0.3 mm.), que son incoloros y xenomorfos. Poseen un relieve moderadamente alto y una birrefringencia moderadamente fuerte, con colores de interferencia que recuerdan a los de la prehnita. Los agregados tienden a aparecer total o parcialmente englobados por las aplitas.

Una forma helmíntica de la clorita aparece con relleno de grietas y en microbolsadas intersticiales.

La espinela (?) se ha observado únicamente en la muestra 04-09TCFS 173,

procedente de la aureola de metamorfismo de contacto de Macizo de Caldas de Reyes. Forma unos pocos cristales xenomorfos diminutos (≤ 0.034 mm.) de color verdoso, que aparecen dentro de andalucita.

3.1.2.- Textura.

La textura de los granitos es fundamentalmente panalotriomorfa y equigranular. La textura panalotriomorfa suele ser marcada, quizás como resultado de las complicadas sustituciones mutuas de los feldespatos. Cierta tendencia a una textura hipidiomorfa se observa en aquellas muestras en las que la plagioclase secundaria está menos desarrollada, como, por ejemplo, en algunos granitos albiticos prácticamente holomoscovísticos. La tendencia a la hipidiomorfa viene determinada casi exclusivamente por la plagioclase primaria.

Aunque los granitos son esencialmente equigranulares, no es raro encontrar muestras con una textura más o menos inequigranular. La inequigranularidad puede ser causada por varios factores como:

- A.- La presencia de cristales mayores tendientes a formar megacristales, principalmente de feldespato potásico, pero en algunos microgranitos también de cuarzo, plagioclase y moscovita. Como ya se ha señalado en el capítulo 2 de este informe, las facies Rande y Loira son más o menos porfídicas, mientras que todas las demás facies conocidas son aplanadas.
- B.- El fuerte desarrollo de plagioclase secundaria de grano fino-medio.
- C.- La deformación de la roca, que causa la trituración de parte de los cristales y la resultante formación de agregados de grano fino a partir de todos los constituyentes principales (sin o con recristalización).
- D.- La abundante formación de moscovita de grano fino-medio de recristalización/

/neoformación, que parece favorecida por la tectonización de los granitos.

En muchas láminas se observan señales de una deformación. Esta se manifiesta sobre todo en el cuarzo, que casi siempre está cuarteado, presentándose el mineral en agregados multicristalinos. En muchas ocasiones los subgranos de los agregados muestran una extinción ondulante y poseen bordes dentados.

Cuando la deformación es intensa, los subgranos pueden estar estirados según el eje longitudinal del agregado, que a su vez suele ser paralelo a la foliación de la roca, aunque también puede mostrar otras direcciones cuando se moldea alrededor de cristales grandes de los demás componentes. Los últimos raras veces tienen el carácter de porfiroclastos. El cuarzo presenta también texturas en mortero en granitos fuertemente deformados.

Asimismo, los cristales grandes de moscovita aparecen en un buen número de casos deformados. Pueden estar cuarteados, flexionados o "kinkados" y, a menudo, son algo fusiformes. Pueden estar triturados en sus bordes, en cuyo caso pueden estar rodeados de franjas de cristales pequeños de recristalización/neoformación, que a menudo se prolongan en forma de rosarios paralelos a la foliación de la roca. Las plagioclasas pueden estar cuarteadas o flexionadas y los cristales de feldespato potásico pueden estar parcialmente triturados o mostrar una extinción ondulante. También las biotitas pueden estar flexionadas o trituradas.

La deformación, relativamente pocas veces, da origen a una textura marcadamente orientada, que puede ser indicada por los cristales mayores de todos los minerales principales, pero preferentemente por rosarios de moscovita de grano fino y zonas de trituración de grano fino, en las que, sobre todo los componentes cuarzo-feldespáticos están íntimamente mezclados. Los rosarios de biotita, siempre cortos y mal definidos, son raros. Dentro de los rosarios y zonas de trituración, los minerales no suelen estar muy bien orientados, debido

a una fuerte recristalización/neoformación.

Por lo general, la deformación va asociada a una recristalización dinámica más o menos pronunciada. Puede ser sólo incipiente o parcial, con desarrollo local de agregados de recristalización de cuarzo o feldespato caracterizados por una textura en mosaico de cristales poligonales con puntos triples. Especialmente el cuarzo suele estar muy recristalizado que los demás componentes, contrastado a veces vivamente con las moscovitas grandes no recristalizadas. Existen granitos muy recristalizados en los que, a pesar de estar gneisificados, los cristales actualmente presentes presentan poca deformación. Aparecen tanto en las aureolas de metamorfismo de contacto alrededor de los macizos de Caldas de Reyes y Porriño como fuera de ellas.

3.1.3.- Clasificación.

Los granitos objeto de descripción en el subcapítulo 3.1. son en casi todos los casos granitos moscovítico-biotíticos. Normalmente se observa un fuerte predominio de la moscovita sobre la biotita, aunque en ocasiones no es tan pronunciado como ocurre, más en particular, en la facies Berducido. Raras veces la cantidad de biotita llega a igualar la de moscovita, y son excepcionales las muestras en las que la cantidad de biotita supera la de moscovita. Estas muestras son también las que contienen una plagioclasa relativamente básica. Se encuentran entre los granitos de la facies Castrove, los microgranitos y el granito heterogéneo.

A menudo el contenido en biotita es muy bajo ($\leq 4\%$), siendo posible hablar en muchas ocasiones de leucogranitos. La plagioclasa tiene normalmente un contenido en anortita inferior a 15% (especialmente en las facies Fracha, Berducido y Rande) y es en gran parte albítica (como, por ejemplo, parece ser en la totalidad de la facies Rande). La clasificación de "granito de feldespato alcalino" usada en las hojas geológicas N^o 185 (Pontevedra) y N^o 223 (Vigo),

Las formas en las que se presenta el cuarzo son fundamentalmente iguales a las observadas en las demás facies. El número de microlitos aciculares de rutilo (?) en los cristales de la generación principal del cuarzo es muy variable, pero siempre hay varios cristales relativamente ricos en ellos y, en este aspecto, la facies Loira se aproxima a la facies Castrove y los microgranitos. En los cristales grandes de feldespato potásico se presentan con cierta frecuencia cristales subidiomorfos relativamente grandes (hasta 0.5 mm. en diámetro) de cuarzo con características de ser primarios (microlitos aciculares de rutilo(?), inclusiones de biotita) que con toda probabilidad pseudomorficen al polifomorfodealta temperatura. No se han observado las pequeñas inclusiones tardías de cuarzo en gotas o de origen dudoso que, con frecuencia, aparecen en las demás facies.

El feldespato potásico es muy parecido al de las restantes facies. Tiene una clara tendencia a presentarse en megacristales pequeños con secciones alargados y macladas según la ley de "Kärlsbad". Contiene relativamente abundantes inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita y especialmente el número de las últimas es mayor que en las otras facies. Al igual que en el resto de la alineación, las inclusiones raras veces están orientadas según alguna dirección cristalográfica del feldespato potásico. Típico para la facies en cuestión es que en los cristales grandes de feldespato potásico no se han observado las pertitas gruesas que suelen aparecer en tales cristales de las demás facies. Un rasgo típico de la facies Loira es que en ella la diferencia morfológica entre la plagioclasa primaria y plagioclasa tardía es mucho más clara que normalmente suele ser el caso en las demás facies. La plagioclasa primaria tiende a formar cristales subidiomorfos, algunos de los cuales pueden alcanzar dimensiones relativamente grandes (hasta 2.5 mm.). Pueden mostrar un zonado bien desarrollado, de tipo normal y difuso, o en parches irregulares. También se observan bordes ácidos bien definidos y delimitados donde están en contacto con feldespato potásico. El contenido en anortita es por lo general más alto que en las restantes facies, con un máximo observado de An_{32} y un mínimo de An_7 . A menudo se observa una pronunciada sericitización diferencial. Está algo

moscovitizada, con un desarrollo típico de escamas subidiomorfos a veces muy alistonadas, que pueden estar orientadas según ciertas direcciones cristalográficas del cristal de plagioclasa que las incluye. En la facies Loira no se han observado cristales de plagioclasa primaria con manchas de feldespato potásico, o los complejos intercrecimientos de las dos clases de feldespato que caracterizan un buen número de las muestras de las demás facies. La plagioclasa secundaria es muy mirmequítica y se distingue bien de la plagioclasa primaria.

La biotita es subidiomorfa-xenomorfa. Aparece mayoritariamente en cristales pequeños (≤ 0.5 mm.) y forma con relativa frecuencia inclusiones en el cuarzo, la plagioclasa primaria y el feldespato potásico. Tiene colores marrones por lo general poco rojizos. Es de notar su escasa transformación a otros minerales, habiéndose observado sólo algo de un filosilicato biotítico verdoso y de sagenita.

La moscovita forma cristales xeno-subidiomorfos de contornos poco irregulares. No aparecen en cristales relativamente grandes, sino que sus dimensiones son iguales o inferiores a las de los demás componentes principales. Buena parte de la moscovita aparece sobrepuesta a la plagioclasa primaria. Las simplectitas faltan casi por completo y no se ha observado la gama de hábitos normalmente desarrollados en las otras facies (moscovita dactilítica, acintada o acicular).

De los accesorios hay que mencionar los opacos. Son relativamente abundantes en comparación con las demás facies. Se presentan en pequeños cristales xenomorfos (≤ 0.12 mm.), que pueden encontrarse incluidos en todos los minerales principales. Pueden moldearse sobre el apatito. En contados casos se observa en sus bordes una incipiente transformación en esfena (?).

También hay algo de ilmenita en la moscovita que, a pequeña escala, sustituye a la biotita. El contenido en apatito parece ser algo superior al de las demás facies. El mineral forma principalmente cristales pequeños (≤ 0.2 mm.).

subidiomorfos con secciones isométricas y pocas veces alargadas. Muestra una débil tendencia a asociarse con la biotita, que puede incluir cristales diminutos del mineral.

3.2.2.- Textura.

La textura de la facies Loira no difiere sustancialmente de la de las variantes más o menos porfídicas de las otras facies. Es panolotriomorfa y porfídica, formando el feldespato potásico los megacristales. Aunque la plagioclasa primaria constituye en parte cristales subidiomorfos, el fuerte desarrollo de la plagioclasa secundaria es causa de que la textura no puede ser considerada como hipidiomorfa. Los fenómenos microscópicos de deformación son idénticos a los de las otras facies.

3.2.3.- Clasificación.

La facies Loira consta de un granito biotítico-moscovítico. La cantidad de biotita es mayor que en la gran mayoría de las muestras de las otras facies ($\geq 5\%$) y la biotita predomina sobre la moscovita o es, aproximadamente, tan abundante como la última. Esto, el contenido más alto en anortita de la plagioclasa, y la mayor abundancia de opacos corresponden al carácter algo menos evolucionado de la facies Loira. Las muestras algo más ricas en biotita y con plagioclasa algo más anortítica de la facies Castrove y los microgranitos, se aproximan a la facies Loira. Podrían provenir de masas no cartografiadas de un mismo tipo de granito, probablemente correspondientes a microgranitos e intercalaciones centimétricas-decimétricas de la facies Castrove relativamente biotíticos observados en el campo.

E. 1:50.000 (I.G.M.E., 1981 a,b) es válida en un gran número de casos pero no en todos, ya que la plagioclasa es, en parte, oligoclasa, especialmente en la facies Castrove y los microgranitos.

Los granitos moscovítico-biotíticos muestran pasos graduales a granitos moscovíticos, y existen granitos prácticamente holomoscovíticos donde la biotita sólo aparece como un accesorio, en cuyo caso se encuentra incluida en gran parte en la moscovita y el cuarzo. Entre estos granitos los hay de tipo aplitoide que se distinguen por el predominio de la albita sobre el feldespato potásico y/o su mineralogía algo peculiar, caracterizada por la presencia de minerales como el granate y la eosforita-childrenita (?).

De la zona con el granito heterogéneo proceden dos muestras con una composición trondhjemítica con claro predominio de oligoclasa sobre feldespato potásico. Granitoides trondhjemíticos se conocen también de la zona de contacto muy difusa entre el Conjunto granítico de Padrón y el Conjunto granitoide inhomogéneo de Monte Freito, y en el Conjunto granitoide inhomogeneo de Camariñas. En todos estos casos se trata probablemente de granitoides relacionados con el desarrollo de un leucosoma granitoide en zonas migmatizadas.

3.2.- FACIES LOIRA.

3.2.1.- Composición y descripción mineralógica.

Minerales principales: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita.

Minerales accesorios: Apatito, circón, opacos, rutilo(?), ilmenita.

Minerales secundarios: Rutilo, filosicato verdoso producto de la transformación de la biotita, esfena (?).

4.- METAMORFISMO DE CONTACTO.

Resulta difícil reconocer con seguridad fenómenos de metamorfismo de contacto causados por los granitos de la Alineación granítica de Campo Lameiro-Borbén. La dificultad reside en el metamorfismo regional de alto grado que afectó a toda la zona en la que intruyen los granitos. El metamorfismo regional causa en los metasedimentos y ortogneises de fuera de la Unidad de Malpica-Tuy una pronunciada migmatización con desarrollo de abundante sillimanita. En los metasedimentos procedentes de esta unidad no se observa migmatización, pero sí se forma, aunque en cantidades menores, sillimanita, al parecer de origen regional. La sillimanita tiende a presentarse en rosarios y haces paralelos a la foliación principal de la roca, pero aparte de ellos existe siempre muchas agujas individuales oblicuas y es por ejemplo, imposible distinguir estas agujas de las que podrían haberse producido por metamorfismo de contacto. Tampoco se sabe si la presencia en la zona de algún cristal de andalucita y posiblemente de cordierita ya completamente transformado, puede atribuirse al metamorfismo regional o a un efecto térmico causado por los granitos de la alineación. Las relaciones nada claras entre los pocos cristales o sus pseudomorfos observados y la esquistosidad principal no arrojan luz sobre este asunto. Con más probabilidad puede ser considerado el desarrollo de numerosos blastos oblicuos a la esquistosidad principal de moscovita, que sustituyen especialmente a la sillimanita como un posible efecto de metamorfismo de contacto ocasionado por los granitos.

La formación de algunas moscovitas bordeando los contactos con los granitos y cierta turmalinización de las rocas encajantes, cuentan como los únicos efectos que pueden ser atribuidos con seguridad a los granitos. La turmalinización se manifiesta, por ejemplo, en la zona de Punta Borna (X = 525.600; Y = 4.681.250), donde ya en el campo se observa la presencia de "soles" de turmalina radial superpuestos a la esquistosidad principal de los metasedimentos.

4.- METAMORFISMO DE CONTACTO.

5.- GEOQUIMICA.

5.- GEOQUIMICA.

El estudio geoquímico de la alineación se ha hecho con 36 análisis, de los cuales 7 son propios de este proyecto, y el resto proceden del Plan Magna (información obtenida en documentación del I.G.M.E.). Se ha analizado también una muestra de supuesto granitoide biotítico precoz (EK-91) para que pueda servir de comparación con las del Macizo Bayo-Vigo.

En la tabla I se han listado todos los análisis, agrupados según las facies distinguidas. En las fig. 1 y 2, están representados los diagramas binarios interelementales de elementos mayores y menores, respectivamente. En la fig. 3 se representa el diagrama ternario Rb-Ba-Sr, de aquellas muestras que poseen elementos traza, que son sólo las correspondientes a los análisis realizados en este proyecto.

Como características generales a todas las facies de la alineación (ver tabla I), están sus altos Indices de diferenciación (ID), que prácticamente se encuentran entre 86 y 92. También el carácter marcadamente peraluminico, con Indices de peraluminidad (IA) por encima, casi siempre, de 1.20, es una propiedad acusada. Sólo el caso anómalo de la muestra AG-303 (facies C) que tiene tendencia metalumínica, con diopsido normativo, rompe la unidad del conjunto. Igualmente sus bajos contenidos en CaO, generalmente inferiores a 1.0%, concuerda con las características propias de los granitos de dos micas sincinemáticos gallegos.

Desde el punto de vista geoquímico, todas las facies son muy parecidas y no presentan marcadas tendencias evolutivas individuales. Esta gran semejanza se ve también reflejada al microscopio, donde las diferencias petrográficas observadas son casi exclusivamente de los aspectos texturales. Los promedios en los contenidos geoquímicos de los elementos son muy similares, al igual que sus rangos de variación, no individualizándose claramente ninguna facies

TABLA I

FACIES B

Hoja	223	223	223
Muestra	RN-89	RN-221	EK-92*
SiO ₂	72.85	73.80	75.31
Al ₂ O ₃	14.69	13.12	14.07
Fe ₂ O ₃	2.14 ⁺	1.72 ⁺	.30
FeO			.81
MgO	.32	.40	.36
CaO	.47	.21	.50
Na ₂ O	2.82	2.76	3.01
K ₂ O	4.83	5.06	4.42
MnO	.01	.02	.04
TiO ₂	.25	.18	.15
P ₂ O ₅	.13	.14	.23
H ₂ O	1.20	2.35	.88

Norma C.I.P.W.

Q	35.42	36.56	39.10
Or	28.54	29.90	26.12
Ab	23.86	23.36	25.47
An	1.46	.13	.98
Hy	3.93	3.56	2.71
Il	.47	.34	.28
Ap	.30	.32	.53
C	4.28	3.06	3.98

IA	1.37	1.26	1.32
ID	87.82	89.82	90.69

Li			183
Rb			438
Sr			67
Ba			272

K/Rb			84
------	--	--	----

+ Fe como hierro total.

* Muestras propias del Proyecto. Resto, proceden del Plan Magna.

FACIES C

Hoja	185	185	185	185	185	185	223	185	185	223	223	223	185	223	223
Muestra	EK-90*	AG-320	PD-1026	PD-1106	AG-352	AG-303	RN-272	AG-339	PD-1060	RN-129	RN-251	EK-72*	AG-371	RN-11	EK-84*
SiO ₂	71.52	71.60	71.71	72.26	72.64	72.89	73.16	73.17	73.29	73.41	73.45	73.69	73.71	73.82	74.28
Al ₂ O ₃	15.33	14.50	13.89	14.21	14.23	12.72	12.50	13.58	14.70	14.99	13.70	14.75	14.26	14.42	15.07
Fe ₂ O ₃	.37	2.15 ⁺	1.63 ⁺	2.55 ⁺	2.02 ⁺	1.96 ⁺	1.46 ⁺	1.91 ⁺	1.49 ⁺	1.98 ⁺	1.39 ⁺	.33	1.78 ⁺	1.93 ⁺	.24
FeO	1.43											.97			.78
MgO	.60	.41	.33	.66	.44	.54	.29	.40	.27	.18	.32	.36	.30	.21	.31
CaO	1.12	.39	1.20	1.24	.34	1.19	.25	.37	.64	.84	.28	.54	.36	.26	.43
Na ₂ O	3.27	2.77	2.47	2.52	2.42	3.52	2.96	2.66	3.48	2.83	2.58	2.26	3.08	3.02	2.81
K ₂ O	4.70	5.94	5.53	5.03	5.76	4.97	5.26	5.26	4.94	5.03	5.62	5.60	4.74	4.72	4.62
MnO	.04	.01	.02	.06	.01	.01	.02	.01	.03	.04	.01	.04	.01	.01	.04
TiO ₂	.36	.24	.35	.39	.29	.30	.16	.27	.34	.11	.19	.19	.19	.16	.17
P ₂ O ₅	.23	.04	.04	.10	.14	.14	.02	.21	.04	.01	.11	.31	.12	.09	.26
H ₂ O	.92	1.63	2.41	1.07	1.34	1.80	3.58	1.81	.99	.56	1.92	.85	1.36	1.09	1.00
<u>Norma C.I.P.W.</u>															
Q	30.63	29.96	32.25	33.32	34.22	29.34	33.91	35.53	31.59	34.22	35.25	37.35	35.57	36.24	38.87
Or	27.78	35.10	32.68	29.73	34.04	29.37	31.09	31.09	29.19	29.73	33.21	33.09	28.01	27.89	27.30
Ab	27.67	23.44	20.90	21.32	20.48	29.79	25.05	22.51	29.45	23.95	21.83	19.12	26.06	25.56	23.78
An	4.06	1.67	5.69	5.50	.77	4.23	1.11	.46	2.91	4.10	.67	.66	1.00	.70	.44
Di						.64									
Hy	4.21	4.19	2.96	5.32	3.96	3.77	2.90	3.71	2.63	3.61	2.80	2.97	3.39	3.45	2.38
Il	.68	.46	.66	.74	.55	.57	.30	.51	.65	.21	.36	.36	.36	.30	.32
Ap	.53	.09	.09	.23	.32	.32	.05	.49	.09	.02	.25	.72	.28	.21	.60
C	3.38	2.90	1.76	2.60	3.73		1.53	3.34	2.56	3.39	3.13	4.73	3.70	4.09	5.29
IA	1.23	1.24	1.14	1.20	1.31	.95	1.13	1.26	1.20	1.29	1.26	1.37	1.31	1.37	1.45
ID	86.08	88.52	85.83	84.37	88.74	88.50	90.04	89.13	90.23	87.89	90.30	89.56	89.64	89.69	89.95
Li	129											113			236
Rb	345											506			404
Sr	116											47			63
Ba	607											205			272
K/Rb	113											92			95

+ Fe como hierro total.

* Muestras propias del Proyecto. Resto proceden del Plan Magna.

FACIES C (cont.)

Hoja	223	223	185	185
Muestra	RN-192	EK-67*	AG-290	AG-383
SiO ₂	74.42	75.49	75.76	76.03
Al ₂ O ₃	14.17	13.73	11.76	12.50
Fe ₂ O ₃	1.60 ⁺	.25	2.16 ⁺	1.85 ⁺
FeO		.86		
MgO	.37	.34	.38	.30
CaO	.17	.39	.42	.33
Na ₂ O	3.41	2.75	2.11	2.19
K ₂ O	4.09	4.80	5.24	4.60
MnO	.03	.04	.01	.01
TiO ₂	.07	.25	.21	.21
P ₂ O ₅	.09	.19	.14	.07
H ₂ O	1.21	.98	1.34	1.26

Norma C.I.P.W.

Q	37.09	39.57	40.89	43.49
Or	24.17	28.37	30.97	27.18
Ab	28.86	23.27	17.85	18.53
An	.26	.69	1.17	1.18
Hy	3.51	2.49	4.18	3.47
Il	.13	.47	.40	.40
Ap	.21	.44	.32	.16
C	4.04	3.76	2.19	3.49

IA	1.37	1.32	1.19	1.36
ID	90.12	91.20	89.71	89.21

L1	157
Rb	415
Sr	57
Ba	320

K/Rb	96
------	----

+ Fe como hierro total.

* Muestras propias del Proyecto. Resto, proceden del Plan Magna.

TABLA I (Cont.)

FACIES C-E

Hoja	152	223	152	223	152
Muestra	FS-311	RN-269	FS-315	RN-79	EK-48*
SiO ₂	72.57	74.21	74.62	75.35	75.66
Al ₂ O ₃	14.24	12.76	13.93	12.05	13.95
Fe ₂ O ₃	.78	1.86 ⁺	.92	1.35 ⁺	.19
FeO	.30		.52		.43
MgO	.46	.47	.15	.29	.22
CaO	.37	.28	.12	.50	.56
Na ₂ O	3.29	2.59	1.51	3.19	3.58
K ₂ O	4.61	5.87	5.16	5.16	4.18
MnO	.02	.01	.02	.01	.04
TiO ₂	.09	.25	.23	.16	.07
P ₂ O ₅	.04	.09	.01	.07	.13
H ₂ O	3.16	1.46	3.16	1.41	.95

Norma C.I.P.W.

Q	33.64	34.41	44.67	34.84	37.19
Or	27.24	34.69	30.49	30.49	24.70
Ab	27.84	21.92	12.78	26.99	30.29
An	1.57	.80	.53	2.02	1.93
Hy	2.87	3.84	2.49	2.70	1.61
Il	.17	.47	.44	.30	.13
Ap	.09	.21	.02	.16	.30
C	3.26	1.85	5.67	.48	2.83
IA	1.29	1.15	1.66	1.03	1.22
ID	68.72	91.02	67.94	92.33	92.19
Li	84		37		100
Rb	285		138		359
Sr	37		23		67
Ba	160		323		81
K/Rb	134		310		97

+ Fe como hierro total.

* Muestras propias del Proyecto. Resto, proceden del Plan Magna.

FACIES E

Hoja	185	223	185	185	185
Muestra	AG-284	RN-273	AG-387	AG-217	AG-281
SiO ₂	73.45	73.46	74.36	74.97	75.61
Al ₂ O ₃	13.56	13.09	13.48	12.86	12.29
Fe ₂ O ₃	1.69 ⁺	1.53 ⁺	1.81 ⁺	2.08 ⁺	1.55 ⁺
MgO	.34	.35	.37	.45	.29
CaO	.44	.50	.49	.29	.44
Na ₂ O	3.11	2.53	2.70	1.64	3.25
K ₂ O	5.27	6.06	5.48	5.24	4.89
MnO	.01	.02	.01	.01	.02
TiO ₂	.17	.21	.12	.24	.14
P ₂ O ₅	.04	.06	.03	.10	.04
H ₂ O	1.10	1.53	1.59	1.35	1.69

Norma C.P.I.W.

Q	32.70	33.12	34.89	42.97	35.65
Or	31.14	35.81	32.39	30.97	28.90
Ab	26.32	21.41	22.85	13.88	27.50
An	1.92	2.09	2.24	.79	1.92
Hy	3.38	3.08	3.72	4.18	3.08
Il	.32	.40	.23	.46	.27
Ap	.09	.14	.07	.23	.09
C	2.04	1.60	2.29	4.20	.95
IA	1.17	1.13	1.20	1.45	1.07
ID	90.16	90.34	90.12	87.82	92.05

+ Fe como hierro total.

FACIES F

Hoja	185	185	185	185
Muestra	AG-322	AG-386	EK-23*	AG-213
SiO ₂	71.72	72.67	74.83	75.20
Al ₂ O ₃	14.89	14.29	13.79	13.19
Fe ₂ O ₃	2.08 ⁺	1.91 ⁺	.30	1.47 ⁺
FeO			.90	
MgO	.44	.28	.33	.23
CaO	.36	.36	.72	.23
Na ₂ O	2.88	2.47	2.95	2.01
K ₂ O	6.05	6.30	4.73	5.38
MnO	.02	.01	.04	.02
TiO ₂	.26	.21	.19	.16
P ₂ O ₅	.04	.03	.29	.04
H ₂ O	1.57	1.24	.89	1.69

Norma C.I.P.W.

Q	29.11	31.80	37.48	41.19
Or	35.75	37.23	27.95	31.79
Ab	24.37	20.90	24.96	17.01
An	1.52	1.59	1.68	.88
Hy	4.14	3.51	2.73	2.77
Il	.49	.40	.36	.30
Ap	.09	.07	.67	.09
C	3.05	2.82	3.20	3.74

IA	1.25	1.24	1.22	1.38
ID	89.24	89.94	90.40	90.00

Li			96	
Rb			470	
Sr			86	
Ba			210	

K/Rb			83	
------	--	--	----	--

+ Fe como hierro total.
 * Muestra propia del Proyecto. Resto, proceden del Plan Magna.

TABLA I (Cont.)

SUPUESTA GD. PRECOZ

Hoja 152
 Muestra EK-91*

SiO ₂	68.36
AL ₂ O ₃	16.09
Fe ₂ O ₃	.72
FeO	2.12
MgO	1.42
CaO	1.71
Na ₂ O	2.81
K ₂ O	4.62
MnO	.06
TiO ₂	.52
P ₂ O ₅	.21
H ₂ O	1.01

Norma C.I.P.W..

Q	27.17
Or	27.30
Ab	23.78
An	7.11
Hy	7.86
Il	.99
Ap	.49
C	3.86

IA	1.26
ID	78.26

Li	106
Rb	310
Sr	215
Ba	893

K/Rb	124
------	-----

* Muestra propia del Proyecto.

A. CAMPO LAMEIRO-BORBEN

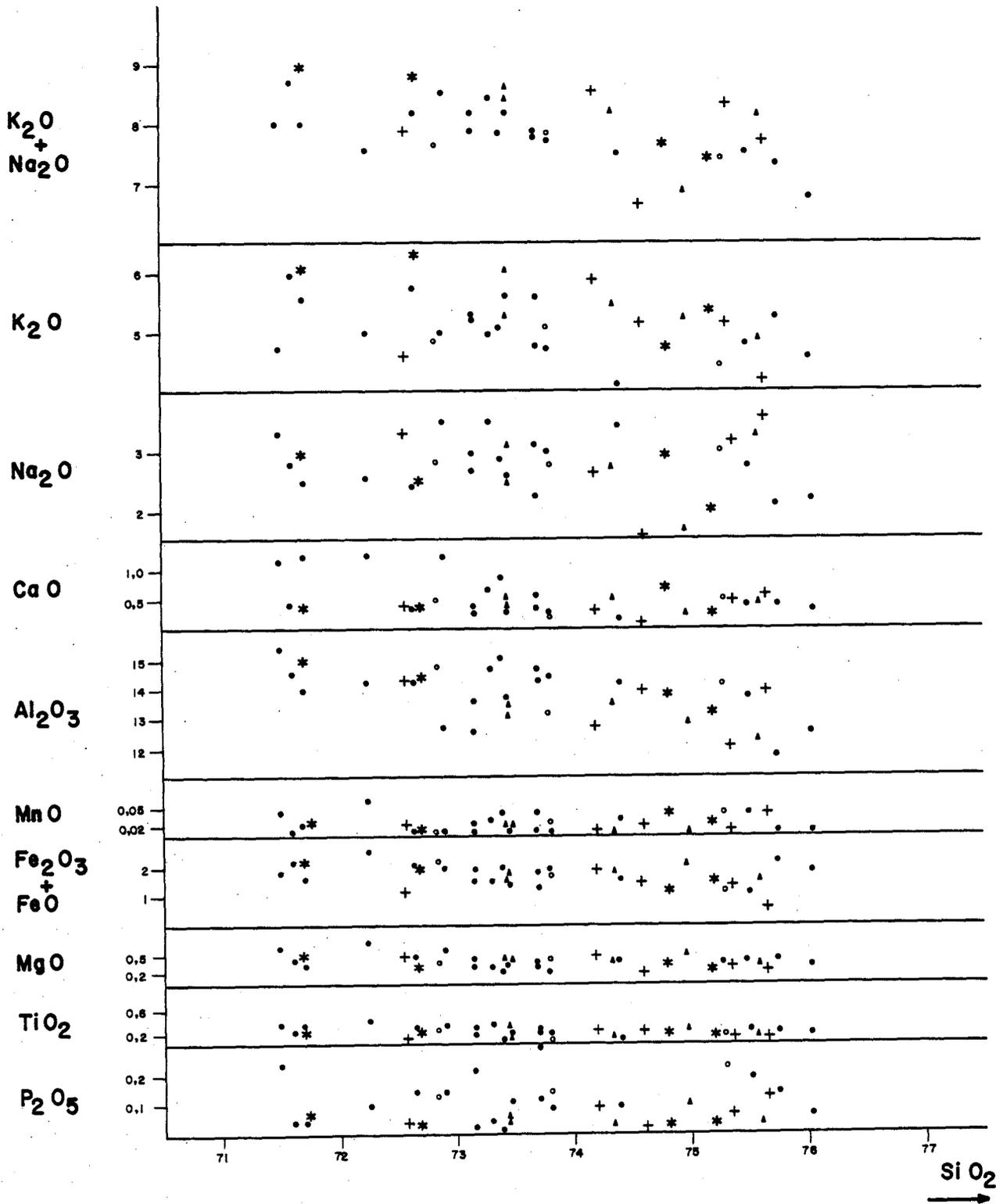
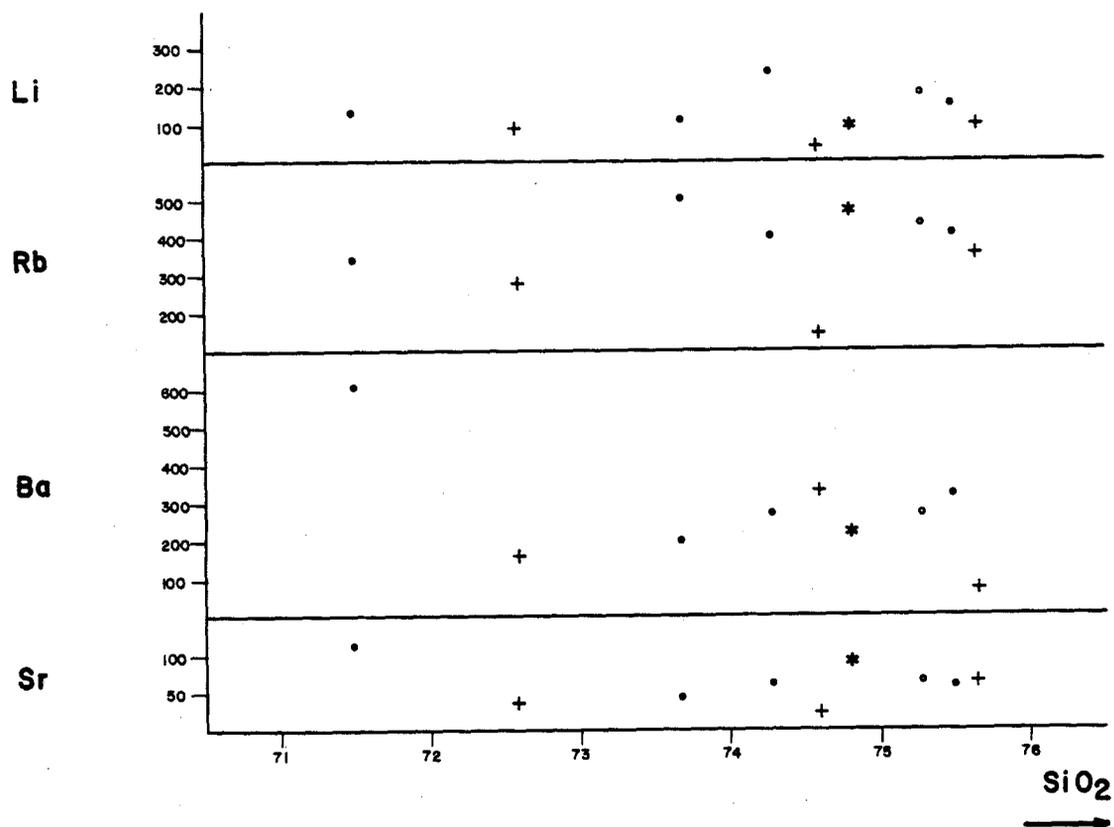


Fig.-1

A. CAMPO LAMEIRO-BORBEN

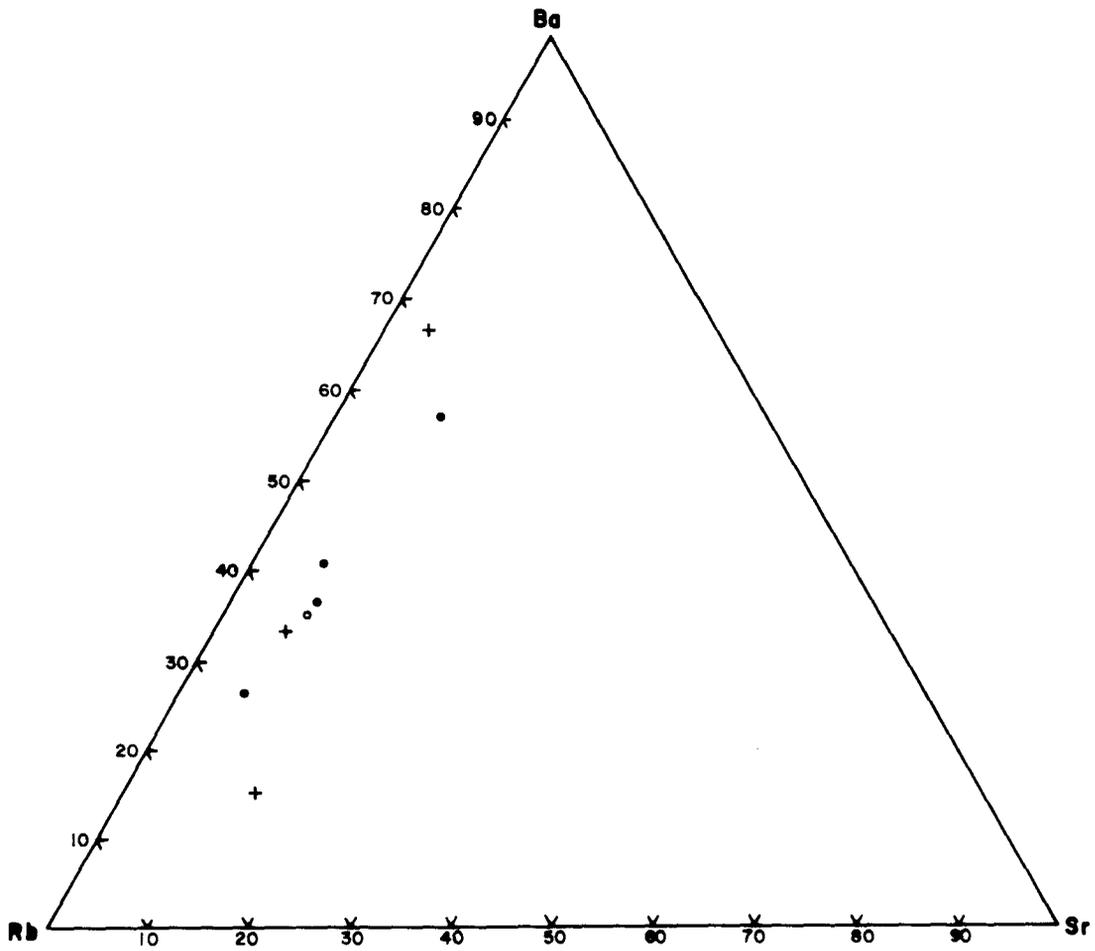


LEYENDA

- FACIES B
- FACIES C
- + FACIES C-E
- * FACIES F

Fig.-2

A. CAMPO LAMEIRO - BORBEN



SIMBOLOS

- FACIES B
- FACIES C
- + FACIES C-E

Fig.-3

en ninguno de los elementos analizados. En los diagramas binarios de elementos mayores (fig. 1) se observa un fuerte solapamiento de las nubes de puntos de las diversas facies. La única facies que cabría esperar estuviera más individualizada es la facies Loira, pero no ha podido ser analizada debido a sus malos afloramientos.

Prácticamente todas las muestras se encuentran en un rango de SiO_2 entre 71.5 y 76, siendo las tendencias evolutivas más marcadas el descenso global de álcalis total, algo en K_2O , y ligero en el Al_2O_3 . También se aprecian, como cabe esperar, vagas tendencias decrecientes en CaO , MgO , TiO_2 y FeO_t .

En cuanto al contenido en elementos traza (fig. 2), el conjunto de las facies presenta un moderado enriquecimiento en elementos ligeros, como Li y Rb, mientras que el contenido en Ba y Sr es, generalmente bajo. Sólo la muestra EK-90 invierte un poco esta tendencia. En la fig. 3 continua siendo bastante evidente el solapamiento entre las facies. Según el campo de proyección donde se sitúan, corresponden a granitos ya evolucionados, desde luego, más que los magmas postcinemáticos.

Las relaciones K/Rb son, mayoritariamente inferiores a 100, aunque la facies C-E tiene dos muestras con valores superiores, lo cual parece originado por el bajo contenido en Rb, ya que el de K_2O es similar al de la media de la alineación.

Por facies, las características más destacables en algunas de ellas son las siguientes:

La facies C (Castrove) es, curiosamente, la de contenido más alto en TiO_2 , coincidente con la presencia generalizada de agujas de rutilo dentro del cuarzo. Es por ello probable, que este alto contenido relativo en TiO_2 se deba a la existencia de estas inclusiones. También esta facies se caracteriza por contenidos altos en CaO y An, lo cual debe ser atribuido a la presencia ocasional de granitos con plagioclasa más anortítica (hasta el 27% de An). Igualmente

esta facies tiene los rangos de variación más amplias para los distintos valores elementales, y ello puede explicarse, no sólo por el hecho de ser el grupo más nutrido en cuanto al número de muestras, sino también a que es la facies más variable en campo y al microscopio, con variaciones bastante intensas en el contenido en biotita y la proporción relativa biotita/moscovita. Esta variabilidad se expresa en valores altos para la Hy en algunas muestras y valores bastante variados para la relación C/C + Hy. A la vista de toda esta información, podría pensarse que la facies Castrove represente un grupo granítico poligénico, pero las observaciones de campo, sin embargo, parecen indicar lo contrario, ya que faltan, por completo, contactos entre las variantes de la facies.

La facies B (Rande) tiene los valores más bajos en K_2O y Or, pero en el campo parece un granito muy rico en megacrístales pequeños de feldespato potásico. Sus bajos contenidos en CaO y An normativa, parecen corresponder al carácter muy albitico de la plagioclasa, corroborado claramente por los valores altos en Na_2O y Ab.

6.- BIBLIOGRAFIA.

6.- BIBLIOGRAFIA.

- FLOOR, P. (1966).- Petrology of an aegirine-riebeckite gneis-bearing part of the Hesperian Massif: The Galliñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. Leidse Geol. Meded., 36; 1-204.
- I.G.M.E. (1971).- Hoja geológica nº 16/26 (Pontevedra/La Guardia). E.1:200.000
- I.G.M.E. (1981,a).- Hoja geológica nº 185 (Pontevedra), E. 1:50.000.
- I.G.M.E. (1981,b).- Hoja geológica nº 223 (Vigo). E. 1:50.000.
- I.G.M.E. (1982).- Hoja geológica nº 152 (Villagarcía de Arosa). E. 1:50.000.
- I.G.M.E. (1985).- Hoja geológica nº 16/26 (Pontevedra-La Guardia) E. 1:200.000.
- PARGA PONDAL, I. (1963).- Mapa petrológico estructural de Galicia, E. 1:400.000
I.G.M.E..
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph.; CAPDEVILA, R.; PARGA, J.R.; TEIXEIRA, C. (1967).-
Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique,
E. 1:500.000. Serviços Geológicos de Portugal.
- PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J.M.; TEXEIRA, C. (1970).- Mapa geológico del Noroeste de España y Norte de Portugal. E. 1:400.000.
I.G.M.E..
- PARGA PONDAL; I.; PARGA, X.R.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1982).- Mapa geológico do Macizo Hespérico E. 1:500.000. Seminario de Estudios Gallegos.

ANEXO: Relación de las muestras situadas en el mapa.

RELACION DE LAS MUESTRAS SITUADAS EN EL MAPA

I.- Facies Loira.

- Hoja 223: EK-119, EK-124, EK-129, EK-134.

II.- Facies Rande.

- Hoja 185: 264.
- Hoja 223: 82, 83, 88, 89, 90, 91, 92, 220, 221, 229, 230, 232, EK-70.

III.- Facies Castrove.

- Hoja 152: 173, 200, 204, 218, 222, 223, 231, 234, 240, 242, 243, 312, 314.
- Hoja 185: 75, 100, 200, 208, 210, 211, 212, 226, 228, 229, 237, 242, 243, 244, 249, 252, 254, 257, 259, 260, 261, 270, 272, 278, 287, 290, 293, 294, 295, 297, 299, 302, 303, 305, 310, 314, 316, 319, 328, 333, 338, 339, 340, 344, 347, 348, 350, 351, 352, 360, 362, 364, 369, 371, 372, 379, 380, 382, 383, 384, 389, 1000 1018, 1026, 1056, 1060, 1076, 1101, 1117, 1144, 1149, 1151, EK-90.
- Hoja 223: 10, 11, 62, 64, 86, 87, 95, 96, 129, 139, 140, 172, 192, 214, 215, 216, 218, 219, 224, 225, 226, 234, 238, 245, 251, 252, 260, 263, 264, 267, 268, 269, 276, 282, 297, 300, 307, 313, EK-67, EK-72, EK-84, EK-92, BM-9.

IV.- Facies Fracha.

- Hoja 152: 206, 217, 235, EK-48.

- Hoja 185: 57, 59, 61, 67, 69, 72, 77, 84, 86, 201, 204, 205, 206, 209, 217, 223, 224, 225, 231, 234, 239, 241, 245, 247, 255, 271, 273, 274, 276, 277, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 291, 308, 311, 330, 353, 354, 355, 376, 378, 1004, 1005, 1078, 1087, 1092, 1094, 1128, 1129, 1145, 1146, 1150.
- Hoja 223: 79, 97, 209, 217, 235, 262, 265, 266, 273, 275, 279.

V.- Facies Berducido.

- Hoja 185: 202, 213, 214, 215, 219, 221, 222, 275, 288, 320, 321, 322, 323, 324, 325, 326, 329, 331, 332, 334, 336, 343, 349, 356, 358, 373, 375, 385, 386, EK-23.
- Hoja 223: 270, 274, 301, 312.

VI.- Microgranitos.

- Hoja 152: 198.
- Hoja 185: 71, 103, 203, 218, 289, 292, 296, 315, 341, 342, 345, 346, 374, 377, 1051, 1089, 1158, EK-18, EK-21, EK-22.
- Hoja: 223: 261, 298.

VII.- Diques y filones.

- Hoja: 152: 301.
- Hoja 185: 207, 403, 423, EK-42, EK-50.

VIII.- Rocas encajantes.

- Hoja 152: 174, 175, 201, 203, 208, 213, 224, 225, 230, 241, 297, 299, 303, EK-15, EK-16, EK-41, EK-52, EK-56, EK-91.

- Hoja 185: 73, 76, 94, 97, 98, 102, 227, 230, 232, 233, 235, 236, 238, 240, 246, 250, 251, 253, 256, 258, 262, 263, 267, 286, 298, 300, 301, 304, 306, 307, 309, 312, 313, 359, 361, 363, 365, 366, 367, 370, 388, 390, 391, 392, 394, 395, 396, 397, 401, 402, 404, 406, 407, 408, 412, 416, 417, 422, 1015, 1016, 1050, 1052, 1053, 1054, 1068, 1075, 1081, 1083, 1103, 1107, 1126, 1143, 1155, 1162, 1163.

- Hoja 223: 84, 128, 146, 147, 149, 155, 222, 223, 227, 228, 231, 233, 253, 254, 256, 280, 299, 308, 317, 356, 357, 358.

IX.- Granitos posteriores o posiblemente posteriores.

- Hoja 223: 5, 9.

X.- Indeterminadas.

- Hoja 152: 176, 180, 199, 202, 207, 229, 232, 233, 298, 300, 311, 315, 316,

- Hoja 185: 62, 78, 85, 92, 99, 101, 216, 220, 248, 269, 318, 327, 335, 337, 368, 381, 387, 393, 398, 405, 409, 411, 1006.

- Hoja 223: 6, 8, 98, 99, 117, 119, 143, 148, 154, 236, 239, 247, 248, 271, 272, 278, 281, 285, 318.

ALINEACION GRANITICA DE CAMPO LAMEIRO-BORBEN

Proyecto: "ESTUDIO Y CARACTERIZACION PETROLOGICA Y
GEOQUIMICA DE LAS ROCAS GRANITICAS DE
LA ZONA SUROCCIDENTAL DE GALICIA
[1ª FASE]"



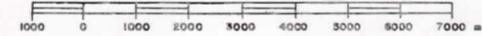
LEYENDA

-  Zona con facies de grano medio-fino (2-3mm) con pequeños megacristales (facies Loira)
-  Facies de grano medio (3-4mm) con textura ligeramente porfidoica (facies Ramde)
-  Zona con gran predominio de la facies de grano medio-fino (3-4mm) (facies Castrove)
-  Zona con frecuentes granitos heterogéneos a escala de maestro de mano
-  Zona de fuerte mezcla, con facies de grano medio-fino (3-4mm; facies Castrove) y facies de grano medio-grosso (facies Fracha)
-  Zona con facies de grano-muy grueso, con grandes cristales de biotita ("alga de mosca") (facies Berducido)

SIMBOLOS

-  Contacto intrusivo
-  Contacto gradual
-  Contacto discordante. Límite de recubrimientos terciarios y cuaternarios
-  Contacto neta con mezcla de facies
-  Falla
-  Muestra procedente del Plan Magna
-  Muestra propia del Proyecto
-  Situación de muestra analizada geoquímicamente
-  Carretera
-  Río
-  Población
-  Curva de nivel

ESCALA 1:100.000



HOJA Nº 152 (VILLAGARCIA DE AROSA)
HOJA Nº 185 (PONTEVEDRA)

HOJA Nº 185 (PONTEVEDRA)
HOJA Nº 223 (VIGO)

Operadora: GEOPRIN, S.A.
Autor: KLEIN, E. (GEOPRIN, S.A.)
Dibujado: AGUILAR, J.
Dirección y Supervisión del I.G.M.E.: RODRIGUEZ FERNANDEZ L.R.
Año: 1986