

Origen y significado de los gabros anortosíticos bandeados de Castillo de las Guardas, batolito de la Sierra Norte de Sevilla

J. D. DE LA ROSA y A. CASTRO

Departamento de Geología. Universidad de Huelva. 21819 La Rábida. Huelva.

Resumen: El batolito de la Sierra Norte de Sevilla se caracteriza por contener un gran volumen de rocas básicas e intermedias en comparación con otros batolitos de las zonas internas del Macizo Ibérico. En el interior de los cuerpos básicos afloran rocas acumuladas con olivino y/o plagioclasa como minerales cumulus las cuales indican la existencia de procesos de cristalización fraccionada en la génesis de las rocas básicas. Las rocas acumuladas con plagioclasa cumulus se encuentran generalmente bandeadas con laminación paralela, cruzada y frecuentes contactos discordantes entre las láminas. Se ha estudiado en detalle una sección de 6,5 cm de espesor de los gabros anortosíticos bandeados representativa del bandeo de los gabros que afloran en Castillo de las Guardas. La sección estudiada consiste en una alternancia de (1) láminas de composición anortosítica con textura adcumulada, (2) láminas leucogabronoríticas piroxénicas con textura mesoadcumulada a ortoacumulada, (3) láminas gabronoríticas anfibólica-piroxénica con textura ortoacumulada, y ocasionalmente (4) láminas con olivino y clinopiroxeno muy alterados. Salvo en éste último tipo de láminas, el resto posee plagioclasa como mineral cumulus, y piroxeno y/o anfíbol minerales intercumulus. Las relaciones de campo, las variaciones petrográficas y los contenidos de An en plagioclasa, y Al^{IV}, Mg/(Mg+Fe²⁺), Ti en piroxenos y anfíboles de la sección estudiada son consistentes con un modelo de cristalización en condiciones dinámicas y estáticas alternantes de un magma basáltico.

Palabras clave: gabros, rocas acumuladas, piroxenos, anfíboles, plagioclasas, Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa, Macizo Ibérico.

Abstract: The Seville Range batholith is characterized by the high proportion of basic and intermediate rocks to granites compared with other batholiths of inner areas of Iberian Massif. Cumulate rocks with olivine and/or plagioclase cumulus appear within basic rock massifs, suggesting as fractional crystallization was effective during magma crystallization. Cumulate rocks with plagioclase are layered, with parallel and cross-bedding, and unconformity contacts. A section of 6,5 cm wide of anorthositic gabbros of representative of layered gabbros outcropping at Castillo de las Guardas massif has been studied. The studied section consists of an alternance of 1) anorthositic layers with adcumulate texture, 2) pyroxene leucogabbro layers with mesoadcumulate and orthoacumulate textures, 3) amphibole-pyroxene gabbro layers with orthocumulate texture, and occasionally 4) olivine and clinopyroxene layers very altered. Plagioclase cumulus is common in all the layer excepting the last one. Field relationships, petrographic variations, An content of plagioclase and Al^{IV}, Mg/(Mg+Fe²⁺), Ti in pyroxenes and amphiboles of studied section are consistent with a crystallization model of static and dynamic alternate stages of a basaltic magma.

Key words: gabbros, cumulate rocks, pyroxenes, amphiboles, plagioclases, Seville Range batholith, Southportuguese Zone, Iberian Massif

De la Rosa, J.D. y Castro, A. (1994) Origen y significado de los gabros anortosíticos bandeados de Castillo de las Guardas, batolito de la Sierra Norte de Sevilla. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4): 239-249.

Las rocas acumuladas y en particular los gabros bandeados han sido objeto de muchos estudios experimentales y descriptivos, a partir de los cuales se han propuesto distintos tipos de procesos para explicar la génesis de estas rocas. Tales procesos incluyen la caída gravitatoria de cristales (Wager y Deer, 1939), flotación (Wiebe, 1986), corrientes de densidad (Irvine, 1987), cristalización in situ (Campbell, 1978; McBirney y Noyes, 1979), nucleación rítmica (Maaløe, 1978, 1987; Thy *et al.*, 1988) en la etapa de cristalización cumulus y procesos

de difusión (Wager *et al.*, 1960), compactación (Irvine, 1980; Sparks *et al.*, 1985), convección composicional en el líquido intercúmulus (Tait *et al.*, 1984; Tait, 1985) en la etapa de cristalización postcumulus.

La nomenclatura propuesta por Wager *et al.* (1960) para definir los tipos de rocas acumuladas ha tenido vigencia hasta nuestros días. Las connotaciones genéticas que posee dicha nomenclatura, unido a la existencia de una gran variedad de procesos originadores de rocas acumuladas (Irvine, 1987), hacen preferible que dicha

clasificación sea utilizada exclusivamente con carácter descriptivo (Irvine, 1982; Sparks *et al.*, 1985).

Los estudios a pequeña escala en gabros bandeados, aunque menos numerosos (Maaløe, 1978, 1987; McBirney y Noyes, 1979; Thy *et al.*, 1988; Conrad y Naslund, 1989) son de especial importancia ya que a partir de ellos se pueden conocer las condiciones de cristalización y génesis de este tipo de rocas (Conrad y Naslund, 1989) y extrapolarlos a modelos de generación de rocas acumuladas a gran escala.

En este trabajo se hace un estudio detallado de una sección de un gabro anortosítico bandedo del batolito de la Sierra Norte de Sevilla, a partir del cual se propone un modelo de generación basado en la cristalización en condiciones dinámicas de un magma basáltico.

Aspectos mesoscópicos de los gabros anortosíticos bandeados

El batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS) (Fig. 1) contiene una gran proporción de rocas básicas (gabros y dioritas) e intermedias (tonalitas a granodioritas) en comparación con otros batolitos de las zonas más internas del Macizo Ibérico. En el interior de los cuerpos básicos existen importantes afloramientos de rocas acumuladas con olivino (de la Rosa y Castro, 1990) y/o plagioclasa como minerales cumulus, que sugieren procesos de cristalización fraccionada en la génesis de las rocas básicas a partir de un magma de composición basáltica.

La Figura 1 muestra un esquema de un afloramiento de gabros anortosíticos situado en Castillo de las Guar-

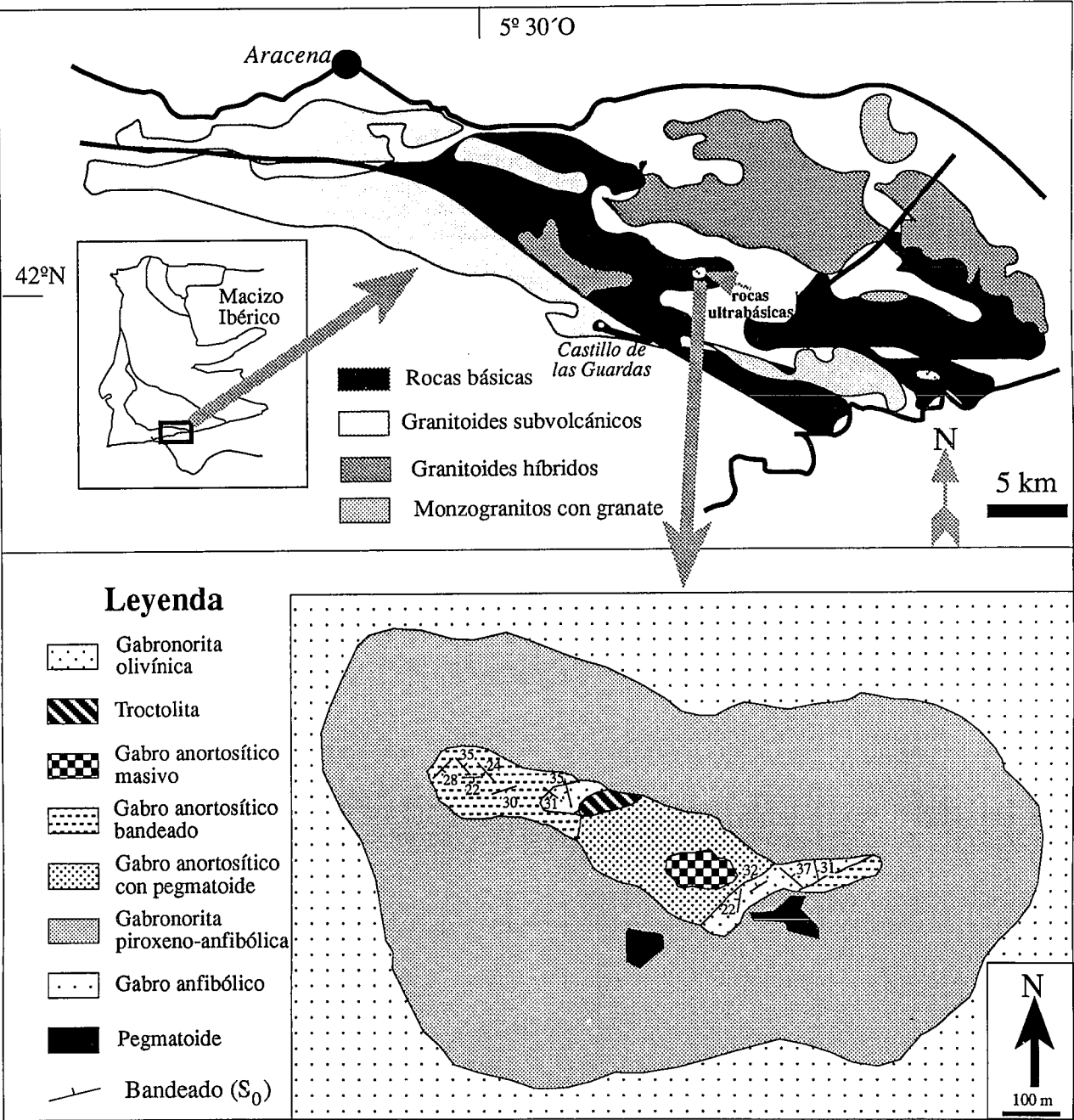


Figura 1.- Esquema geológico del afloramiento de rocas ultrabásicas existente en el Embalse de la Minilla, Castillo de las Guardas.

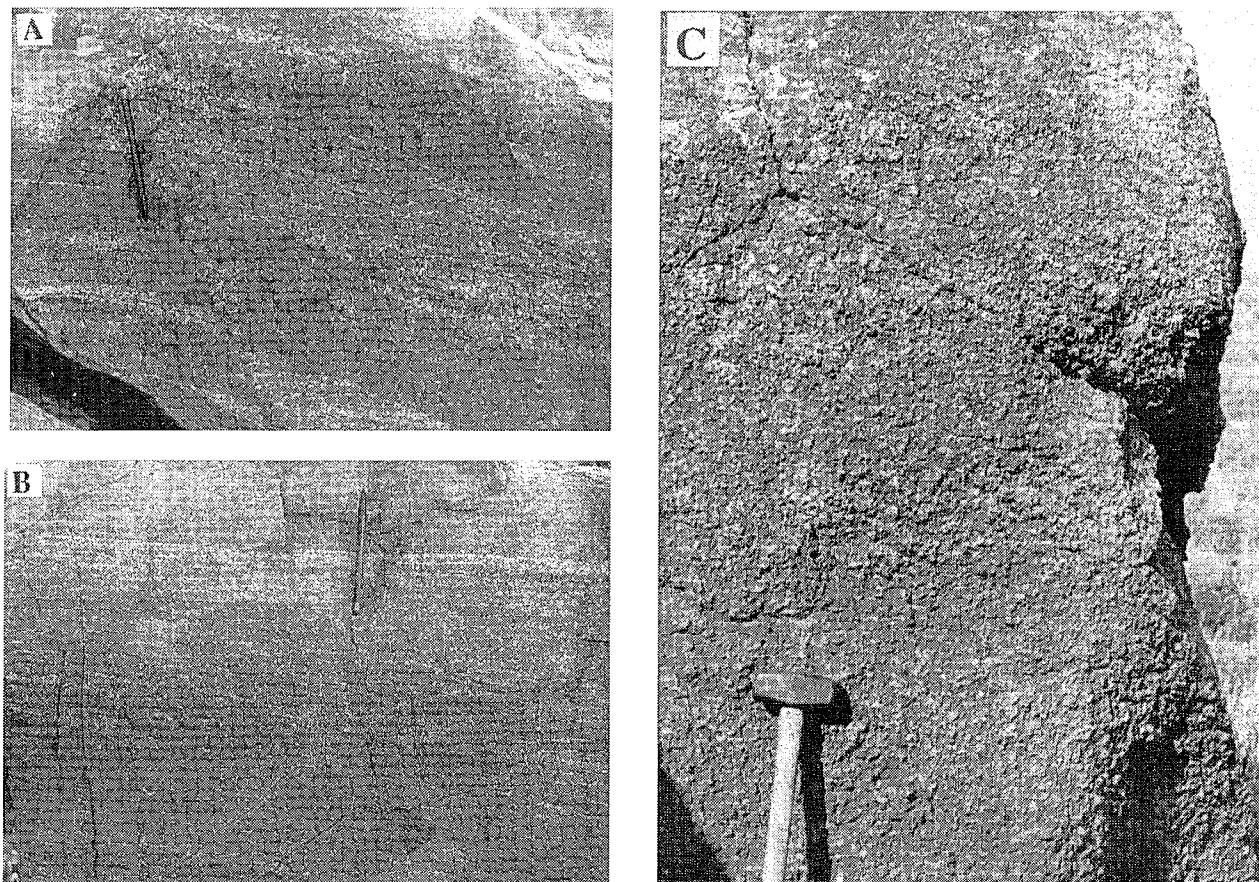


Figura 2.- Relaciones de campo de las rocas ultrabásicas de Castillo de las Guardas: a) y b) gabro anortosítico bandado. Observar la presencia de laminaciones paralelas, cruzadas y frecuentes contactos discordantes entre las láminas. En a) además existe un dique de facies pegmatíticas que corta el bandado original. c) Gabronorita olivínica con bandado muy penetrativo. Hay que resaltar también el tamaño de grano grueso que posee este tipo de rocas.

das. Se ha distinguido varios tipos de facies de gabros anortosíticos (bandeados, masivos, masivos con pegmatoides) y gabros olivínicos (troctolitas y gabronoritas olivínicas). La presencia de facies troctolíticas con 51% de plagioclasa y 46 % de olivino y la existencia generalmente de contactos graduales entre los diferentes tipos de rocas acumuladas indican una variación continua desde gabros anortosíticos hasta gabros olivínicos.

Los gabros anortosíticos pueden encontrarse bandeados (So), con laminación paralela y cruzada, siendo frecuente la presencia de contactos discordantes entre las láminas (Fig. 2a, 2b). Los gabros anortosíticos bandeados poseen contactos graduales con gabros anortosíticos masivos y con pegmatoides (Fig. 1).

Las gabronoritas olivínicas también pueden estar laminadas (Fig. 2c), aunque la característica más sobresaliente de estas rocas es el tamaño de grano grueso.

Es frecuente la existencia de facies pegmatoides en venas y bolsadas en el interior de los gabros anortosíticos bandeados y masivos. La composición mineralógica de las facies pegmatoides es muy parecida al de la gabronorita encajante, sin embargo el tamaño de grano es mucho mayor.

Otros afloramientos de gabros anortosíticos del BSNS se localizan en el sector oriental (Cerro del Moro y Algarrobito, ver Simancas, 1983), en el interior de la prolongación de la banda de rocas básicas donde se encuen-

tran las rocas acumuladas de Castillo de las Guardas. En general, este macizo es muy parecido al descrito en este trabajo, aunque la proporción de gabros olivínicos es mucho menor.

Petrografía

Se ha estudiado una sección de 6,5 cm de espesor de gabro anortosítico bandado, la cual se ha considerado representativa del bandado que posee. Se han diferenciado 14 láminas (A hasta N) en función de las variaciones texturales, modales y mineralógicas existentes (Fig. 3 y 4).

En cada lamina se ha estudiado la textura y mineralogía. También se han calculado parámetros petrográficos tales como **M** (moda), **C** (cristalinidad: número de cristales por centímetro cúbico de una roca) y **n** (índice de cristal), los cuales permitirán cuantificar las variaciones petrográficas existentes entre las diferentes laminas.

Los parámetros **C** y **n** han sido racionalizados y utilizados por Maaløe (1978, 1987) en el estudio del bandado rítmico de Skaergaard a partir de las descripciones de Wager (1961). Maaløe (1978) define el índice de cristal como el número de cristales de un mineral dado en 1cm³ de roca, es decir, un mineral de tamaño de grano fino posee un alto **n** y un mineral de tamaño de grano grueso tendrá un **n** pequeño. Siendo **N** el número de cristales en una sección, **A** el área de la sección y **M** la moda del mi-

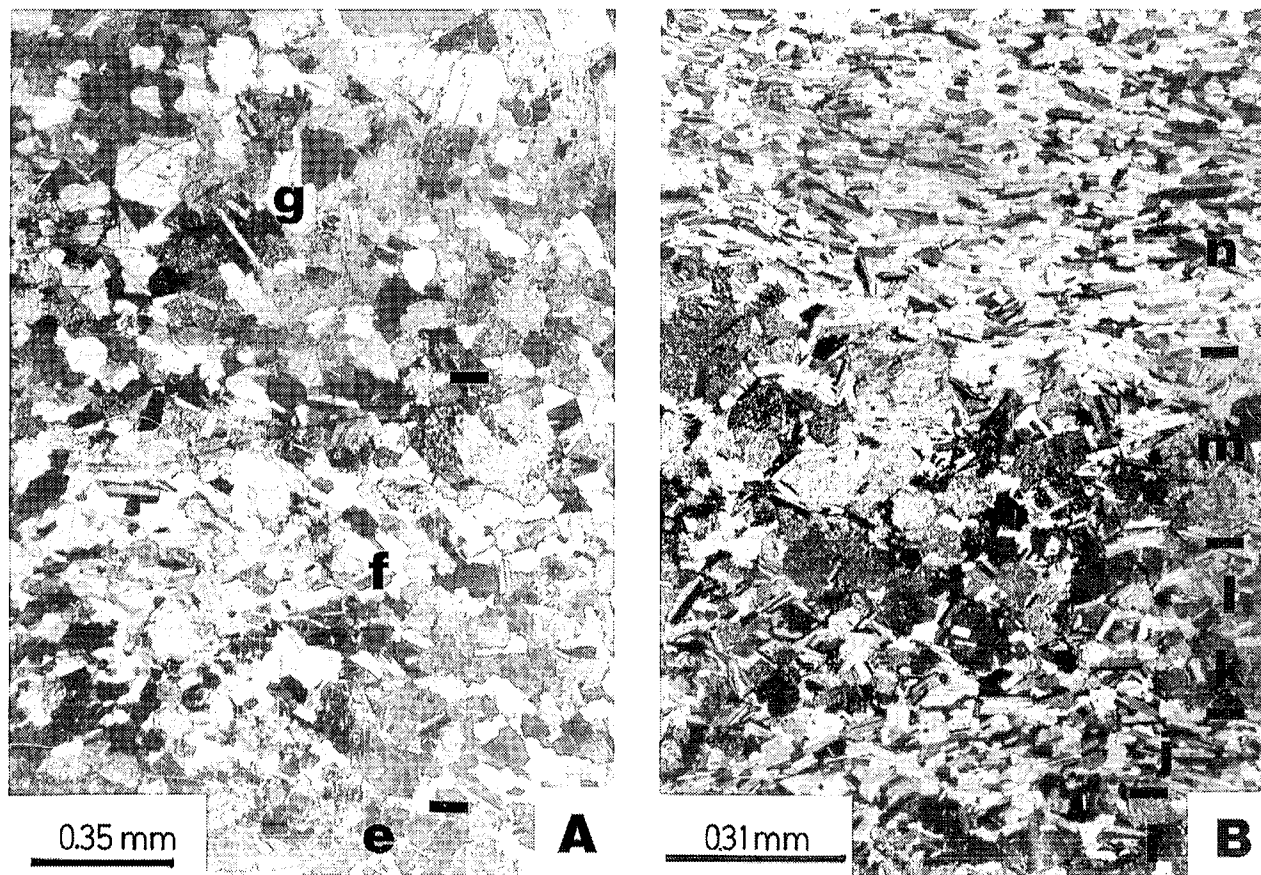


Figura 3.- Aspectos microscópicos de los gabros anortosíticos. El orden de las láminas es el mismo que la figura 4. A) e: lámina rica en ol y px alterados; f: lámina gabronorítica piroxénica; g: lámina gabronorita anfibólica-piroxénica. B) i: lámina gabronorita piroxénica; j: lámina anortosítica; k y l: lámina gabronorita piroxénica; m: lámina gabronorita anfibólico-piroxénica; n: lámina anortosítica.

neral en la sección (en porcentaje), el índice de cristal n sería:

$$n = [(N/A)^{3/2}] / (0,01 M) = C / 0,01 M$$

Sin embargo Conrad y Naslund (1989) invalidan el cálculo propuesto por Maaløe (1978) con un ejemplo en el que dos rocas con un mineral de igual tamaño poseen distintos n .

Recientemente Maaløe reconoce un error en la fórmula inicial y propone un nuevo cálculo de n (comunicación personal, 1991):

$$n = [N / (A M / 100)]^{3/2} = (C 100 / M)^{3/2}$$

el cual ha sido utilizado en este estudio.

Se han distinguido cuatro tipos de laminas en función de la composición mineralógica: 1) Anortosíticas, 2) Gabronoritas piroxénicas y piroxeno-anfibólicas, 3) Gabronoritas anfíbol-piroxénicas y 4) Gabronoritas olivínicas:

1) *Anortositas* (láminas A, H, J y N; Figs. 3 y 4): son láminas monominerálicas, constituidas esencialmente por plagioclasa (An 94-88) sin zonación y con textura adcumulada. El espesor de estas láminas está comprendido entre 0,1 y varios centímetros. Entre los intersticios

pueden existir cristales anhedral de clinopiroxeno y opacos (< 1%). Las plagioclasas se encuentran orientadas con el plano (010) paralelo a la laminación.

2) *Gabronoritas piroxénicas* (láminas B, C, D, F, I, K y L; Figs. 3): La textura es mesoacumulada a ortoacumulada; está formada por plagioclasa subhedral de composición y tamaño muy parecido a las plagioclasas de las láminas anortosíticas. El espesor de las láminas es de 0,1 hasta varios cm. El piroxeno es anhedral, intercúmulus y se encuentra transformado parcialmente a anfíbol, siendo el porcentaje de transformación mayor hacia el techo de las láminas. También se ha distinguido en estas láminas un débil incremento en la proporción de anfíbol en relación con piroxeno. Existen cantidades trazas de ortopiroxeno.

3) *Gabronoritas anfibólico-piroxénicas* (láminas G y M; Fig. 3): Se caracteriza por la textura ortoacumulada poiquilítica constituida por plagioclasas como minerales cúmulus de igual composición que las plagioclasas de las láminas anortosíticas y gabronoríticas piroxénicas. Sin embargo el tamaño de grano de las plagioclasas es mucho mayor. El espesor varía entre 0,4 mm y varios cm. Los minerales intercúmulus son anfíbol marrón poiquilítico y clinopiroxeno. Este último se encuentra como restos de cristales sin transformar. Las maclas de plagioclasa se disponen perpendiculares al bandeo.

4) *Gabronoritas olivínicas*: Se encuentran muy alteradas y pueden constituir láminas (lámina E; Fig. 3) o en-

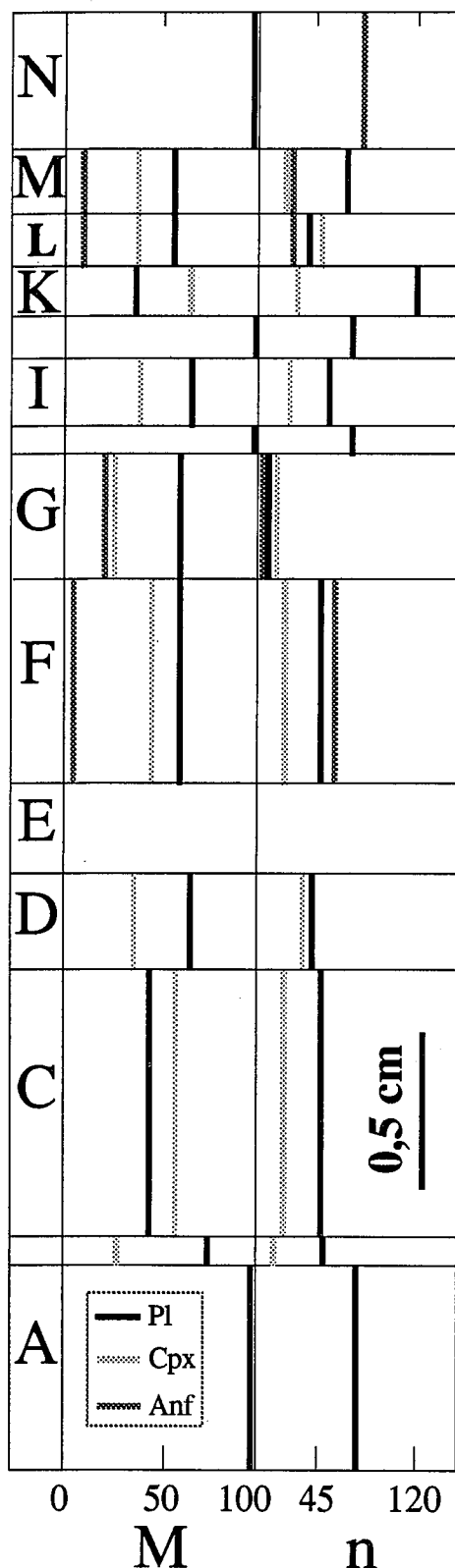


Figura 4.- Variaciones de la moda (M) e índice de cristal (n) de la sección de gabros anortosíticos. Ver explicaciones en el texto.

contrarse en forma de pequeños nódulos en el interior de las bandas anortosíticas (lámina N).

Variaciones petrográficas a través de las láminas.

En general se puede describir el bandeo de los ga-

bros anortosíticos como microrrítmico, alternando láminas anortosíticas + gabronoritas piroxénicas + gabronoritas px-anf ± gabronoritas olivínicas de espesores centimétricos. En este mismo orden se puede apreciar (Fig. 4):

i) Disminución en la abundancia modal de plagioclasa (100% en las anortositas, hasta 58% en las gabronoritas px-anf).

ii) Disminución del índice de cristal de plagioclasa (alto en las anortositas y muy bajo en las gabronoritas px-anf) y de piroxeno + anfíbol.

iii) Incremento en el grado de transformación de piroxeno a anfíbol desde el muro al techo de las láminas gabronoríticas. Incluso en la lámina G se observa una individualización de cristales poiquilíticos de anfíbol. Son numerosas las facies con este tipo de transformación, sobre todo cerca de afloramientos de rocas ultrabásicas.

Los contactos entre las láminas anortosíticas y el resto de las láminas son netos, mientras que los contactos entre las láminas piroxénicas y anfibólicas son graduales.

Química mineral

Plagioclasa, piroxeno y anfíbol de las láminas más representativas de la sección de gabo anortosítico bandeo han sido analizados con una microsonda JEOL JCA733 bajo unas condiciones de intensidad de corriente de 20 nA y voltaje de aceleración de 15 kv. Estos análisis han sido utilizados para calcular la fórmula estructural, y conocer la variación de los diferentes cationes a lo largo de las láminas estudiadas. Imágenes de backscattered (contraste Z) fueron utilizadas para identificar zonaciones en las fases minerales analizadas, sobre todo en anfíbol.

El olivino no ha sido analizado dada la intensa serpentinización que presenta en la sección estudiada.

Plagioclasa

Se han realizado un total de 24 análisis, muchos de los cuales corresponden a núcleo y borde de plagioclasas de 15 cristales. La composición de las plagioclasas en los cuatro tipos de bandas definidas son muy constante, existiendo altos contenidos en anortita (An₉₃-An₈₇; Fig. 5). Se ha observado la existencia de una zonación inversa en muchos cristales, con diferencias del 4% An, aunque dicho valor puede encontrarse dentro de los límites de error de la microsonda electrónica. La composición de las plagioclasas de las láminas anortosíticas es idéntica a las plagioclasas subhedrales de tamaño de grano medio de las capas que poseen los grandes cristales de anfíboles poiquilíticos, aunque éstas últimas están débilmente zonadas. No se han observado importantes diferencias composicionales entre las plagioclasas de las láminas anortosíticas y las plagioclasas de las láminas gabronoríticas.

Clinopiroxeno

Se efectuaron 22 análisis de piroxenos (Tabla I), sobre todo en contacto con anfíbol. Fe³⁺ ha sido recalculado a partir de Droop (1987). La composición de los piroxenos varía entre En 43-49 Fs 8-9 Di 49-42. Al, Mg/(Mg+Fe²⁺), Ca y Na del piroxeno no muestran grandes variaciones a lo largo de la sección estudiada (Fig.

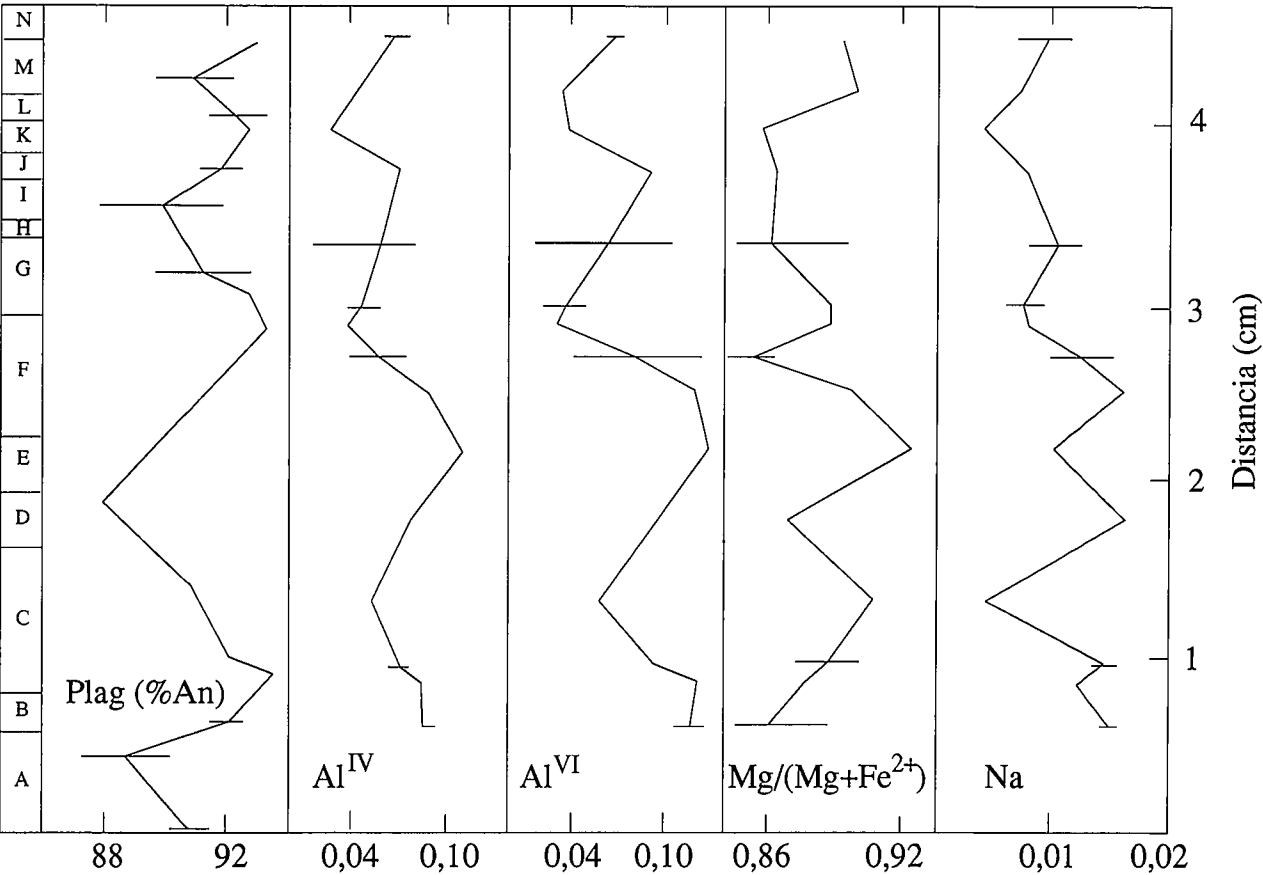


Figura 5.- Variaciones del % en An en plagioclasa y Al^{IV}, Al^{VI}, Mg/(Mg+Fe²⁺) y Na en piroxenos de la sección de gabro anortosítico estudiada.

5). Sin embargo sí se observan diferencias que pueden ser correlacionables con la presencia de anfíbol en la lámina F y G. En la lámina F existe una disminución de Al^{IV}, Al^{VI} de muro a techo los cuales coinciden con un incremento en la transformación de piroxeno a anfíbol. En la lámina G se produce una variación inversa a la existente en

la capa F, es decir aumenta Al^{IV}, Al^{VI} y Na, mientras que disminuye en Mg/(Mg+Fe²⁺) de muro a techo (Fig. 5).

Anfíbol

La Tabla II muestra una relación de análisis de anfí-

Tabla I.- Análisis de microsonda y fórmula estructural representativos de piroxenos de los gabros bandeados. Fe³⁺ ha sido calculado a partir de Droop (1987). GN PX: gabronorita piroxénica, GN PX-AN: gabronorita piroxeno-anfibólica, GN AN-PX: gabronorita anfibólico-piroxénica.

TIPO DE ROCA	GN PX	GN PX	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN	GN PX-AN
LAMINA	B	C	C	D	F	F	F	F	G	G	G	I	L	M
ANALISIS	206A-9	206A-25	206A-28	206B-1	206B-8	206B-15	206B-24	206B-26	206B-29	206B-40	206B-47	206C-3	206C-17	206C-21
SiO ₂	52.60	53.28	52.92	51.75	51.62	52.93	52.16	52.78	52.17	53.78	51.24	52.37	52.76	52.77
TiO ₂	0.31	0.23	0.48	0.55	0.34	0.16	0.22	0.09	0.26	0.06	0.71	0.36	0.13	0.28
Al ₂ O ₃	2.96	2.21	2.22	2.24	2.77	0.70	1.15	0.48	1.77	0.36	2.38	2.19	0.83	1.78
Cr ₂ O ₃	0.59	0.26	0.40	0.40	0.25	0.07	0.17	0.14	0.38	0.04	0.39	0.28	0.27	0.32
Fe ₂ O ₃ *	0.77	1.15	1.25	1.28	1.87	1.56	1.90	1.98	1.60	0.77	0.63	1.06	1.65	1.01
FeO	5.11	3.22	4.04	4.05	3.10	3.42	3.41	3.43	3.30	4.60	4.84	4.78	3.09	3.30
MnO	0.14	0.09	0.11	0.16	0.13	0.12	0.22	0.25	0.13	0.17	0.21	0.16	0.19	0.13
MgO	15.76	16.78	16.13	15.31	15.76	15.80	15.49	15.62	16.12	15.61	14.98	17.35	15.93	16.59
CaO	22.50	23.24	23.18	23.21	23.11	24.31	24.13	24.25	23.25	24.39	22.76	20.68	24.24	23.33
Na ₂ O	0.22	0.20	0.23	0.24	0.23	0.12	0.09	0.13	0.14	0.11	0.18	0.11	0.10	0.09
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00
TOTAL	100.97	100.67	100.98	99.21	99.20	99.21	98.95	99.16	99.11	99.93	98.42	99.35	99.21	99.63
F. Estructural (O=6)														
Si	1.916	1.934	1.925	1.921	1.909	1.962	1.942	1.962	1.932	1.983	1.920	1.928	1.955	1.938
Al IV	0.084	0.066	0.075	0.079	0.091	0.038	0.058	0.038	0.068	0.017	0.080	0.072	0.045	0.062
Suma T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al VI	0.127	0.094	0.095	0.098	0.121	0.031	0.050	0.021	0.077	0.016	0.105	0.095	0.036	0.077
Ti	0.009	0.006	0.013	0.015	0.009	0.005	0.006	0.002	0.007	0.002	0.020	0.010	0.004	0.008
Fe ³⁺	0.021	0.031	0.034	0.036	0.052	0.044	0.054	0.056	0.045	0.021	0.018	0.030	0.046	0.028
Cr	0.017	0.007	0.011	0.012	0.007	0.002	0.005	0.004	0.011	0.001	0.011	0.008	0.008	0.009
Fe ²⁺	0.156	0.098	0.123	0.126	0.096	0.106	0.107	0.107	0.103	0.142	0.152	0.148	0.096	0.102
Mn	0.004	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.007	0.008	0.004	0.005	0.007	0.005	0.006	0.004
Mg	0.856	0.908	0.875	0.847	0.869	0.873	0.860	0.865	0.889	0.858	0.836	0.952	0.880	0.908
Ca	0.878	0.904	0.903	0.923	0.916	0.966	0.963	0.966	0.922	0.964	0.914	0.816	0.962	0.918
Na	0.015	0.014	0.016	0.017	0.017	0.008	0.006	0.009	0.010	0.008	0.013	0.008	0.007	0.007
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000
TOTAL	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

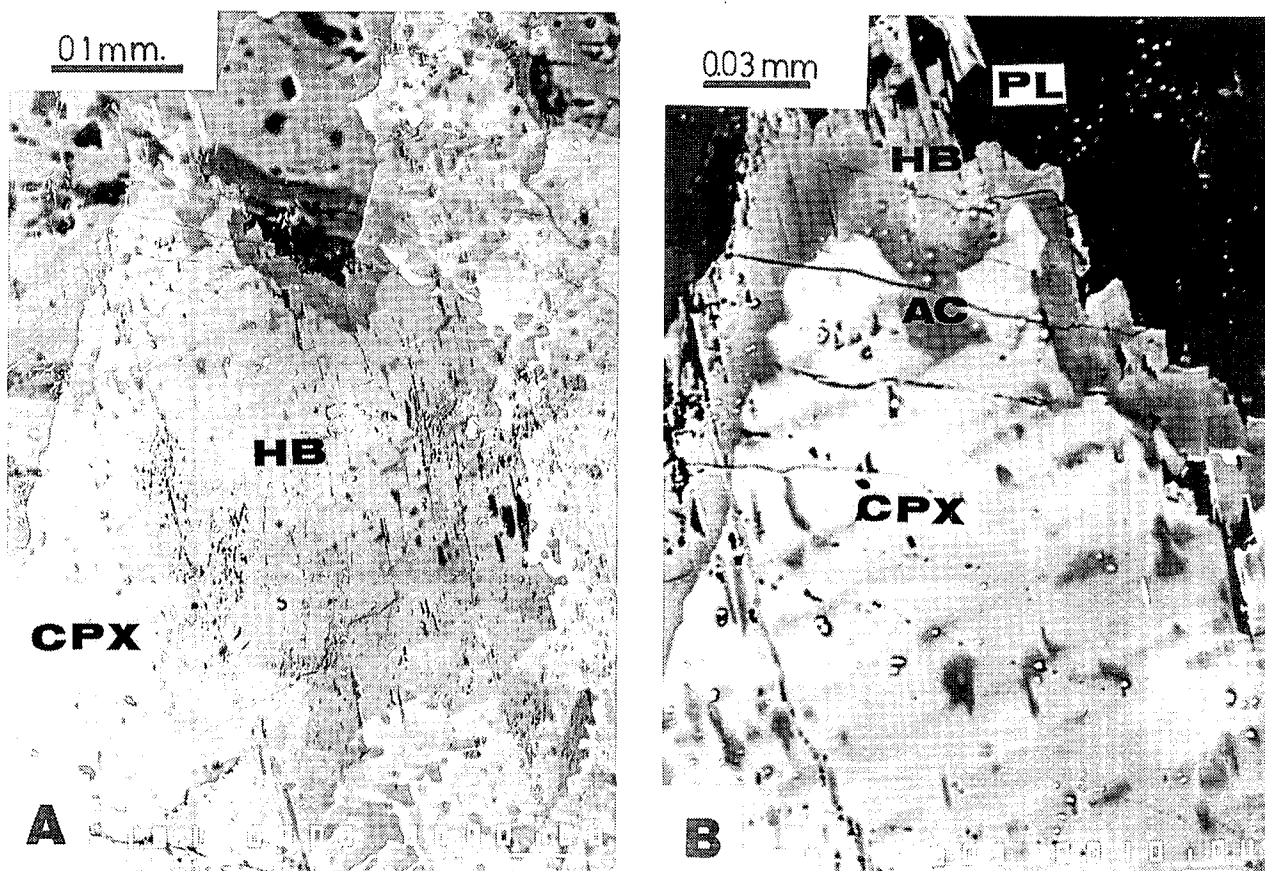


Figura 7.- a) Fotografía back scattered de clinopiroxeno transformado a Mg-hornblenda. b) Detalle del contacto entre clinopiroxeno y plagioclase a través de anfíbol. Resaltar la presencia de actinolita en contacto con clinopiroxeno.

Relaciones piroxeno-anfíbol

La sección de gabro bandado analizada se caracteriza por la presencia de clinopiroxeno transformado a Mg-hornblenda. La Figura 7a muestra una imagen back-scattered de clinopiroxeno transformado a Mg-hornblenda. En el contacto entre ambas fases se observa la presencia de una pequeña banda continua de actinolita (Fig. 7b).

Los análisis de pares clinopiroxeno en contacto con anfíbol de las diferentes láminas no muestran diferencias importantes de K_d ($K_d = (X_{Mg}^{anl}/X_{Fe}^{anl}) / (X_{Mg}^{cpx}/X_{Fe}^{cpx})$) a lo largo de la sección estudiada (Fig. 9), siendo $K_d < 1$.

Sin embargo se observa como las líneas que unen pares de clinopiroxeno en contacto con anfíbol no son paralelas. Este hecho puede ser interpretado debido a: (1) una cristalización de anfíbol a partir de la reacción líquido + clinopiroxeno = Mg-hornblenda y después actinolita en estado subsolidus o una cristalización de Mg-Hornblenda directamente a partir del líquido en las bandas con grandes cristales poiquilíticos de anfíbol englobando plagioclase subhedral (lámina G); y (2) debido a cambios en la composición de líquido desde el muro al techo de cada lámina, tal como lo sugiere la composición de anfíbol y clinopiroxeno de las láminas F y G.

Discusión

A partir del estudio de la sección de gabros bandados se puede resumir los siguientes puntos:

1) Los gabros bandados anortosíticos de Castillo de las Guardas poseen un bandado microrrítico consistente en una alternancia de bandas monominerálicas de plagioclase, gabronoritas piroxénicas, gabronoritas anfíbólicas y ocasionalmente de gabronoritas olivínicas, y poseen estructuras que evidencian la presencia de flujo tanto a escala macroscópica (laminación paralela, cruzada y contactos discordantes) como a escala microscópica (orientación de los ejes de plagioclase paralelos a la laminación).

2) La plagioclase es el mineral cúmulus característico de todas las láminas, y es el que presenta la mayor variedad textural de todos los minerales analizados, siendo subhedral con grandes porcentajes modales y altos índice de cristal en las bandas anortosíticas, y con menor abundancia modal y bajos índices de cristal en las láminas de gabronorita hornbléndica. Los contenidos en An de la plagioclase se mantiene constante a lo largo de la sección (An93-An87).

3) Los minerales intercúmulus son clinopiroxeno y anfíboles. Ambos poseen características texturales y composicionales parecidas, aunque pueden existir ligeras variaciones composicionales en las partes superiores e inferiores de ciertas láminas de gabronorita piroxénica y gabronorita anfibólica (láminas F y G).

Todos los datos aportados anteriormente deben de estar incluidos en cualquier modelo que explique el bandado de los gabros anortosíticos. Las rocas acumuladas y bandeadas se originan a partir de diferentes procesos que

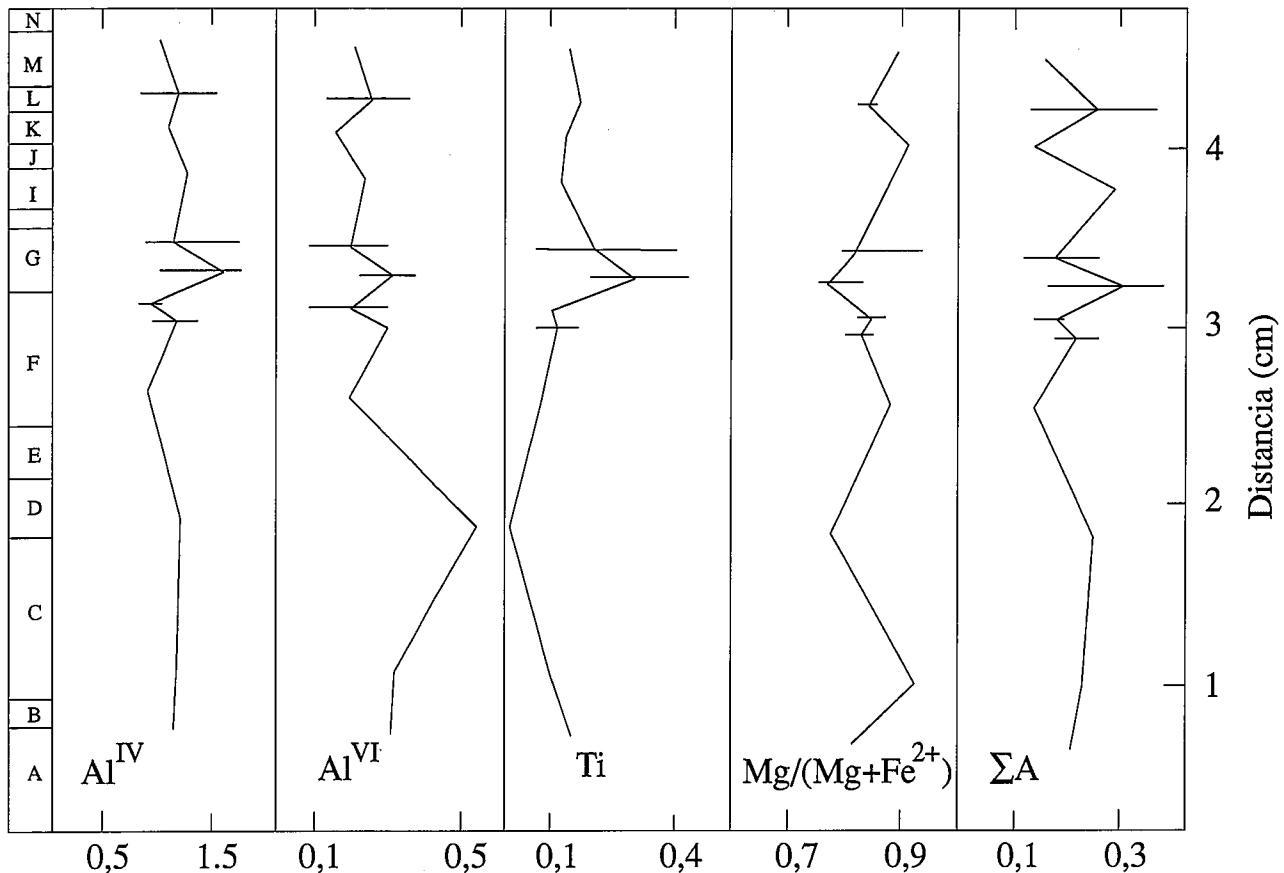


Figura 8.- Variaciones de Al^{IV} , Al^{VI} , Ti, $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ y ΣA en huecos A en anfíboles de la sección de gabro anortosítico estudiada.

tienen lugar durante las etapas de cristalización cumulus, postcumulus y subsolidus (Irvine, 1987). Dichos procesos no actúan de manera aislada, aunque generalmente una roca acumulada puede ser el resultado de un proceso generador concreto que haya sobresalido de los restantes.

En la etapa cumulus se han descritos procesos de caída gravitatoria de cristales (Wager y Deer, 1939), flotación de cristales (Wiebe, 1979), corrientes de densidad (Irvine, 1987), cristalización *in situ* (Campbell, 1978; McBirney y Noyes, 1979), y nucleación rítmica (Maløe, 1978, 1987) entre otros. El producto de la cristalización de un magma en la etapa cumulus puede ser modificado por procesos de difusión (Wager *et al.*, 1960),

compactación (Irvine, 1980; Sparks *et al.*, 1985), convección composicional en el líquido intercumulus (Tait *et al.*, 1984; Tait, 1985), formando parte estos procesos de la etapa de cristalización postcumulus.

El magma en los estadios finales de la cristalización se caracterizó por una saturación en volátiles, lo cual puede condicionar la cristalización del magma en la etapa subsolidus.

Los datos aportados en este trabajo, sobre todo de tipo textural, permiten deducir que las rocas bandeadas se originaron a partir de procesos desarrollados en la etapa de cristalización cumulus, no siendo relevantes los originados en la etapa postcumulus. La presencia de

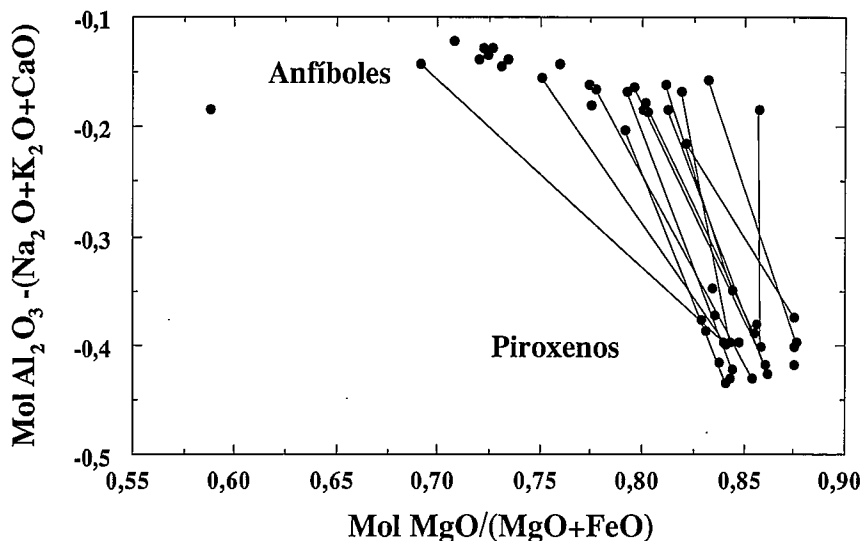


Figura 9.- Diagrama AFM de análisis de anfíbol en contacto con piroxeno. Se observa una intersección de las líneas que unen clinopiroxeno en contacto con anfíbol de las diferentes láminas estudiadas.

frecuentes facies pegmatoides en forma de bolsadas y diques en los gabros anfibólicos que rodean al macizo de rocas acumuladas y diques de facies pegmatoides que cortan al bandeado original de los gabros anortosíticos, también muestran como existieron procesos subsolidus, dominados por los altos contenidos en volátiles del magma. Este tipo de facies también ha sido descrita en otros complejos máficos (Beard y Day, 1986) similares a los del BSNS.

Las texturas adcumuladas y mesoacumuladas en los gabros anortosíticos bandeados del BSNS indican una cristalización de los mismos esencialmente en la etapa cumulus. De entre todos los mecanismos descritos, la formación de los gabros bandeados en esta etapa puede ser atribuida a modelos de cristalización parecidos a los que originan los anillos Leisegán en rocas ígneas (McBirney y Noyes, 1979) o a partir de procesos de nucleación rítmica (Maaløe, 1978, 1987). Estos mecanismos explican las variaciones petrográficas y mineralógicas existentes; sin embargo, no tienen en cuenta otros hechos tales como las condiciones dinámicas, deducidas por las estructuras de flujo observadas tanto a escala mesoscópica (laminación paralela, cruzada, contactos discordantes entre láminas) y microscópica (orientación de las plagioclasas en las láminas anortosíticas), las cuales deben ser consideradas como un factor importante en la génesis de estas rocas.

Los datos aportados en este trabajo son congruentes con una cristalización de un magma basáltico a partir de una alternancia de periodos dinámicos y estáticos, los cuales son responsables de una fraccionación del magma

para originar láminas de rocas de diferentes composiciones (Fig. 10). Las láminas anortosíticas cristalizaron en condiciones dinámicas a partir de un magma basáltico sobreenfriado, el cual daría lugar a plagioclasas subhedralas con alto índice de cristal (alto índice de nucleación), orientadas y sin zonación.

La presencia de magmas hiperfeldespáticos en la naturaleza como generadores de rocas anortosíticas ha sido sugerida por Wiebe (1979) a partir de criterios mesoscópicos tales como la presencia de diques y bordes enfriados en cuerpos anortosíticos los cuales se generan por mecanismos de fraccionación de olivino y piroxenos a partir de un magma basáltico en la corteza inferior (Wiebe, 1986, 1990). En el afloramiento estudiado no se han observado evidencias que confirmen la existencia de líquidos hiperfeldespáticos. Este hecho unido a la similitud entre los gabros anortosíticos masivos y las láminas anortosíticas nos hace pensar en un origen para los gabros anortosíticos parecido al de las láminas anortosíticas de los gabros bandeados.

Las láminas gabronoríticas se desarrollarían en condiciones poco o nada dinámicas, reflejando las láminas la composición global del magma basáltico presente en ese momento, siendo inexistente la presencia de fraccionación, aunque dentro de cada lámina puede existir variaciones composicionales en las fases ferromagnesianas conforme se produce la cristalización del magma de muro a techo.

En resumen, los gabros anortosíticos bandeados y rocas acumuladas de Castillo de las Guardas se originaron a partir de la cristalización de magmas basálticos en la etapa cumulus en condiciones dinámicas-estáticas alternantes.

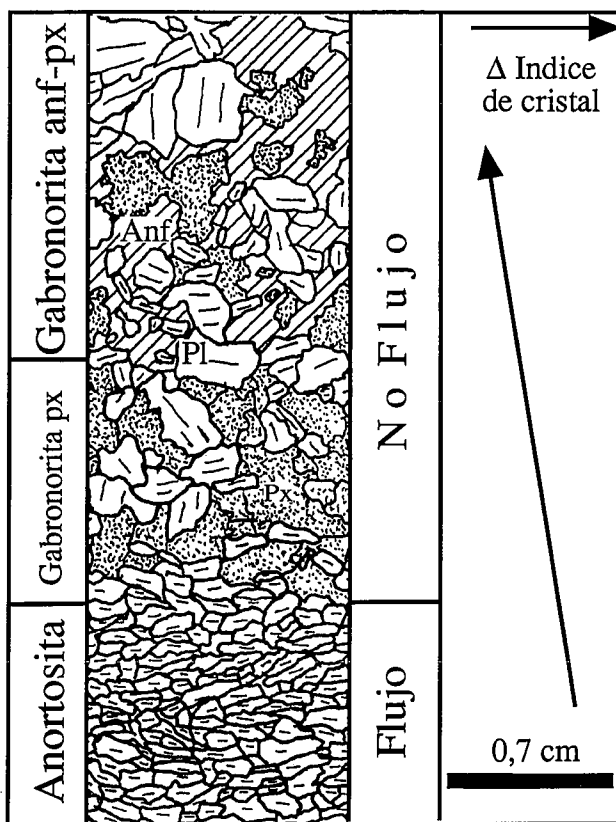


Figura 10.- Modelo esquemático de generación de los gabros anortosíticos bandeados a partir de condiciones estáticas-dinámicas alternantes.

Agradecemos al Prof. J. P. Bard y un revisor anónimo la revisión crítica del manuscrito. Agradecemos también al Dr Ed Stephens las facilidades dadas para utilizar la microsonda en la Universidad de St Andrews (Escocia). JR recibió una ayuda del MEC para estancia breve en el extranjero. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto PB-91-0600 de la DGICYT.

Bibliografía

- Beard, J.S. y Day, H.W. (1986): Origin of gabbro pegmatite in the Smartville intrusive complex, northern Sierra Nevada, California. *American Mineralogist*, 71: 1085-1099.
- Blundy, J.D. y Holland, J.B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 104: 208-224.
- Campbell, I.H. (1978): Some problems with the cumulus theory. *Lithos* 11:311-323.
- Conrad, M.E. y Naslund, H.R. (1989): Modally-graded rhythmic layering in Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* 30:251-269.
- De la Rosa, J.D. y Castro, A. (1990): The ultrabasic rocks of the Castillo de las Guardas massif (Seville). *Geogaceta* 7: 47-49.
- Droop, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Min. Magazine* 51: 431-435.
- Irvine, T.N. (1980): Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In: *Physics of magmatic processes* (R.B.Hargraves, Ed). Princeton University Press: 325-383.
- Irvine, T.N. (1982): Terminology for layered intrusions. *J. Petrology* 23: 127-162.
- Irvine, T.N. (1987): Layering and related structures in the Duke Island

- and Skaergaard intrusions: similarities, differences, and origins. In: *Origins of Igneous layering* (I. Parsons, Ed.). NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht. Vol. 196: 185-245.
- Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist* 16, 501-520.
- Maaløe, S. (1978): The origin of rhythmic layering. *Mineralogical Magazine* 42: 337-345.
- Maaløe, S. (1987): Rhythmic Layering of the Skaergaard Intrusion. In: *Origins of Igneous layering* (I. Parsons, Ed.). NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht. Vol. 196: 247-262.
- McBirney, A.R. y Noyes, R.M. (1979): Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology* 20: 487-554.
- Simancas, J.F. (1983): Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa. Tesis Doctoral. Univ Granada, 439 pp.
- Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Kerr, R.C., McKenzie, D.P. y Tait, S.R. (1985): Postcumulus processes in layered intrusions. *Geol. Mag.* 122: 555-568.
- Tait, S.R. (1985): Fluid dynamic and geochemical evolution of cyclic unit 10, Rhum, Eastern Layered Series. *Geol. Mag.* 122: 469-484.
- Tait, S.R., Huppert, H.E. y Sparks, R.S.J. (1984): The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks. *Lithos* 17: 139-146.
- Thy, P., Jakobsen, N.N., Wilson, J.R. (1988): Fine-scale graded layers in the Fongen-Hyllingen gabbroic complex, Norway. *Canadian Mineralogist* 26: 235-243.
- Wager, L.R. (1961): A note on the origin of ophitic texture in the chilled olivine gabbro of the Skaergaard intrusion. *Geol. Mag.* 98: 353-366.
- Wager, L.R. y Deer, W.A. (1939): Geological Investigations in East Greenland, Part III. The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerlugssuaq, East Greenland. *Meddr Gronland* 105: 1-352.
- Wager, L.B., Brown, G.M. y Wadsworth, W.J. (1960): Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* 1: 73-85.
- Wiebe, R.A. (1979): Anorthositic dikes southern Nain Complex, Labrador. *American Journal of Science* 279: 394-410.
- Wiebe, R.A. (1986): Lower crustal cumulate nodules in Proterozoic Dikes of the Nain Complex: Evidence for the origin of Proterozoic anorthosites. *Journal of Petrology* 27: 1253-1275.
- Wiebe, R.A. (1990): Evidence for unusually feldspathic liquids in the Nain complex, Labrador. *Am. Mineralogist* 75: 1-12.

Manuscrito recibido el 30 de Marzo de 1994

Aceptado el manuscrito revisado el 16 de Mayo de 1994.