

CARACTERIZACION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DE LA GRANODIORITA PRECOZ DE VIVERO (LUGO, NW. DE ESPAÑA)

G. GALAN

TRABAJOS DE GEOLOGIA Galán, G. (1982).—Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita precoz de Vivero (Lugo, NW. de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 12, 133-151.



La granodiorita de Vivero, perteneciente al grupo de granitoides precoces hercínicos, está formada por tres tipos principales de materiales graníticos: tonalitas, granodioritas y adamellititas, además de un escaso cortejo de diques leucograníticos y aplo-pegmatíticos y rocas más básicas y máficas en enclaves de varias dimensiones. El presente trabajo, se refiere a la petrografía y geoquímica de las rocas graníticas que junto con las otras rocas asociadas definen una serie calcoalcalina a la que parecen adaptarse otros granitos hercínicos peninsulares de características similares. Esta serie presenta una evolución diferente a otras series hercínicas típicamente calcoalcalinas ya establecidas como la de Panticosa (Pirineos occidentales). La explicación a este hecho podría encontrarse en el porcentaje elevado en K_2O y fenómenos de albitización tardimagmáticos que presentan estos granitos.

Three main granitic rocks can be differentiated in Vivero granodiorite belonging to the «older» Hercynian granitoids: tonalites, granodiorites and adamellites, as well as a few leucogranitic and aplo-pegmatitic dykes and more mafic and basic rocks in different sized enclaves. The present paper deals with the petrography and geochemistry of these granitic rocks which together with the associated ones describe a typical calc-alkaline serie. Other similar hercynian granites of the Iberian peninsula seem to follow this trend which shows a different evolution from other typical Hercynian calc-alkaline series as Panticosa (western Pyrenees). We think that the high K_2O percentage and late-magmatic albitization process of these rocks could explain this particular calc-alkaline trend.

G. Galán, Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 14 abril de 1982.

Las rocas graníticas objeto de estudio aparecen en diversos afloramientos discontinuos formando en conjunto un pequeño macizo alargado de dirección N, NE.-S. situado en el límite E. de la ría de Vivero, desde la playa de Covas por el W., hasta la ensenada de Coido por el E., prolongándose hacia el S. de Vivero unos 4 Kms. El límite N. lo constituye el Mar Cantábrico (Fig. 1). Geográficamente está situado dentro de los límites de la provincia de Lugo y forma parte de una extensa región de materiales graníticos que comprende las zonas de Vivero-Burela-Mondoñedo, donde están representados diversos tipos de granitoides hercínicos.

En el presente trabajo se describen petrográficamente y geoquímicamente las diversas rocas integrantes de este macizo con características petrológicas y estructurales propias del grupo de

granodioritas precoces hercínicas pertenecientes a la serie híbrida (Capdevila et al. 1973).

Los únicos trabajos que se refieren más específicamente a ellas se deben a Nissen (1960) que las clasifica como dioritas y cuarzdioritas y a Galán (1980) que las describe en su Tesis de Licenciatura.

SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ROCAS ENCAJANTES

Geológicamente se encuentra dentro de la Zona Astur-Occidental-Leonesa, según las divisiones que de la Cadena Hercínica hicieron en la Península Ibérica Julivert et al. (1972), basándose en las establecidas previamente por Lotze (1945 b). Dentro de esta Zona está situada en su borde occidental, en el bloque ele-

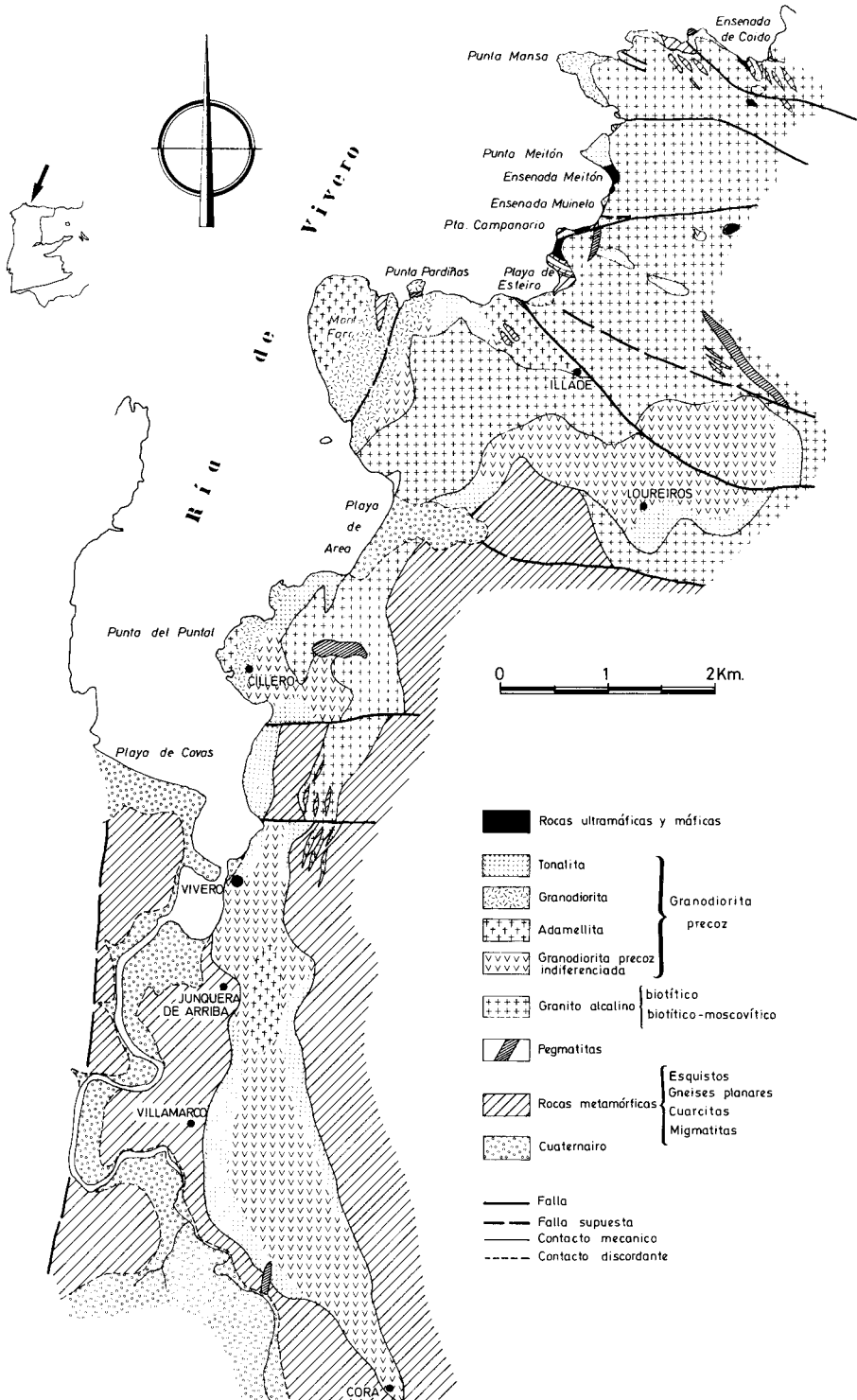


Fig. 1.—Esquema de la granodiorita precoz de Vivero.

vado de la falla de Vivero, accidente tectónico considerado por Martínez Catalán (1981) como límite occidental de la Zona A-O-L en la parte septentrional, en lugar del antiforme del Olló de Sapo establecido anteriormente. Siguiendo el criterio estratigráfico, también según este último autor, formaría parte del Dominio del Navia y alto Sil que aflora por debajo del Manto de Mondoñedo formando dos ventanas tectónicas, en la más septentrional de las cuales, la del Gistral, está situada la granodiorita precoz.

Las rocas metamórficas encajantes, indiferenciadas en el esquema de la Fig. 1, están formadas por diversos tipos litológicos:

a) Esquistos con granate en afloramientos muy alterados en el borde occidental de la granodiorita al S. de Vivero.

b) Cuarzitas en estratos poco potentes con interestratificaciones pelíticas más finas, algunas con granates y muy raramente con anfíbol. Se localizan en varios afloramientos.

c) Neises planares en varias zonas de borde de costa. Son rocas oscuras de grano muy fino, con una textura granoblástica elongada. La paragénesis que presentan en la ensenada de Coido es:

Q + Plagioclasa (An₂₈) + Biotita + Granate + Feldespato K + Sillimanita ± Opacos ± Esfena.

d) Rocas de naturaleza calcosilicatada en finos estratos alternando con otros de naturaleza cuarcítica.

e) Migmatitas que ocupan una gran extensión en el área de los granitos de Vivero, al E. de la granodiorita precoz. Macrotexturalmente en esta zona predominan los tipos nebulítico y «Schlieren» (Mehnert 1968).

De las características y paragénesis presentes en estas rocas, el emplazamiento de la granodiorita precoz de Vivero debió de tener lugar en un nivel metamórfico en condiciones de grado alto o muy próximas a él. En cuanto a su edad, las Hojas del I.G.M.E. n.º 2 (Cillero) y n.º 8 (Vivero) las atribuyen a la denominada Serie de Trastoy, también conocida según otras hojas como Serie de Alba considerada como precámbrica y situada por debajo de la Serie de Villalba, sin descartar la posibilidad de que en la Hoja de Cillero se corresponda con materiales de edad cámbrica. Martínez Catalán (1981) considera a las rocas encajantes en parte pertenecientes a la Serie de Villalba migmatizada de edad precámbrica (las situadas en el borde E.

de la granodiorita), mientras que los niveles más cuarcíticos y calcosilicatados pertenecerían a la Serie de Cándana de edad Cámbrico inf. En general, este autor considera a la Serie de Trastoy como el equivalente de las cuarcitas de Cándana inf. y pizarras de Cándana (Martínez Catalán et al. 1977) como anteriormente Capdevila (1969).

CARACTERÍSTICAS GENERALES Y DE AFLORAMIENTO

Se trata de un granito calcoalcalino intensamente deformado, aumentando el grado de deformación hacia el W., e intrusivo sobre las rocas metamórficas anteriormente mencionadas. El contacto entre la granodiorita y su encajante se observa claramente en el borde N. de la playa de Esteiro y en la ensenada de Coido. En el primer caso, se trata de un contacto neto y concordante, teniendo la dirección del contacto, foliación de la granodiorita y del metamórfico (S₂ regional) la misma dirección (N 64º W). En la ensenada de Coido, hacia el E., la granodiorita corta a los pliegues de Fase 1. La etapa de intrusión es pues post F 1-pre a sin F 2. Hacia el W., zonas del monte Faro y puerto de cillero, presenta una deformación mucho más intensa con texturas de protomiloníticas a miloníticas en relación con la zona de cizalla asociada a la falla de Vivero en su bloque elevado (Martínez Catalán 1981).

La discontinuidad que muestran los afloramientos en la zona más septentrional (Fig. 1) se debe principalmente a la intrusión posterior del granito alcalino de Vivero.

El macizo está constituido esencialmente por tres tipos de rocas: Tonalitas, Granodioritas s.s.r. y Adamellitas. Estos tres tipos se instruyen sucesivamente unos a otros y su distribución, como puede verse en la Fig. 1 sobre todo en la parte más occidental, parece definir una cierta zonación situándose las adamellitas en el centro rodeadas por granodioritas y tonalitas.

Además de los tres tipos mencionados anteriormente, aparecen como precursores básicos de dimensiones cartografiables, rocas ultramáficas (Galán 1981, Galán in litt.) y otros enclaves de menores dimensiones (Galán 1981), además de un escaso cortejo filoniano de aplitas y leucogranitos.

MINERALOGÍA

Las características de las fases integrantes de estas rocas son similares, variando únicamente sus porcentajes. Como minerales esenciales se diferencian: plagioclasas, feldespato k, cuarzo, anfíboles, biotita y moscovita en mucha menor proporción.

Plagioclasas.—Con dos formas de presentación:

— Cristales de automorfos a xenomorfos, a veces con un tamaño superior al de otros componentes. Pueden formar agregados.

— Como mirmekitas con forma morfológica predominante de tipo bulboso, aunque también las hay en anillo e intergranulares (Phillips y Carr 1973, Phillips 1974).

El contenido en anortita desciende hacia las rocas más diferenciadas: es andesina en las tonalitas y andesina/oligoclasa en las adamellititas. El método de medida utilizado con más frecuencia es el de la doble macla, empleando las gráficas de Tobi y Kroll (1975) y también el de las secciones normales a $pg^1 [100]$ (Roubolt 1963). El zonado, presente en los tres tipos de rocas, es más acusado en las granodioritas y puede ser normal, oscilatorio y «patching zoning» superpuesto a los anteriores. Las maclas son frecuentes, predominando la ley de macla de la Albita y Albita + Carlsbad. Las inclusiones que presentan pueden ser de anfíboles, biotitas, apatitos, cuarzo y algún circón. A su vez, pueden estar incluidas en feldespato K, cuarzo y a veces en anfíbol y biotita. La alteración no muy frecuente es a sericita y más raramente a sausruta y moscovita. Suelen presentar efectos de tectonización: curvatura de los planos de macla, maclas mecánicas (Fig. 2), efectos de cizalla, fracturas rellenas por cuarzo y/o feldespato K, y otras más tardías rellenas por sericita, epidota y calcita.

Feldespato K.—Se puede presentar en:

— Cristales de automorfos a subautomorfos, a veces centimétricos.

— Formas xenomorfas intersticiales, frecuentemente asociadas con zonas de mayor tectonización.

— Antipertitas en relación con plagioclasas.

Muestran extinción ondulante que aumenta hacia las zonas más deformadas, igual que la presencia de la macla en parrilla y las pertitas. El sentido de este aumento progresa hacia las rocas más evolucionadas. Las pertitas corresponden principalmente al tipo morfológico «string» y menos frecuentemente «stringlet», «interpenetrant» y «Patch», (clasificación de Alling 1938, modificada por Spry 1969). Los valores de $2V \alpha$ medidos oscilan de 54° – 97° , correspondiendo los valores más altos a las adamellititas deformadas. Es probable que el feldespato K haya sido en principio ortosa y su posterior deformación originaría la aparición de extinción ondulante, macla de la Microclina y per-

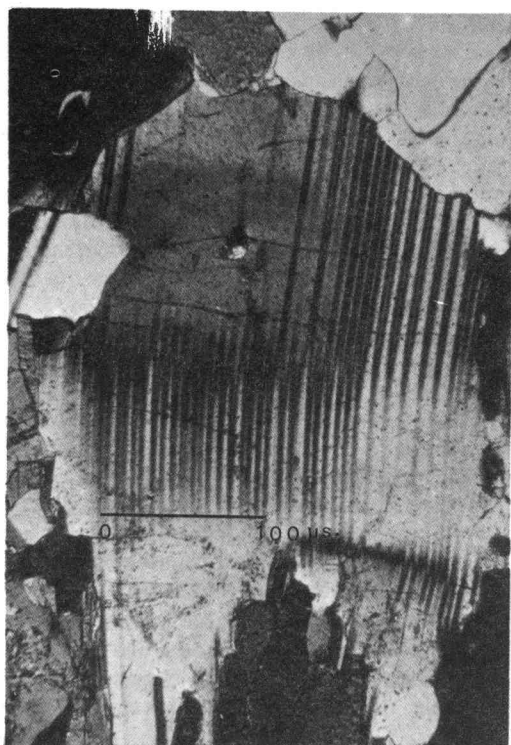


Fig. 2.—Maclas mecánicas en plagioclase. Granodioritas s. sr. L. P.

titas como sugiere Wilhen (1977). Sus bordes suelen ser muy irregulares por la presencia de mirmekitas, a cuya plagioclase a veces sustituyen quedando los cuarzos como diminutas inclusiones en los bordes del feldespato K. Esta característica, la presencia de antipertitas que a veces sustituyen completamente a la plagioclase y la recrystalización del feldespato K en las rocas más deformadas, sugieren una etapa blástica de cierta importancia en el desarrollo de este mineral. Incluyen plagioclasas, biotita y cuarzo.

Cuarzo.—Se han diferenciado varios tipos según su forma de presentación y relaciones con el resto de las fases.

a) Cuarzo I.—Forma diminutas inclusiones semejantes a exoluciones en los cristales de anfíbol. Se disponen de forma zonada en el centro de un cristal o alrededor de un anfíbol verde claro que pasa a otro más oscuro (Figs. 3 y 4). Cuarzos semejantes a estos son mencionados por Watters (1978) en dioritas y rocas ígneas asociadas en varios lugares de New Zealand como originados en la transformación $Px \rightarrow Anf.$ más empobrecido en sílice.

b) Cuarzo II.—Aparece como inclusiones goticulares, a veces idiomórficas, en cristales de plagioclase y feldespato K. No es muy abundante.

c) Cuarzo III.—Es el cuarzo principal de la roca en cristales intersticiales o formando agregados más o

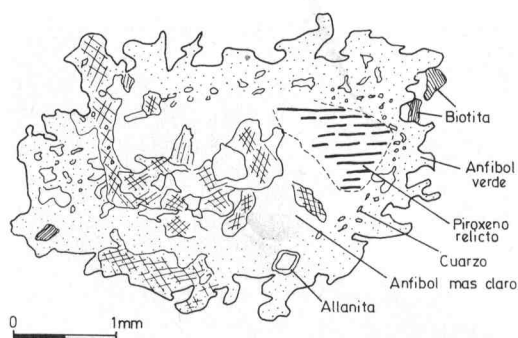


Fig. 3.—Agrupación de anfíboles en tonalitas incluyendo piroxeno relicto en proceso de transformación a un anfibol verde pálido que pasa, precedido de una zona con inclusiones de cuarzo, a otro anfibol más oscuro. Explicación en el texto.

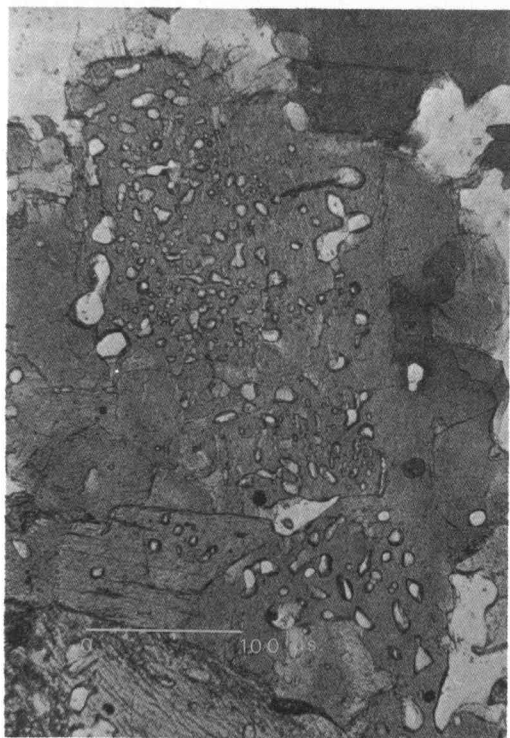


Fig. 4.—Inclusiones de cuarzo I en anfibol. Tonalitas. L. P.

menos elongados y con contactos interdentados según la deformación que hayan sufrido. La extinción es siempre ondulante y en mosaico. Como inclusiones presentan plagioclasas, pequeñas biotitas y apatitos y puede aparecer incluido como agregados en la zona de borde de algún feldespato K.

d) Cuarzo IV.—Originado por recristalización del cuarzo III en las zonas más deformadas. Su tamaño

de grano es más pequeño y está en estrecha relación con feldespato K intersticial y mirmekitas.

c) Cuarzo V.—Lo constituye el cuarzo vermicular de las mirmekitas. También está asociada a bandas de mayor deformación y debió formarse a la vez que el cuarzo IV.

f) Cuarzo VI.—Sólo aparece en zonas muy localizadas en relación generalmente con plagioclasas que muestran un aspecto decalcificado, y en mucha menor proporción con biotita. Presenta formas irregulares con bordes rectos adaptándose a las direcciones cristalográficas del mineral huésped (Fig. 5). Este tipo de cuarzo es idéntico al descrito por Schemerhorn (1956) como cuarzo V al que atribuye un origen metamórfico tardío, hipótesis que viene bien en este caso, puesto que se encuentra en tonalitas muy próximas al contacto con el granito alcalino o pegmatitas posteriores.

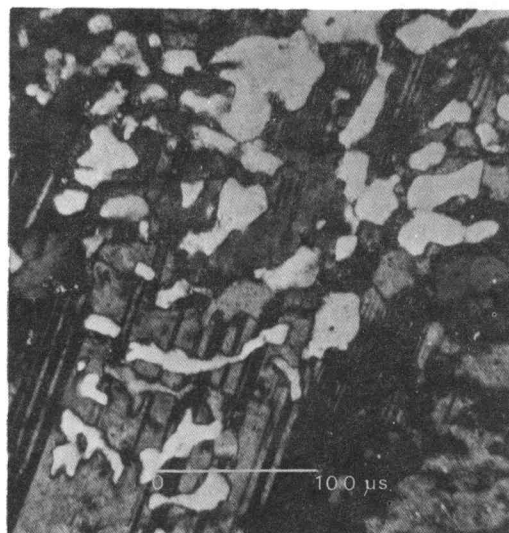
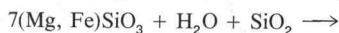


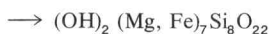
Fig. 5.—Aspecto del cuarzo VI en plagioclasa. Tonalitas próximas al contacto con granito alcalino. L. P.

Anfíboles.—Prácticamente están restringidos a las tonalitas, en secciones basales o prismáticas de hábito corto, de automorfos a subautomorfos. Son de color verde y pleocroicos con el siguiente esquema: X—incoloro, algo pardo; Y—verde; Z—verde más fuerte. Este esquema pleocroico, el $2V \alpha$ (65 ± 3) y $Z \Delta c$ (16 ± 3) permiten clasificarlo como hornblenda común (ref. Deer, Howie y Zussman 1963). Las maclas (100) son frecuentes. Los pequeños cuarzos (cuarzo I) que tienen algunos anfíboles como inclusiones podrían proceder de la transformación $Px \rightarrow Anf.$ tipo hornblenda que iría precedido de la formación de cummingtonita? o de otro tipo de anfibol más rico en SiO_2 . Un fenómeno semejante es mencionado por varios autores en Deer, Howie y Zussman (1963) como

existente en algunas rocas ígneas. La posible reacción que tendría lugar sería (Asklund 1925; Stewart 1947).



Ortopiroxeno



Cummingtonita



Cummingtonita Anortita



Hornblenda

En las tonalitas los piroxenos sólo aparecen como relictos (Fig. 3) por lo que resulta difícil precisar si se trata de orto o clinopiroxenos o si existían ambos. Además del cuarzo I, incluyen también apatitos, circones, allanitas, pequeñas biotitas y alguna plagioclasa.

Biotita.—En cristales tabulares de automorfos a subautomorfos, frecuentemente en sineusis; $2V_\alpha$ de 4 a 8° y con el siguiente esquema pleocroico: X— amarillo pálido; Z=Ÿ— marrón muy oscuro. Como inclusiones más numerosas presentan: apatitos, circones, y allanitas, estos dos últimos con desarrollo de halos pleocroicos; a su vez está incluida en plagioclasa, feldespato K, cuarzo, anfíbol, esfena, epidota y a veces en granate. Como productos de alteración a partir de biotita se forman:

- Clorita asociada a opacos y a veces a esfena.
- Biotita decolorada acompañada de agujas de rutilo con disposición sagenítica.
- Epidota dispuesta según las líneas de exfoliación.
- Moscovita en las zonas más deformadas acompañada de opacos.

Moscovita.—La incluimos con reserva en el grupo de los minerales esenciales porque sólo tiene este carácter en las rocas más diferenciadas y deformadas. Está en estrecha relación con la biotita de la que parece derivar, proceso sin duda favorecido por la deformación. También se puede formar secundariamente a partir de plagioclasa y feldespato K.

Minerales accesorios.—Como minerales accesorios se diferencian:

A) Esfena.—Con formas xenomorfas (Fig. 6) en relación con los máficos. Incluyen apatitos y a veces, está asociada con opacos como inclusiones o rodeándolos como una fina película. Otros minerales de Ti que presentan el mismo aspecto que la esfena son: la anatasa y brokita.

B) Minerales del grupo epidota.—Los más frecuentes son: a) Allanitas.—En cristales automorfos, inalterada o en estado parcial o totalmente metamórfico.

b) Epidota-Zoisita-Clinozoisita.—En cristales subautomorfos, también en relación con los máficos. Incluyen apatitos y suelen disponerse rodeando a la allanita. A esta epidota la denominamos I para diferen-

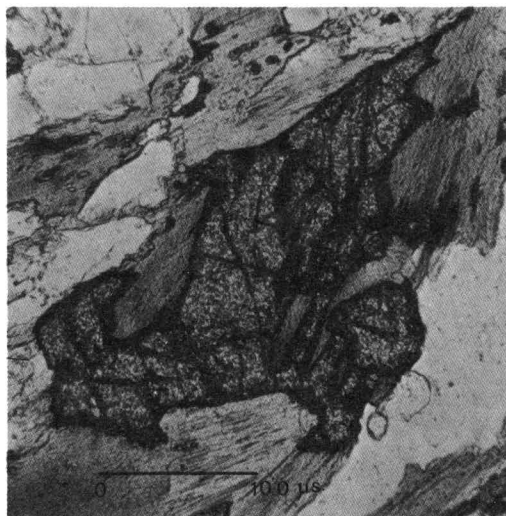


Fig. 6.—Cristal de esfena en relación con biotita. Tonalitas. L. N.

ciarla de la epidota II posterior que aparece por alteración postmagmática de biotita.

C) Apatito.—Se presenta en prismas de hábito corto, e incluidos en diversas fases, fundamentalmente en biotita. Algunos tienen núcleos más oscuros e incluyen circón.

D) Circon.—Con formas prismáticas bipiramidales y más raramente redondeados. Su cristalización debió tener lugar en los primeros estadios de la evolución magmática y aparecen incluidos en anfíboles, biotitas, plagioclasas y apatitos.

E) Granates.—En cristales de automorfos a xenomorfos, con un tamaño a veces considerable en la adamellititas (Fig. 7). Suelen presentarse en sineusis con la biotita.

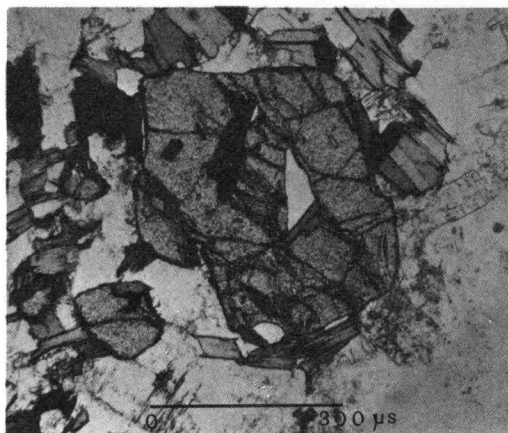


Fig. 7.—Cristal de granate en sineusis con biotita. Adamellititas. L. N.

F) Turmalina.—Muy escasa, sólo presente en las adamellitas, con formas xenomorfas, con carácter claramente posterior incluyendo biotitas y cuarzo. Es posible que su formación tenga lugar por influencia de la intrusión posterior del granito alcalino de Vivero.

PETROGRAFÍA

Como se mencionó anteriormente, se diferencian tres tipos de rocas principales que se describen a continuación y cuya posición en el triángulo de Streckeisen viene esquematizada en la Fig. 8.

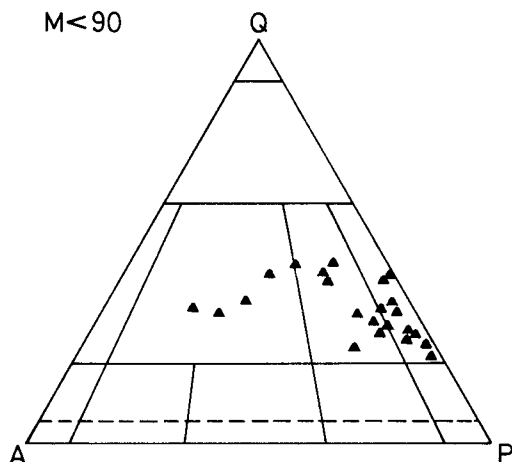


Fig. 8.—Representación triangular de los tipos de rocas de la granodiorita precoz.

Tonalitas.—Son las rocas de más amplia distribución (Fig. 1), característica que hace diferente esta granodiorita precoz de otras descritas por Capdevila (1969) para Galicia Oriental donde las tonalitas son citadas como precursores básicos en enclaves dentro de las facies comunes o en pequeños stocks aislados.

Son rocas oscuras, I.C. de 18 a 36 (Índice de Color de Jung y Brousse 1959), con tamaño de grano fino a medio, destacando en las ensenadas de Muínelo y Meitón las agrupaciones de máficos, anfíbol y/o biotita, que definen la orientación plano-linear de la roca y le dan un aspecto moteado. También en esta zona muestran muy ocasionalmente cuarzos de contaminación alargados rodeados de una corona de anfíboles (Fig. 9 a y b). La deformación que presentan es más acusada en los afloramientos próximos al borde E. de la ría, donde adquieren

una textura de tipo néisico, en relación con la zona de cizalla asociada a la falla de Vivero. Cuando la deformación no es tan intensa, la textura es hipidiomórfica subequigranular de aspecto dolerítico. Hay tonalitas con anfíbol y biotita y tonalitas sólo biotíticas (Tabla I a). Las características que presentan los minerales esenciales son las siguientes:

Plagioclasas en una proporción hasta del 55 %, macladas y con un zonado no muy marcado. Su composición oscila de An_{45-50} en las zonas más cálcicas a An_{25} . Incluyen principalmente apatito, y en menor importancia cuarzo y circón además de pequeñas biotitas y anfíboles. Las antipertitas son muy escasas y limitadas a las zonas más deformadas. En contacto con feldespato K desarrollan mirmekitas.

El feldespato K no sobrepasa el 7 % de la roca, con formas intersticiales y cristales con bordes corroídos por mirmekitas. Macla de Carlsbad frecuente, $2V\alpha$ de $54^\circ-60^\circ$, extinción ondulante y evidencias de la macla de la Microclina sólo en los bordes de algún cristal. Pertitas muy escasas de tipo «Stringlet». Incluyen plagioclasas, biotitas e incluso cuarzo principal.

El cuarzo se presenta en los seis tipos de variedades mencionados anteriormente.

Los anfíboles, generalmente en agregados, constituyen, en algunas zonas el máfico dominante. Parecen presentar varias etapas de crecimiento: así se observan secciones con un núcleo de anfíbol más claro rodeado por una zona de inclusiones de cuarzo que pasa a un anfíbol verde más oscuro a veces con distinta orientación óptica (ver Fig. 3). Como se mencionó anteriormente debió existir una transformación $Px. \rightarrow Anf.$ en cuyo proceso se liberaría sílice y posiblemente esfena, lo que explicaría la abundancia de este mineral en relación con el anfíbol.

La biotita con una proporción hasta del 27 % constituye en algunas tonalitas el único máfico. Se presenta en sineusis con los minerales accesorios y con los anfíboles.

Como accesorios y por orden de importancia aparecen: esfena y otros minerales de Ti, apatito, allanita, circón, otras epidotas y opacos.

Granodioritas.—Presentan una serie de diferencias mineralógicas con respecto a las tonalitas a las que intruyen. El tránsito de unas a otras se realiza por la pérdida de anfíbol y aumento en el contenido de feldespato K. El contacto entre los dos tipos aparece al E. de Punta

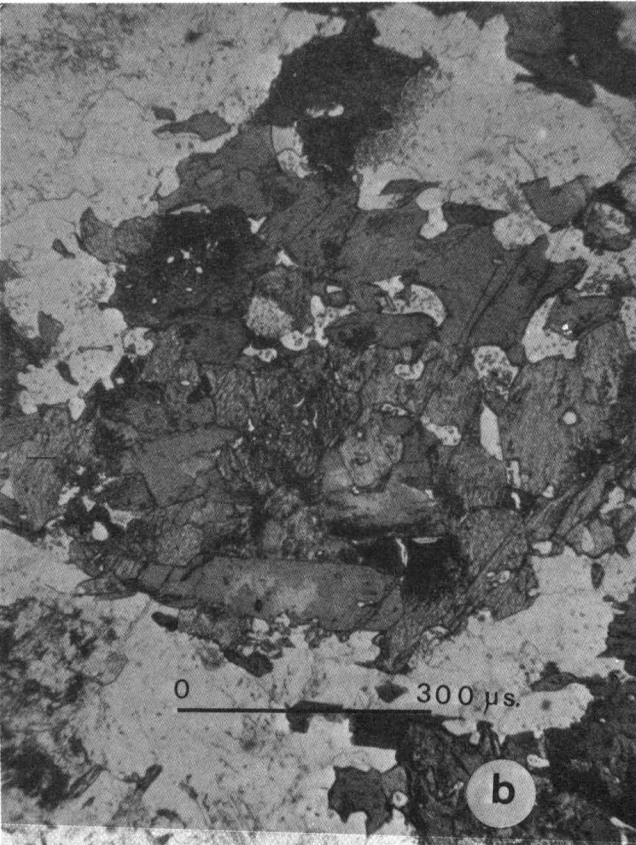
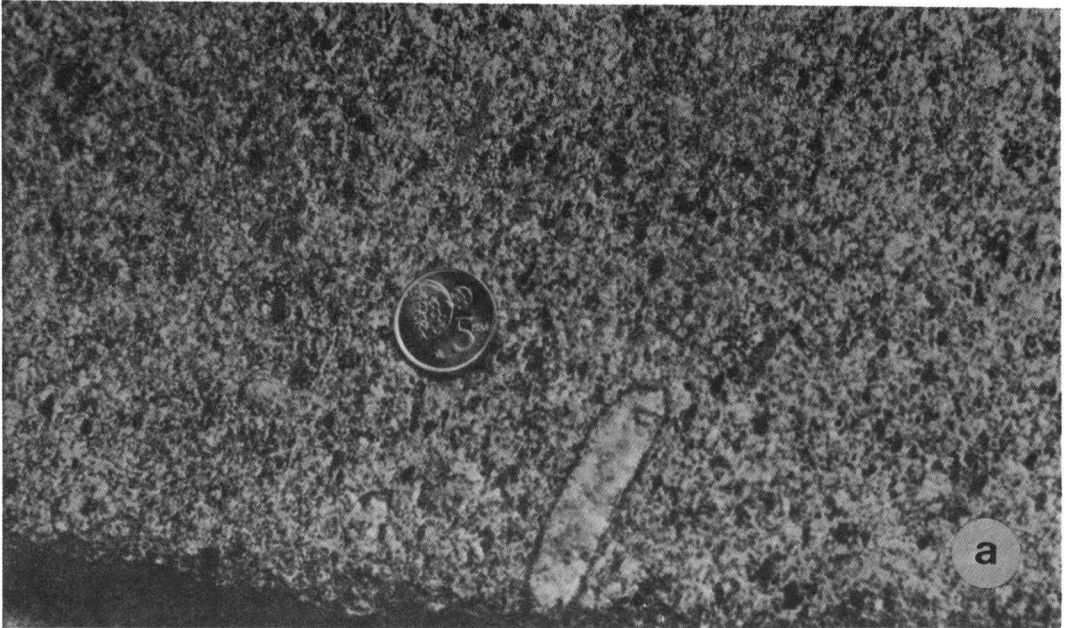


Fig. 9.-a) Cuarzo con corona reaccional de anfíboles y aspecto macroscópico de las tonalitas en las ensenadas de Muinelo y Meitón con agrupaciones de anfíboles y/o biotita definiendo la orientación de la roca.-b) Aspecto microscópico de estas tonalitas con agregados de anfíboles. L. N.

TABLA I.—Composición modal de los distintos tipos de rocas de la «granodiorita precoz de Vivero»

a) Tonalitas

Minerales	Muestras					
	5735	5839	5817	7	5829	5794
Cuarzo	20,5	18,8	20,68	32,6	24,5	29,72
Plag.	51,67	45,37	39,66	44,8	38,18	49,58
Feld. k	2,78	1,77	6,89	2,8	2,7	5,1
Anfibol	—	8,66	21,48	3	19,04	—
Biotita	24,78	24,01	10,39	15	15,13	15,31
Acc.	0,08	1,31	0,9	1,8	0,4	0,05
TOTAL	99,81	99,92	100	100	99,95	99,74
I.C.	25,05	34,06	32,77	19,8	34,57	15,62

5839, 5817, 7, 5829: tonalitas con anfíbol y biotita

5735, 5794: tonalitas biotíticas

b) Granodioritas s. sr.

	5804	5798	5836	5832	5802	5819
Cuarzo	33,33	19,84	26,76	21,54	29,3	32,4
Plag.	33,13	39,28	44,83	47,15	32,4	34,8
Feld. k	11,14	6,55	6,96	8,96	11	8,3
Anfibol	—	—	—	6,88	—	0,5
Biotita	21,79	33,83	20,58	14,77	26,9	21,1
Moscovita	0,5	—	—	—	—	—
Acc.	0,1	0,5	0,87	0,72	0,4	2,9
TOTAL	99,99	100,	100	100	100	100
I. C.	21,9	34,33	21,45	22,35	27,3	24,5

5804, 5798, 5836, 5802, 5819: granodioritas biotíticas

5832: granodiorita con biotita y anfíbol.

c) Adamellitas

	5800	5795	5821b	5805
Cuarzo	36,08	32,3	27,33	27,14
Plag.	29,24	26,4	21,82	15,27
Feld. k	22,37	32,2	33,83	39,67
Biotita	11,60	7,8	12,91	12,57
Moscovita	0,45	0,1	4	5,04
Acc.	0,25	1,2	—	0,24
TOTAL	99,99	100	99,89	99,93
I. C.	11,86	9	13,02	12,88

5800, 5795: granitos biotíticos

5821 b, 5805: granitos con biotita y moscovita.

Pardiñas, como una alternancia de bandas tonalíticas más oscuras de grano fino y otras bandas más claras de tamaño de grano algo mayor de composición granodiorítica, que en ocasiones encierran o engloban a las primeras (Fig. 10). Los afloramientos de este tipo de roca se distribuyen interrumpidamente desde el E. de Punta Pardiñas hasta algo más al S. de la Punta del Puntal, próxima al puerto de Cillero. Presentan un color gris oscuro, I. C. de 16 a 34, de grano fino a medio y una deformación muy intensa puesto que la mayor parte de los afloramientos caen dentro de la zona de cizalla asociada a la falla de Vivero. Presentan texturas de tipo protomilonítico (Spry 1969, Higgins 1971) y aspecto neísico y bandeado. Los minerales esenciales presentan las siguientes características:

Plagioclasas con un porcentaje hasta del 50 %, en cristales de automorfos a xenomorfos con zonado frecuente y marcado de tipo oscilatorio (Fig. 11) y «patching zoning» superpuesto. La composición es de An_{35-40} en las zonas más cálcicas a An_{25} en las menos. Las inclusiones que presentan son de pequeños



Fig. 10.—Alternancia de bandas de composición granodiorítica (tonalidad más clara) y tonalítica. E. de Punta Pardiñas.

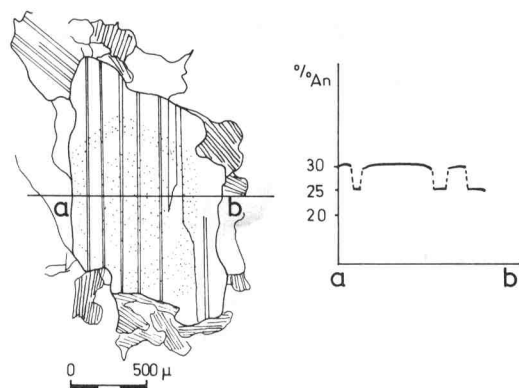


Fig. 11.—Zonado oscilatorio en plagioclasa de granodioritas s. sf.

cuarcos, circones, apatitos, y pequeñas biotitas. Las antiperititas son frecuentes en las zonas más deformadas, además de otros efectos de tectonización.

Feldespatos K con un porcentaje de hasta el 16 %, en cristales subautomorfos orientados, formas intersticiales y antiperititas. Los primeros presentan fuerte extinción ondulante y algunos macla de la Microclina; también es frecuente la de Carlsbad. Generalmente los bordes son irregulares por la presencia de mirmekitas. El $2V\alpha$ oscila de $58^\circ-72^\circ$. Las micropertitas son escasas de tipo «string». Incluyen plagioclasa y biotitas con disposición «frals», algo de cuarzo III y cuarzo V de mirmekitas.

El cuarzo con una proporción del 20-33 % está presente como cuarzo II, cuarzo III, cuarzo IV de recristalización que en las zonas más deformadas tiene cierta importancia, y cuarzo V de mirmekitas.

La biotita que puede llegar a formar hasta el 33 % de la roca, se presenta en pequeños cristales de hábito tabular, agrupados y muy orientados, formando bandas que rodean y alternan con los minerales félsicos. Están dobladas y presentan extinción ondulante con formación de pequeñas biotitas en las bandas de mayor tectonización. Generalmente está decolorada y en sineusis con los accesorios: allanita, circón, apatito, opacos, granate, esfena, y epidota, y también con la moscovita cuando existe.

La principal diferencia en cuanto a minerales esenciales con las tonalitas radica en que la biotita es el félico dominante y generalmente exclusivo, el anfíbol sólo aparece muy ocasionalmente y como accesorio; en cuanto al resto de los accesorios, la epidota, incluida la alla-

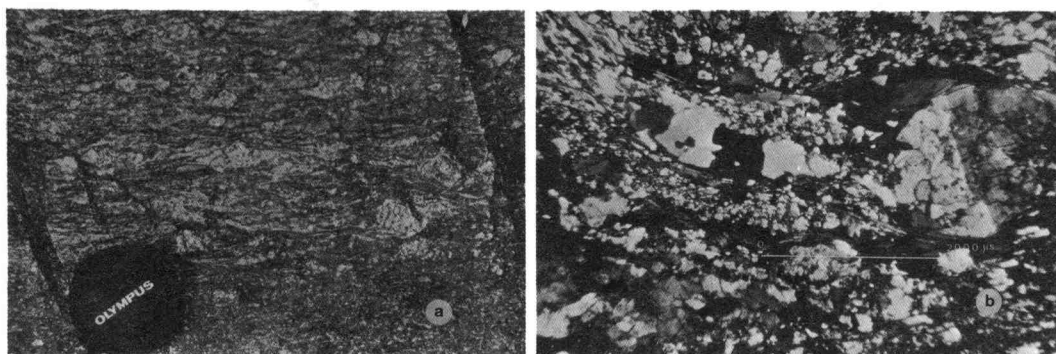


Fig. 12.-a) Adamellitas deformadas en relación con la zona de cizalla asociada a la falla de Vivero. Monte Faro.-b) Aspecto microscópico de la roca anterior con textura milonítica. L. P.

nita, pasa a ser el principal, mientras la esfena disminuye considerablemente llegando a desaparecer. Otra diferencia es el aumento del circon respecto al apatito en las inclusiones de biotita.

Adamellitas.—En la clasificación de la I.U.G.S. caen dentro del campo de los granitos (Fig. 8). Son rocas claras, I.C. de 9-13, de grano medio a grueso y aspecto profídico por el mayor desarrollo que alcanzan los cristales de feldespato K que pueden llegar a medir dos y tres centímetros, y en los que en muestra de mano se diferencian pequeñas inclusiones de biotita que siguen una disposición «frals». La distribución espacial de las adamellitas comprende las zonas de monte Faro, punta del Puntal, borde SW de la playa de Esteiro y en las zonas más internas de la granodiorita hacia el S. Son posteriores a las tonalitas y granodioritas a las que intruyen en forma de bandas alargadas de tonalidad más clara. Por disminución de los máficos y aumento en el contenido de feldespato K se pasa de adamellitas a bandas leucograníticas. En las zonas de mayor deformación, próximas a la falla de Vivero, presentan texturas de protomiloníticas a miloníticas, pudiendo clasificarse en las zonas de monte Faro y punta del Puntal como un ortoneis milonítico (Higgins 1971) (Fig. 12 a y b). Las características mineralógicas que presentan son las siguientes:

Plagioclasas en cristales subautomorfos, como pequeños cristales xenomorfos en zonas de mayor deformación y formando mirmekitas en contacto con feldespato K. El zonado es poco marcado con un contenido máximo en An de 30-35 %. Las inclusiones son poco numerosas de cuarzo, biotitas y algún apatito. Las antipertitas son frecuentes y la alteración algo

mayor que en los tipos anteriores, es a sericita y moscovita.

El feldespatos K adquiere en estas rocas mayor importancia, con un tamaño superior al resto de las fases. Poseen numerosas inclusiones de plagioclasas, biotita y cuarzo con disposición «frals», textura a la que se atribuye claramente un origen magmático. Las maclas de la Microclina y la de Carlsbad son frecuentes. El $2V\alpha$ oscila de 54° - 97° ; las pertitas son más abundantes que en las rocas anteriores con formas «string», «stringlet», «interpenetrant» y «patch». Los efectos de reabsorción sobre las mirmekitas son también frecuentes (Fig. 13). Como efecto de la deformación presentan extinción ondulante, en mosaico y recristalización muy importante.

La proporción de la biotita decrece considerablemente (Tabla I c). Se presenta igualmente en sineusis con los accesorios y en las zonas más deformadas y recristalizadas en íntima aso-

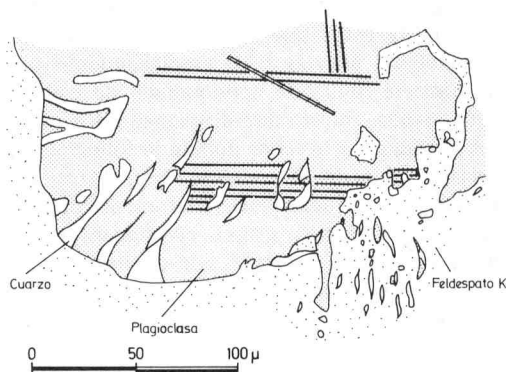


Fig. 13.—Efecto de reabsorción de mirmekitas por feldespato K, quedando el cuarzo y algún resto de plagioclasa como inclusiones en los bordes de aquél.

ciación con la moscovita. La alteración es a biotita decolorada con formación de agujas de rutilo y más raramente a clorita y epidota.

La moscovita puede llegar a ser la única mica en las bandas más feldespáticas. Es más abundante en zonas deformadas asociada con la biotita y acompañada de opacos.

Los accesorios apatito, allanita, granate, cirión y opacos están en asociación con la biotita y existe además turmalina.

CORTEJO FILONIANO

Se pueden diferenciar varios tipos de diques:

Venas o diques de material leucogranítico.—Son de grano fino, formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato K, biotita, moscovita, apatito, granate y epidota. Muestran una foliación penetrativa concordante con la de la granodiorita circundante (Fig. 14 a). Son poco abundantes.

Diques aplo-pegmatíticos.—Con un espesor reducido de 20 a 30 cms., foliación penetrativa y formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato K, granate y epidota. Estas venas en ocasiones cambian bruscamente de dirección (Fig. 14 b) manteniéndose constante la dirección de la foliación. Son más frecuentes en la zona de Faro, donde se presentan afectadas por la deformación que origina la foliación milonítica en la granodiorita circundante.

Pegmatitas.—Con cuarzo, plagioclasa, feldespato K, moscovita, granate, turmalina y berilo. Son las más frecuentes con varias generaciones entre ellas. Cortan a los dos tipos anteriores y a la foliación que muestra la granodiorita. Su disposición es bastante regular, siguiendo direcciones preferentes que se deben corresponder con diaclasas previas y su emplazamiento parece haberse realizado acompañado de esfuerzos de cizalla, puesto que desplazan a los otros tipos de diques y a veces doblan la foliación de la granodiorita en el contacto (Fig. 14 c). La mineralogía y características claramente discordantes de este último grupo, nos hacen pensar que deben estar en relación con el granito alcalino posterior y no con la granodiorita que por sus condiciones de formación anhídras, carecen

de una fase acuosa importante enriquecida en volátiles como para originar un complejo pegmatítico de importancia. Sin embargo, los dos primeros tipos, por su escaso desarrollo y foliación concordante tanto en la zona de cizalla asociada a la falla de Vivero como fuera de ella (S_2), pueden estar en relación con la granodiorita representando sus facies más diferenciadas.

QUIMISMO

Se trata de rocas con marcado carácter calcoalcalino (I. Peacock 1931, de 58 a 59). El contenido en K_2O es elevado con una proporción K_2O/Na_2O de 0,87 a 2,56 en las facies más evolucionadas, característica común a otros granitos hercínicos peninsulares de la serie calcoalcalina (Capdevila 1969, Bea 1976).

Si proyectamos los datos de los análisis químicos de las rocas graníticas (Tabla II) junto con los de las ultramáficas y otros enclaves asociados como precursores básicos en un diagrama de Larsen que representa la proyección de los diversos óxidos con respecto a un parámetro $X=1/3 SiO_2 + K_2O - FeO - MgO - CaO$ con el que se logra un buen efecto dispersivo en la representación de los diferentes minerales constituyentes de rocas básicas a ácidas, observamos (Fig. 15) que las rocas ultramáficas caen próximas al punto representativo de la hornblenda ($X = -22$) y parece existir un «gap» composicional entre ellas y el resto de los materiales que van desde dioritas/gabros hasta las rocas graníticas más evolucionadas de la granodiorita precoz. Este «gap» composicional podría explicarse por una fraccionación fuerte de la hornblenda, proceso representado en los términos ultramáficos (Galán in litt.), que haría evolucionar el magma residual hacia el otro extremo. El SiO_2 , Na_2O y K_2O aumentan paulatinamente hacia las rocas graníticas más evolucionadas; el Al_2O_3 aumenta bruscamente desde las ultramáficas hacia las rocas más ricas en plagioclasa, como es de suponer al aumentar la proporción de este mineral, para mantenerse después prácticamente constante; por último el MgO , CaO y FeO disminuyen por su parte progresivamente hacia los términos más evolucionados.

Fig. 14.—a) Vena leucogranítica plegada en granodiorita. Puerto de Cillero.—b) Cambio de dirección en dique aplítico. SW. Playa de Esteiro. —c) Efecto de cizalla sobre la foliación en adamellititas, en relación con un dique pegmatítico posterior. Playa de Esteiro.

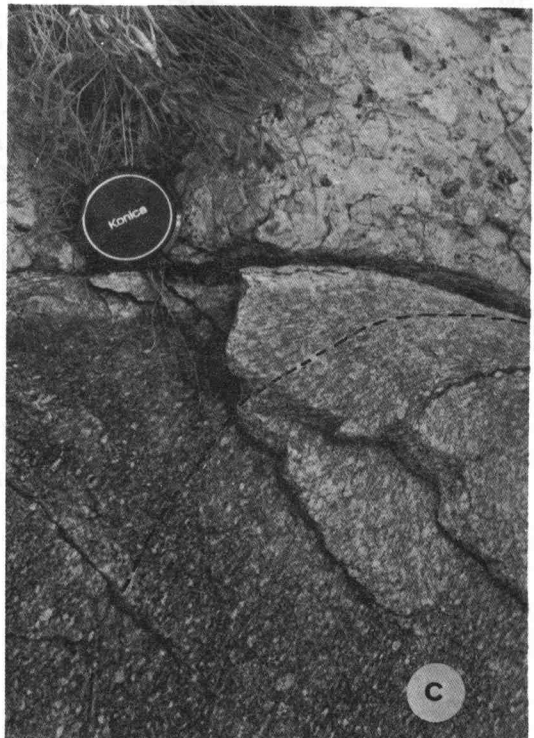
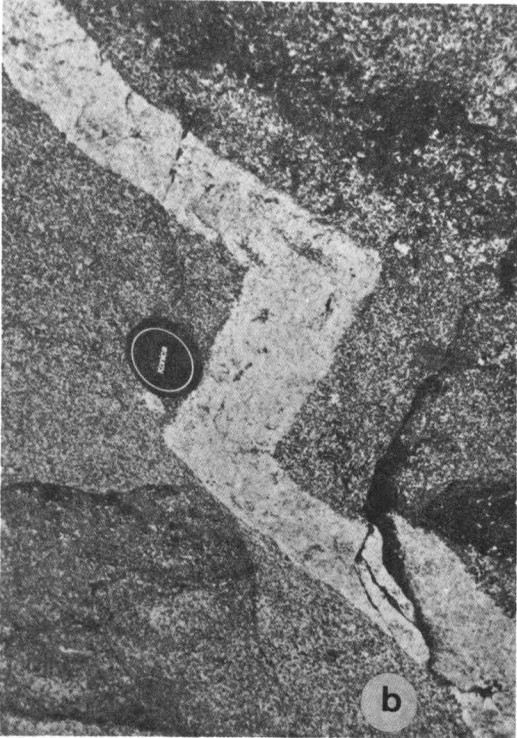
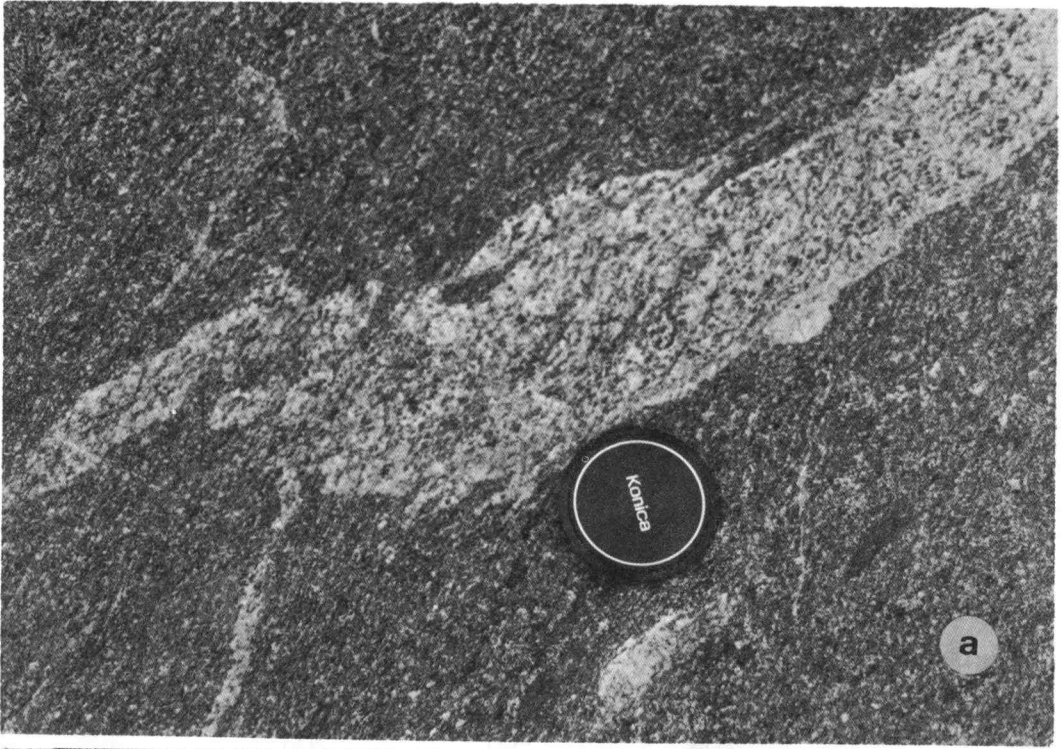


TABLA II.—Análisis químicos de diversas rocas graníticas de la «granodiorita de Vivero».

	1 Tonalita	2 Adamellita	4 Adamellita	5 Tonalita
SiO ₂	60,01	67,15	66,76	60,29
TiO ₂	0,85	0,57	0,44	0,70
Al ₂ O ₃	15,69	17,17	16,14	16,13
Fe ₂ O ₃	1,66	0,98	1,18	1,85
FeO	5,07	2,49	2,67	4,24
MgO	3,60	1,05	1,17	3,64
MnO	0,12	0,05	0,08	0,13
CaO	5,93	2,75	3,34	5,56
Na ₂ O	2,96	3,96	3,50	3,18
K ₂ O	2,78	3,66	4,01	3,51
P ₂ O ₅	0,26	0,11	0,15	0,17
P. F.	0,70	0,61	0,36	1,00
TOTAL	99,63	100,58	99,80	100,43

NORMA C.I.P.W.

Q	13,12	21,64	21,06	10,60
C	0,00	1,96	0,33	0,00
Or	16,43	21,63	23,70	20,74
Alb.	25,04	33,51	29,61	26,91
An	21,31	12,92	15,59	19,37
Dy	5,25	0,00	0,00	5,78
Hy	13,15	5,53	6,26	11,60
Mt	2,41	1,42	1,71	2,68
Il	1,61	1,08	0,84	1,33
Ap	0,60	0,25	0,35	0,39
% An (1)	45,98	27,84	34,49	41,89

(1) Porcentaje ponderal en plagioclasa.

	7 Granodiorita	8 Tornalita	17 Dique leucogranítico	18 Adamellita
SiO ₂	61,47	62,71	73,79	69,08
TiO ₂	0,85	0,75	0,10	0,49
Al ₂ O ₃	16,36	17,17	14,30	16,61
Fe ₂ O ₃	2,16	1,40	0,25	0,42
FeO	4,37	6,49	0,40	1,83
MgO	2,24	1,90	0,17	0,92
MnO	0,11	0,10	0,05	0,04
CaO	4,76	4,29	1,21	1,91
Na ₂ O	3,50	3,47	2,60	2,98
K ₂ O	2,84	2,95	6,65	5,29
P ₂ O ₅	0,21	0,21	0,13	0,15
P. F.	1,14	0,89	0,18	0,15
TOTAL	99,62	100,21	99,83	99,87

NORMA C. I. P. W.

Q	15,73	17,16	30,53	25,43
C	0,00	0,97	0,94	2,87
Or	16,78	17,43	39,30	31,26
Alb.	29,61	29,36	22,00	25,21
An	20,54	19,91	5,15	8,50
Dy	1,40	0,00	0,00	0,00
Hy	9,14	10,15	0,88	4,57
Mt	3,13	2,03	0,36	0,61
Il	1,61	1,42	0,19	0,93
Ap	0,49	0,49	0,30	0,35
% An	40,96	40,41	18,98	25,20

Si consideramos el diagrama de De la Roche y Leterrier (1973) consistente en una proyección del tetraedro de Yoder y Tilley paralela al plano crítico, de forma que el clinopiroxeno, olivino y plagioclasa se alinien sobre una recta que separa el campo saturado y sobresaturado del subsaturado (Fig. 16 a y b); las diversas rocas de la granodiorita de Vivero definen una serie calcoalcalina con un «trend» de diferenciación diferente al propuesto como típico por

estos dos autores; a este «trend», parecen adaptarse otros granitos calcoalcalinos hercínicos, tanto precoces como tardíos, estudiados por Capdevila (1969) en Galicia oriental (Fig. 16 b), si bien en general, en estos son más frecuentes los términos más evolucionados. Esta línea de evolución situada más a la izquierda de las series calcoalcalinas típicas podría explicarse por el contenido elevado en K_2O que muestran estas rocas, lo que haría disminuir el parámetro en abscisas, y también por fenómenos de albitización tardimigmáticos que desplazarían la serie hacia la izquierda del diagrama de acuerdo con la posición del punto representativo de la albita.

Comparando esta serie de Vivero y otros granitos calcoalcalinos hercínicos peninsulares con los datos medios de series calcoalcalinas hercínicas típicas como la de Panticosa (Pirineos occidentales) (Debon 1972), observamos que el contenido en K_2O para un mismo porcentaje de SiO_2 es aproximadamente igual o ligeramente superior en los primeros, mientras que el Na_2O es siempre superior. Esto podría significar que aunque los dos factores influyen en la evolución que presenta la serie, quizá los fenómenos de albitización tardimigmática ejerzan una influencia más importante. La presencia frecuente de texturas mirmekíticas tanto en la granodiorita de Vivero como en otros granitos hercínicos de la misma serie (Capdevila y Floor 1970, Corretge y Martínez 1975) parece estar de acuerdo con esta idea.

PETROGÉNESIS

De los datos químicos que disponemos, parece deducirse una relación genética más o menos directa entre las diversas rocas desde los

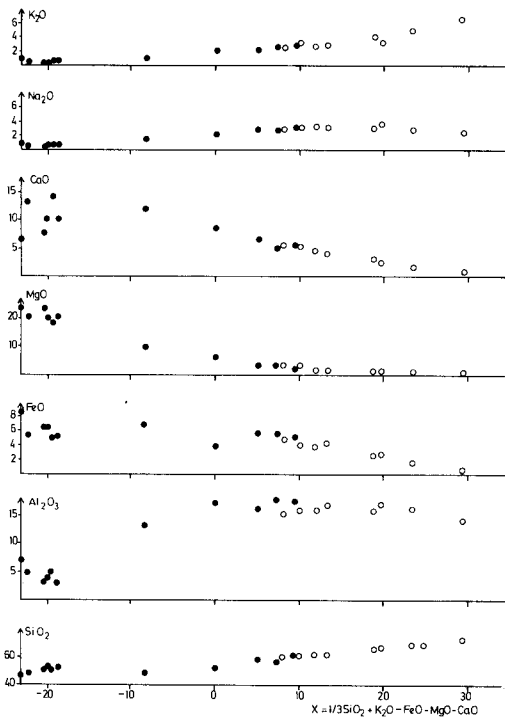


Fig. 15.—Diagrama de variación de Larsen para las diferentes rocas de la «granodiorita de Vivero». (●): Ultramáficas y otros enclaves. (○): Rocas graníticas.

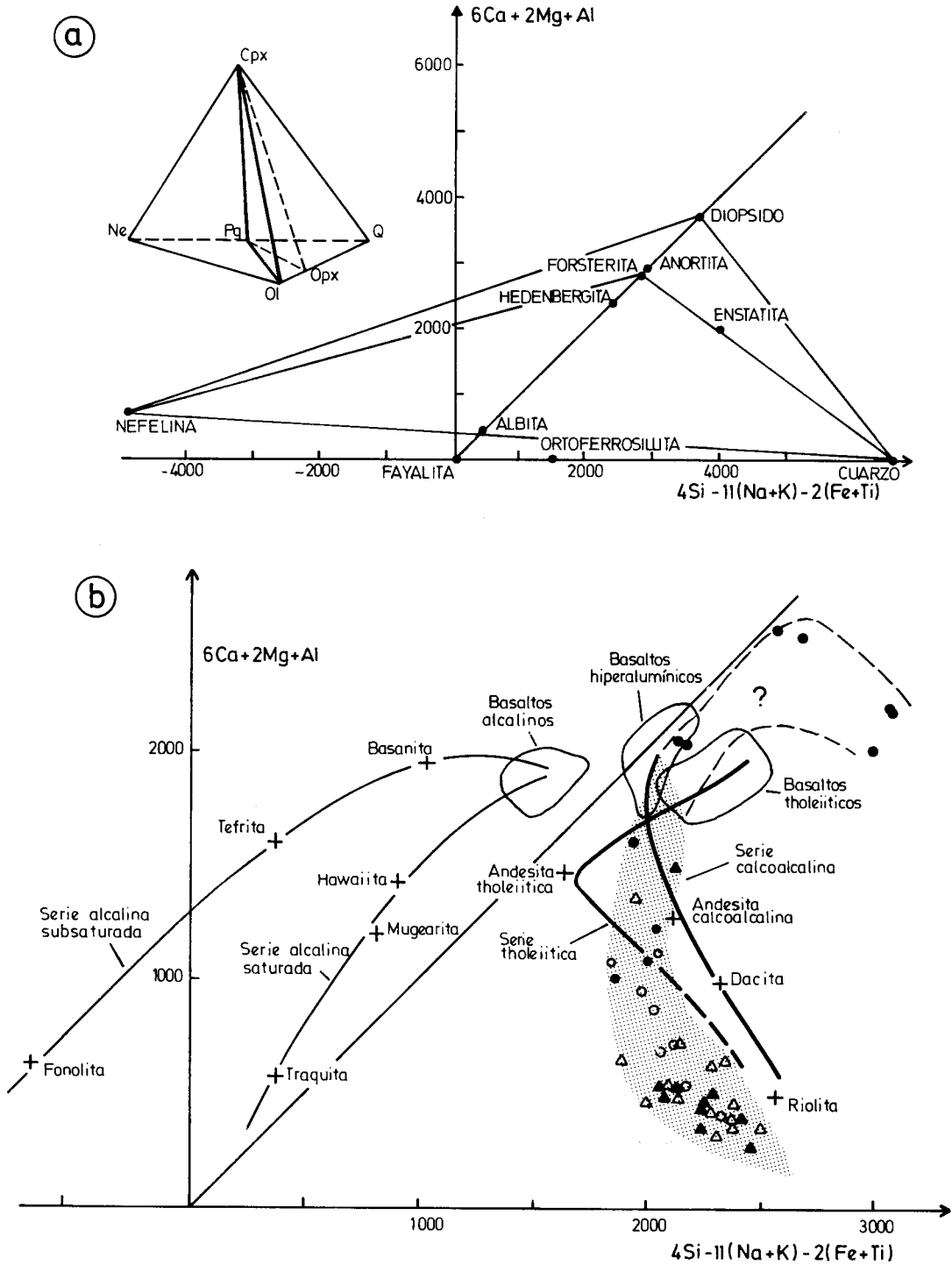


Fig. 16.—Diagrama de De la Roche y Leterrier (1973) mostrando la proyección de las principales fases minerales (a) y diferentes tendencias evolutivas con los datos de la granodiorita de Vivero y otros granitos hercínicos calcoalcalinos tanto precoces (▲) como tardíos (△) de Galicia Oriental tomados de Capdevila (1969) (b).

términos ultramáficos a los graníticos más evolucionados de la granodiorita de Vivero. Podrían representar diversos episodios originados durante la cristalización fraccionada de un mismo magma o bien, dos magmas diferentes entre los cuales se produce una hibridación. Los datos disponibles y diagramas utilizados no proporcionan sin embargo, una solución a este problema.

En condiciones de PH_2O suficientemente elevada, la fraccionación de los anfíboles juega un papel determinante en la evolución de magmas basálticos hacia una tendencia calcoalcalina según diversos autores (Holloway y Burham 1972, Ringwood 1974, Cawthorn y O'Hara 1976). Este hecho podría estar representado en las rocas ultramáficas de Vivero ricas fundamentalmente en anfíboles. En la Fig. 16 b, estas rocas aparecen incluidas con duda en la línea general de evolución de la serie porque su posición no representaría la composición del magma original sino acumulados formados a partir del mismo.

Capdevila (1969) y Capdevila et al. (1973) han propuesto para la formación de granitos hercínicos peninsulares una fusión seca de la parte baja de la corteza y mezcla con material infracortical. En ausencia de datos más precisos, esta teoría general puede ser aceptada para el caso de la granodiorita de Vivero. El material infracortical podría estar representado por un magma de naturaleza basáltica a partir del cual bajo condiciones de PH_2O elevada se fraccionarían anfíboles mayoritariamente, proceso que condicionaría su evolución calcoalcalina. En su ascenso este material se mezclaría con otro de naturaleza más ácida producido a expensas del metamorfismo regional.

La mayor proximidad de los términos infracorticales en esta granodiorita, podría explicar la preponderancia de términos intermedios de tipo tonalítico respecto a los más evolucionados, al contrario de lo que ocurre en otros granitos similares de Galicia Oriental. Algunas texturas que presentan estas rocas intermedias, como la presencia de anfíboles con núcleos más claros e incluyendo relictos de piroxenos (ver Fig. 3), son mencionadas por Didier (1973) como características texturales de hibridación en rocas de tipo diorítico y cuarzodiorítico.

Por último, el orden de cristalización para las rocas graníticas, salvando las diferencias en porcentajes entre los diversos tipos, viene esquematizado en la Fig. 17. El piroxeno empeza

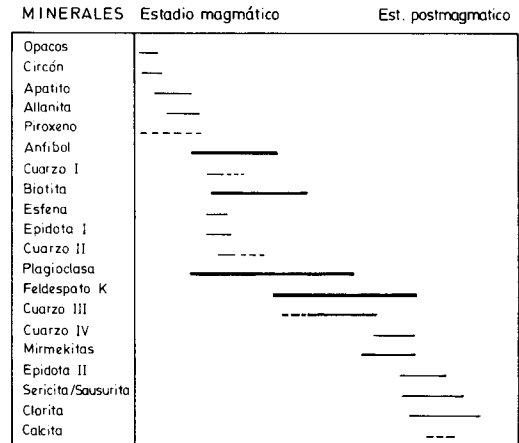


Fig. 17.—Secuencia paragenética para las rocas graníticas.

ría a cristalizar muy temprano pero se desestabilizaría rápidamente al aumentar la PH_2O . Oscilaciones de esta PH_2O originarían la simultaneidad en la etapa de cristalización de anfíboles y biotitas. En la etapa tardimagmática, tendrían lugar fenómenos de albitización responsables de las frecuentes texturas mirmekíticas. Por último, es de destacar en las zonas más deformadas una etapa blástica de formación de feldespato K que sustituye incluso la plagioclasa de las mirmekitas.

CONCLUSIONES

— La granodiorita de Vivero es intrusiva en rocas metamorfizadas en condiciones de grado alto o próximas a él.

— La etapa de intrusión es claramente posterior a la Fase 1 de deformación hercínica y de pre a sin Fase 2, estando además deformada en las proximidades de la falla de Vivero por la zona de cizalla asociada a la misma, originándose una fuerte recrystalización de estos materiales graníticos que adquieren carácter ortoneísico.

— El macizo de pequeñas dimensiones tiene una forma general alargada y está formado por tres tipos principales de rocas graníticas: tonalitas, granodioritas s. sr. y adamellitas que en ciertas áreas parecen disponerse de forma zonada con las rocas más evolucionadas hacia el centro.

—Existen además un escaso cortejo de diques leucograníticos y aplo-pegmatíticos y rocas más

básicas y máficas en enclaves de diversa naturaleza y dimensiones asociados como precursores básicos.

— En conjunto todos estos materiales definen una serie calcoalcalina con un «trend» de diferenciación diferente al establecido como típico por De la Roche y Leterrier (1973). A este «trend» parecen adaptarse otros granitos hercí-

nicos similares de Galicia oriental, si bien, en estos últimos predominan los términos más evolucionados. La explicación a este «trend» algo anómalo, podría encontrarse en el elevado porcentaje en K_2O que presentan estos materiales y a procesos de albitización tardimagmáticos que adquieren cierta importancia en los mismos.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a los Dres. O. Suárez Méndez y L. G. Corretgé del Departamento de Petrología de la Universidad de Oviedo por la revisión y comentarios sobre el presente texto y al

Dr. F. Bea del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca por la realización de los análisis químicos.

BIBLIOGRAFIA

- Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J., López García, M. J. (1974).—Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja n.º 8 (07-03) Vivero. *I.G.M.E.* Madrid.
- Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J., López García, M. J., y Monteserín López, V. (1975).—Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja n.º 2 (07-02) Cillero. *I.G.M.E.* Madrid.
- Bea, F. (1976).—Anomalías geoquímicas de las granodioritas calcoalcalinas hercínicas del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. *Studia Geol.*, 11, 25-73.
- Capdevila, R. (1969).—*Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW. de l'Espagne)*. Tesis Univ. Montpellier, 430 pp.
- y Floor, P. (1970).—Les différents types de granites hercyniens et leur distributions dans le nord ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, 81, 2-3, 215-225.
- , Corretgé L. G. y Floor P. (1973).—Les granitoides varisques de la Meseta Ibérica. *Bull. Soc. Géol. de France*, (7) 15, 209-228.
- Cawthorn R. G. y O'hara M. J. (1976).—*Amphibles fractionation in calc-alcaline magma genesis*. *Am. J. Science*, 276, 309-329.
- Corretgé L. G. y Martínez F. J. (1975).—Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles. *Studia Geol.* 9., 115-141.
- De la Roche, H. y Leterrier, J. (1973).—Transposition du tétraedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagrama chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, 3115-3118.
- Debón, F. (1972).—Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa. (Pyrénées Occidentales). Notice explicative pour la Carte Geologique à 1/50.000. *C. N. de la Recherche Sc.*, 37 pp.
- Deer, Howie, y Zussman (1963).—*Rock Forming Minerals*, (1.ª ed.) 2, Longman, 347 pp.
- Didier, J. (1973).—*Granites and their enclaves* (1.ª ed.). Elsevier, Amsterdam. 393 pp.
- Galán, G. (1980).—*Estudio petrológico y geoquímico de la granodiorita precoz de Vivero y rocas ultramáficas asociadas*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Univ. de Oviedo, 112, pp.
- (1981).—Aportaciones previas sobre la presencia y petrografía de rocas ultramáficas asociadas a granitoides calcoalcalinos precoces en la zona de Vivero (Lugo). *Cuad. Lab. Geol. de Lage*, 2, 1, 35-44. La Coruña.
- (1981).—Sobre la naturaleza de los enclaves de la granodiorita precoz de Vivero (Lugo, NW. de España). *Breviora Geol. Astúrica* (en prensa).
- (in litt.).—Aspectos petrológicos y geoquímicos de las rocas ultramáficas asociadas a la granodiorita precoz de Vivero (Lugo).—*VII Reunión de Geología de NW. Peninsular, Madrid, 1981. Cuad. Geol. Ibérica*.
- Higgins, M. W. (1971).—Cataclastic Rocks. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 687, 97 pp.
- Holloway, J. R. y Burnham, C. W. (1972).—Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *Jour. Petrol.* 13, 1-29.
- I. U. G. S. (1973).—Plutonick Rocks: classification and nomenclature recommended by I. U. G. S. Subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 26-30.
- Julivert, M., Fontbote, J. M., Ribeiro, A. y Conde L. (1972).—*Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1: 1.000.000. Ins. Geol. Min. España*. Madrid.
- Jung, J. y Brousse, R. (1959).—*Classification modale des roches eruptives* (1.ª ed.). Masson. París. 122 pp.
- Martínez Catalán, J. R., González Lodeiro, F., Iglesias, M. y Díez Balda, M. A. (1977).—La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del «Olo de Sapo». *Studia Geol.*, 12, 109-122.
- Martínez Catalán, J. R. (1981).—*Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa)*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 290 pp.
- Mehnert, K. R. (1968).—*Migmatites* (1 ed.). Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Nissen, H. V. (1960).—*Deformation y Kristallisation in nord-west spanischen Kustengevirge bei Vivero*. Diss. Univ. Münster, 303 pp.
- Peacock, M. A. (1931).—Classification of igneous rocks series. *Jour. Geol.* 39, 54-67.
- Phillips, E. R. y Carr, G. R. (1973).—Myrmekite associated with alkali feldspar megacrysts in felsic rocks from New South Wales. *Lithos* 6, 245-260.
- Phillips, E. R. (1974).—Myrmekite one hundred years later. *Lithos*, 7, 3, 181-194.

- Ringwood, A. E. (1974).—The petrological evolution of island arc systems. *Geol. Soc. London Jour.* 130, 183-204.
- Roubolt, M. (1963).—*Détermination des Minéraux des Roches au microscope polarisant* (1.^a ed.). Lamarre-Poinat, Paris, 365 pp.
- Schemerhorn, L. J. G. (1956).—Igneous metamorphic and ore geology of the Costra Daire. St. Pedro de Sul Satan region (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal.*, 37, 617 pp.
- Spry, A. (1969).—*Metamorphic textures* (1.^a ed.). Pergamón Press, Oxford, 350 pp.
- Tobi, A. y Kroll, H. (1975).—Optical determination of the anorthite content of plagioclases twinned by Carlsbad-law: a revised chart. *Am. J. Science*, 75, 731-736.
- Watters, W. A. (1978).—Diorite and associated intrusive and metamorphic rocks between Port Willian and Paterson Inlet, Stewart Island, and on Ruapuke Island. *N. Z. Jour. Geol. Geophys.*, 21, 4, 423-442.
- Wilhen, S. (1977).—*Etude mineralogique de feldspaths en relation avec leur context geologique (heritage magmatique et role des phenomenes thermiques dans le formation de microtextures)*. These Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 172 pp.

