

MINERALOGIA Y CONDICIONES DE CRISTALIZACION EN EL COMPLEJO SUBVOLCANICO DE BARCARROTA (BADAJOZ, ESPAÑA)

C. Galindo (*) y C. Casquet (**)

RESUMEN

Se estudian las características químicas de los minerales más significativos del Complejo subvolcánico de Barcarrota, formado por litologías subalcalinas consistentes en: gabros olivínicos, dioritas, cuarzo-monzonitas y granitos anfibólicos, así como por pequeños afloramientos de granitos peralcalinos. Estos datos se emplean para definir las condiciones físico-químicas de cristalización magmática. Mediante distintos geotermómetros se obtienen las siguientes temperaturas de cristalización: Gabros olivínicos (972-1008° C), Dioritas (953-995° C), Cuarzo-monzonitas (801-833° C) y los Granitos anfibólicos 750° C. La presencia como único óxido de FeTi, de ilmenita en todas las rocas excepto en los tipos peralcalinos, que es magnetita, indica que la fO_2 no superó las condiciones del tampón MW, decreciendo con el grado de diferenciación ($fO_2=10^{-13.2}$ en los gabros olivínicos hasta $10^{-18.87}$ en los granitos).

La presencia de agua debió jugar un notable papel durante la cristalización.

En base al quimismo de los clinopiroxenos se confirma el carácter moderadamente alcalino (subalcalino), intraplaca de este magmatismo.

Palabras clave: *Química mineral, geotermometría, condiciones físico-químicas de cristalización.*

ABSTRACT

A description of mineral chemistry from rocks of the subvolcanic Barcarrota Complex is made. This igneous massif consists of several sub-alkaline lithologies, namely olivine gabbros, diorites, quartz-monzonites and amphibole granites, as well as minor peralkaline granites. Physico-chemical conditions during magma crystallization are obtained on the basis of mineral data. Thus different geothermometers lead to the following crystallization temperatures: olivine gabbros (972-1008° C), diorites (953-995° C), quartz-monzonites (801-833° C) and amphibole granites 750° C. The presence of ilmenite as the sole Fe-Ti mineral in these rocks (except in the peralkaline types where it is magnetite), suggests that the fO_2 was never higher than the MW buffer, decreasing continuously with the differentiation degree from $fO_2=10^{-13.2}$ atm. for the olivine gabbros to $10^{-18.87}$ atm. in the granites) Furthermore water played an important role during crystallization of the different magmas.

Key words: *Mineral chemistry, geothermometry, physico-chemical conditions of crystallization.*

Introducción

El Complejo Circular de Barcarrota (CCB) se localiza en el núcleo de una gran estructura anticlinorial (Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Alía, 1963) en la zona de Ossa-Morena (Fig. 1). Se trata de una intrusión múltiple encajada en la parte

Este de un macizo granítico más antiguo (Plutón de Táliga, PT) (Castro, 1981; Galindo & Casquet, 1985). Este plutón de forma elongada, de dirección NW-SE, está constituido en su mayor parte por granitos biotíticos de grano grueso, porfídicos, con un contenido en moscovita generalmente accesorio y en menor proporción por leu-

(*) Dpto. de Geología. Universidad de Extremadura. 06071 Badajoz.

(**) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

cogranitos moscovíticos, granitos biotíticos de grano fino-medio y pórfidos graníticos; es una unidad intensamente deformada confiriéndole un aspecto gneíscico.

El encajante del CCB lo constituyen, además de los granitos del Plutón de Táliga, las rocas detríticas, esquistos y grauwacas del Precámbrico superior ("Serie Negra") y materiales del Cámbrico inferior (rocas detríticas y calizas sobre las que se desarrolla una pequeña aureola de metamorfismo).

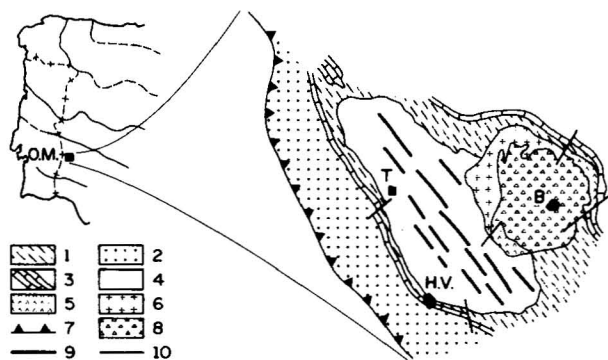


Fig. 1.—Localización y esquema geológico del CCB. Leyenda: 1) Precámbrico "Serie Negra". 2) Cámbrico inferior-medio, 3) Calizas del Cámbrico inferior, 4) Granitos biotíticos de Táliga, 5) Granitos anfibólicos, 6) Cuarzo-monzonitas y Cuarzo-sienitas, 7) Cabalgamiento de Juromenha, 8) Rocas básicas del núcleo, 9) Diabasas y 10) Fallas.

En el CCB los distintos tipos intrusivos se disponen según una geometría de tipo circular. Se distingue un anillo externo y un núcleo probablemente zonado. El primero (Unidad Externa Sállica) lo constituyen las rocas más diferenciadas entre las que predominan los granitos anfibólicos, cuarzo-monzonitas y cuarzo-sienitas hipersolvus, seguidos por pequeños afloramientos de granitos peralcalinos fuertemente estructurados. El núcleo lo forman rocas de quimismo intermedio-básico (Unidad Interna Básica) y está constituido por dioritas anfibólico-biotíticas (en menor proporción tipos anfibólico-piroxénicos) y gabros olivínicos e hiperitas en el núcleo (v. Galindo & Casquet, 1985).

Atravesando a estas rocas existen enjambres de diques de distinta naturaleza. Por su importancia destaca un haz de diques diabásicos de dirección N120°E-N130°E visible en el granito de Táliga, cuyo emplazamiento tiene lugar con posterioridad al CCB, en el hercínico. Asimismo, dentro del CCB, y probablemente ligados genéticamente a las litologías que lo forman, se observan diques de basaltos olivínicos de dirección N-S, diques de diabasas (E-W, y N40°E) y otros sieníticos.

Geoquímicamente el CCB representa un macizo cafémico-subalcalino, con términos peralcalinos; el granito de Táliga constituye una asociación peraluminica rica en cuarzo y el importante haz diabásico representa un magmatismo de tipo toleítico intracontinental (Galindo & Casquet, 1985).

Mineralogía

En este trabajo nos vamos a referir solamente a los minerales félicos por ser ellos los que mejor reflejan las diferencias químicas de las distintas rocas. Asimismo estos minerales han debido jugar un papel importante en los procesos de diferenciación, sobre todo en los tipos más básicos, por lo que su conocimiento es fundamental para establecer un modelo cuantificable de evolución magmática.

Los análisis se han realizado con una microsonda Camebax empleando patrones naturales y sintéticos. En la Tabla 1 se expresan algunos análisis representativos de los tipos litológicos identificados en el CCB.

La fórmula estructural para los olivinos, piroxenos y biotitas se ha calculado en base al número de oxígenos teóricos. En los anfíboles la fórmula estructural se ha calculado en base al número de cationes que ocupan la posición tetraédrica y las M1-M2 teniendo en cuenta que $Si+Al+Ti+Fe+Mn=13$ (Neumann, 1976; Leake, 1978). El cálculo del hierro férrico se ha calculado para la biotita de acuerdo con el método de Bruijn et al. (1983), y en los demás casos según el método de Finger (1971), salvo el de algunos piroxenos que fue deducido por el método de Neumann (1976).

Olivino

El olivino se encuentra en los gabros que constituyen el núcleo del CCB y también en las cuarzo-monzonitas de la Unidad Externa Sállica. En los primeros es un tipo rico en Mg (Fo71, hialosiderita), mientras que en las cuarzo-monzonitas es prácticamente fayalita pura (Fo7); en las rocas de composición diorítica es relativamente frecuente encontrar restos de olivinos totalmente transformados en serpentina+talco+opacos.

Clinopiroxenos

Los clinopiroxenos del CCB tienen por lo general un alto contenido en Ca (Wo40-46) que

Tabla 1.—Análisis de los minerales fémcicos más representativos del CCB.

1) Crisolito (gabro olivínico); 2) Fayalita (cuarzo-monzonita); 3) Augita (gabro olivínico); 4) Ferro-augita (cuarzo-monzonita); 5) Hipers-tena (meladiorita); 6) Ferrosilita (cuarzo-monzonita); 7) Riebeckita, G-I (granitoide peralcalino estructurado); 8) Ferroedenita, G-II (granito anfibólico); 9) Hornblenda pargasítica, G-III (gabro olivínico); 10) Cunmingtonita, G-IV (meladiorita).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO	38.20	30.50	49.92	49.77	51.13	48.90	47.85	44.72	42.46	52.22
Al ₂ O ₃	0.03	—	4.05	0.39	0.61	0.13	2.41	5.45	11.60	1.72
Fe ₂ O ₃	—	—	2.23	0.05	1.02	0.56	9.78	4.44	1.68	3.38
FeO	24.61	65.17	5.58	24.14	25.12	42.19	26.63	30.44	8.68	20.89
MnO	0.40	1.52	0.11	0.54	0.65	2.27	0.55	0.61	0.17	0.65
MgO	36.50	2.84	15.10	4.77	18.22	2.42	—	0.66	13.83	16.55
CaO	—	0.07	20.66	19.91	1.13	0.47	3.43	9.51	11.60	1.67
Na ₂ O	—	—	0.41	0.19	0.01	0.11	5.02	2.24	2.25	0.27
K ₂ O	0.03	0.02	—	—	—	—	1.17	1.02	0.64	—
TiO ₂	0.05	—	1.42	0.08	0.19	0.04	1.28	1.36	2.80	0.16
Cr ₂ O ₃	—	0.03	—	—	—	0.07	0.05	—	0.08	—
NiO	—	0.06	—	0.01	0.04	0.10	—	—	0.19	0.09
Total	99.81	100.22	99.48	99.85	98.12	97.26	98.58	100.46	96.52	98.65
Si _{IV}	1.00	1.00	1.86	2.00	1.99	2.15	7.61	7.05	6.30	6.79
Al _{IV}	—	—	0.14	—	0.01	—	0.39	0.95	1.70	0.26
Al ₃	—	—	0.04	0.02	0.02	0.01	0.06	0.06	0.33	—
Fe ₂	—	—	0.06	—	0.03	0.02	1.17	0.53	0.19	0.37
Fe	0.54	1.79	0.17	0.81	0.82	1.55	3.54	5.01	1.09	2.27
Mn	0.009	0.04	—	0.01	0.02	0.08	0.07	0.08	0.02	0.01
Mg	1.43	0.14	0.84	0.28	0.28	0.16	—	0.16	3.06	3.21
Ca	—	0.002	0.82	0.86	0.86	0.02	0.58	1.61	1.84	0.23
Na	—	—	0.03	0.01	0.01	0.01	1.55	0.68	0.65	0.07
K	—	0.001	—	—	—	—	0.24	0.21	0.12	—
Ti	—	—	0.02	—	—	—	0.15	0.16	0.31	0.02

puede descender en algún caso hasta Wo34; su composición varía en el intervalo Ca 40-46:Mg 14-48:Fe 12-42, es decir, se proyectan en los campos de las augitas cálcitas, salitas y ferroaugitas cálcicas (Fig. 2). Existe una clara correlación entre el quimismo de los clinopiroxenos y el grado de diferenciación magmática en el CCB. Los tipos más magnésicos se encuentran en los gabros olivínicos existiendo un enriquecimiento progresivo en Fe con un contenido en Ca prácticamente constante hacia los términos más sálicos (Fig. 2). El contenido más alto en hierro lo muestran los clinopiroxenos de las cuarzo-monzonitas.

Ortopiroxenos

Los ortopiroxenos se presentan en dos casos: coexistiendo con el clinopiroxeno en rocas del núcleo (dioritas y meladioritas), y asociado a fayalita (sin clinopiroxeno en la roca) en las cuarzo-monzonitas. En el primer caso se proyectan dentro del triángulo Ca:Fe:Mg (Fig. 2) en el dominio de la hipers-tena (En55-En59), mientras que los

de las rocas cuarzo-monzoníticas caen en el campo de la ferrosilita (En8-En10) reflejando así la misma pauta de enriquecimiento en hierro del olivino y del clinopiroxeno.

Se constata que la variación de la relación Fe/Mg durante la diferenciación es más importante en los orto, que en los clinopiroxenos. Así el aumento del Fe total en la fórmula estructural de los clinopiroxenos es del 42% en las dioritas y 73% en las rocas sálicas. En los ortopiroxenos, este aumento es del 48% y 90% respectivamente.

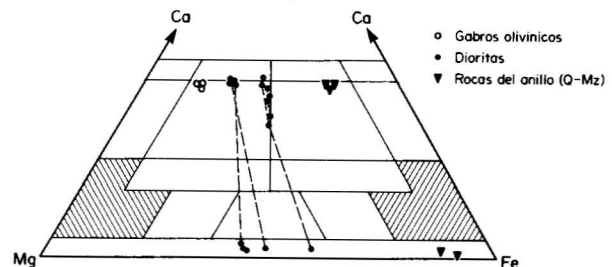


Fig. 2.—Diagrama triangular Ca-Mg-Fe para los piroxenos.

Asimismo es de resaltar que el contenido en Ca es siempre muy bajo (Wo1.23 a Wo3.29) siendo en todos los casos ortopiroxenos y no existen indicios de posible transformación de pigeonita. Esto contrasta con el caso más frecuente en otros macizos muy diferenciados en los que la pigeonita es el mineral representativo de los piroxenos pobres en Ca cuando la relación Fe/Mg está en el intervalo 38-70.

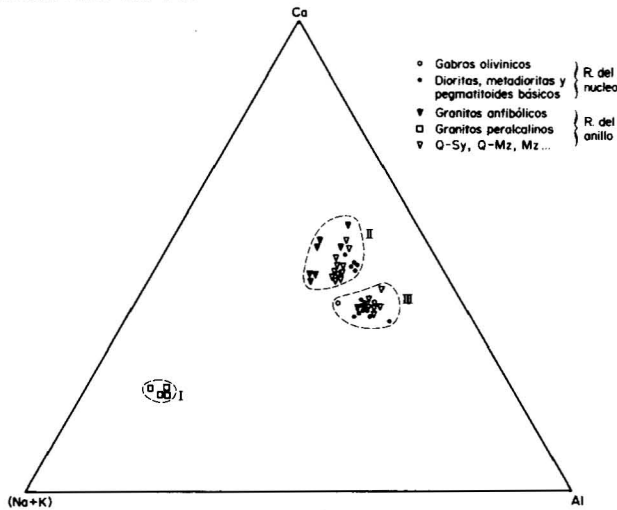


Fig. 3.—Diagrama triangular Ca-Al-(Na+K) de los anfíboles cálcicos y sódico-cálcicos del CCB.

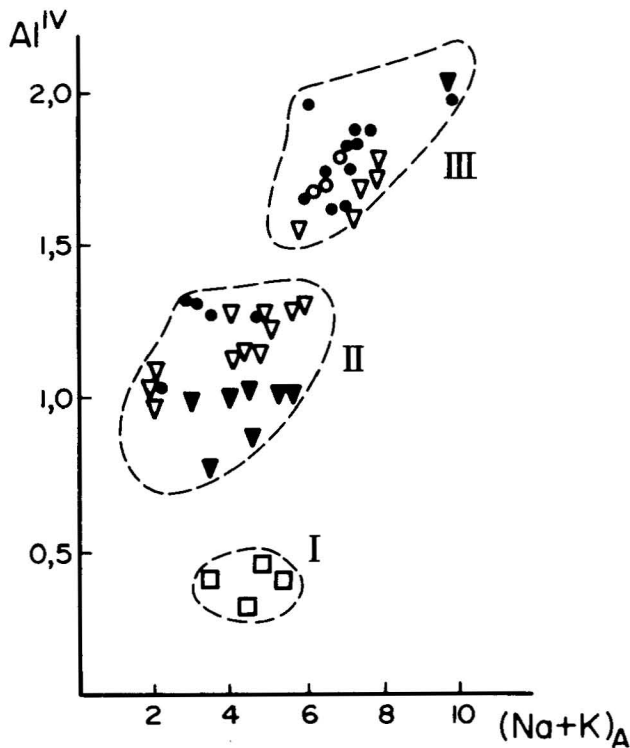


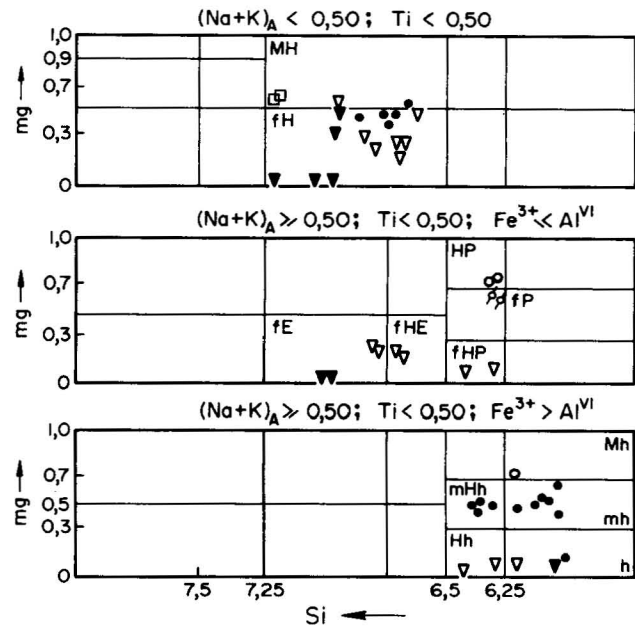
Fig. 4.—Relación Al^{IV}-álcalis en los anfíboles.

Anfíboles

Los anfíboles analizados varían desde hornblendas a tipos alcalinos sódicos. Hemos distinguido cuatro grupos (Fig. 3 y 4).

Grupo I. Lo constituyen anfíboles alcalinos y sódico-cálcicos (katoforita, ferrowinchita y riebeckita) (Leake, 1978). Son pobres en Al2O3 y TiO2 y se caracterizan por tener insuficiente Si+Al para llenar la posición tetraédrica. Se observan sólo en los escasos afloramientos de granitos peralcalinos dentro del CCB.

Grupo II. Lo constituyen anfíboles cálcicos con pleocroísmo entre marrón y verde azulado. Son predominantemente ferro-hornblendas (y en menor proporción magnesio-hornblendas) con tendencia edenítica, ferro-edenitas y hastingsitas (Fig. 5). El contenido en Al2O3 es variable: 5.62-7.72% para las hornblendas, 5.41-6.75% para las ferro-edenitas y 10.82-12.61% en las hastingsitas. El contenido en TiO₂ es bajo (0.01-0.29% en las hastingsitas, 0.98-2.01% en las hornblendas y 1.36-1.71% en las ferro-edenitas). La posición A está parcialmente ocupada.



○ Gabro olivínico; ● Dioritas, meladioritas y pegmatitoides básicos; ▼ Granitos anfibólicos; ▼ Q-Sy, Q-Mz, ... □ Diabasas; ♣ Basaltos olivínicos

Fig. 5. Clasificación de los anfíboles cálcicos en función de Mg/(Mg+Fe²⁺)-Si, de acuerdo con Leake (1978). Símbolos: h=hastingsita, Hh=hornblenda hastingsítica, Mh=magnesio hastingsita, mh=hastingsita magnesiánica, mHh=hornblenda hastingsítica magnesiánica, fE=ferro edenita, fHE=ferro hornblenda edenítica, hHP=ferro hornblenda pargasítica, fP=ferro pargasita, HP=Hornblenda pargasítica, fH=ferro hornblenda, MH=magnesio hornblenda.

Estos anfíboles son corrientes en las rocas del anillo (granitos anfibólicos, cuarzo-monzonitas y cuarzo-sienitas), y en las rocas más diferenciadas del núcleo; las dioritas con un contenido en SiO_2 entre 50-55% y los pegmatoides básicos.

Grupo III. Lo forman también anfíboles cálcicos con pleocroismo marrón. Son ricos en Al_2O_3 (10.59-14.10%) y TiO_2 (1.57-3.68%). Tienen completa la posición A. En cuanto a clasificación son Mg-hornblendas hastingsíticas, Mg-hastingsitas y hornblendas pargasíticas ricas en Fe (Fig. 5). Estos anfíboles se presentan en los términos menos diferenciados del CCB, gabros olivínicos con nefelina normativa y dioritas básicas. La relación $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ varía entre 0.86 y 0.47 en los anfíboles para ambos tipos de rocas. También se observan en este grupo unos anfíboles correspondientes a una cuarzo-sienita fuertemente tectonizada, con un contenido anómalo en Al_2O_3 (11.4%), notablemente superior al que poseen los anfíboles de este tipo rocoso (6.7%).

Considerados en conjunto los anfíboles cálcicos del CCB (Grupo II y III), se observan los siguientes cambios con el aumento del grado de diferenciación magmática: 1) Disminución del contenido de Al y Ti y aumento del Ca (Fig. 3). 2) Disminución del contenido de Al y del grado de ocupación de la posición A (Na+K), es decir, un descenso en el contenido en álcalis (Fig. 4), 3) Descenso de la relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$. Estos cambios están determinados en parte por la variación en la actividad de la sílice, esto es, por la composición del magma. No obstante otras variables como la temperatura, la presión total y la fugacidad de oxígeno, influyen también notablemente en la composición del anfíbol como se ha demostrado para el caso del contenido en Al (Holloway & Burnham, 1972; Helz, 1973).

Grupo IV. Estos anfíboles son incoloros y se presentan íntimamente asociados a los anfíboles del grupo II, como transformación en sus bordes o como crecimientos uralíticos tardíos. Son anfíboles subcálcicos con composiciones entre cumingtonita y grunerita. Muestran un contenido muy bajo en Al y en Na+K particularmente en las rocas del anillo sálico. Se observan tanto en las rocas de la Unidad Externa (granitos anfibólicos y cuarzo-monzonitas), como en las dioritas de la Unidad Interna.

Biotita

Está presente en casi todas las rocas del CCB pero, salvo en algunos tipos básicos, su proporción no supera el 5% modal. En las rocas más

básicas (gabros y dioritas) el contenido estructural de Ti es alto (0.26-0.59) y tienen poco o nada Al^{VI} . En las rocas del anillo, el contenido en Mg de las biotitas es muy bajo, siendo la relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ próxima a cero y el contenido en Al^{VI} experimenta un incremento.

Oxidos de hierro y titanio

Los óxidos de Fe-Ti están representados por ilmenita en todas las rocas analizadas con excepción de los granitos peralcalinos que poseen magnetita.

Ilmenita: La composición química de las ilmenitas (Fig. 6) se expresa como una primera aproximación en términos de ilmenita (RTO_3) y hematites (R_2O_3) las cuales se sabe, forman una amplia solución sólida a elevada temperatura (Carmichael, 1967). Bajo el microscopio la ilmenita aparece, bien como inclusiones orientadas de muy pequeño tamaño en piroxenos (con menor frecuencia en anfíboles) según los planos de exfoliación, bien como cristales subidiomorfos idiomorfos íntimamente relacionados con la biotita y el anfíbol. En la Fig. 6 se observa con claridad que el contenido en hematites (Hm) disminuye con el avance de la diferenciación magmática (5.8% Hm. para los gabros olivínicos-0.58% Hm. para los granitos anfibólicos).

Magnetita: Los datos químicos (Fig. 6) están expresados por los términos R_3O_4 (magnetita)- $\text{R}_2\text{T}_2\text{O}_4$ (ulvospinela). Como ya se ha indicado sólo se presentan en los granitos peralcalinos fuertemente tectonizados del anillo; su hábito es idiomorfo-subidiomorfo y estrechamente relacionada con anfíboles y biotita. Se trata de una magnetita prácticamente pura con un contenido máximo de 0.51% de ulvospinela.

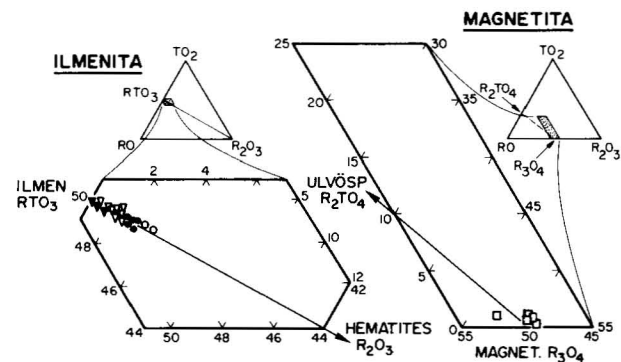


Fig. 6.—Características composicionales de los opacos en el diagrama $\text{TO}_2\text{-R}_2\text{O}_3\text{-RO}$ (en moles %).

Condiciones de Cristalización

Temperatura

Una estimación aproximada de las temperaturas de los distintos magmas se puede obtener mediante las composiciones de los minerales, supuesto que éstas no se han modificado sustancialmente con posterioridad a su cristalización.

En la Tabla 2 se muestra los resultados obtenidos para los cuatro tipos principales de rocas que forman el CCB. Para su cálculo se han empleado cuatro geotermómetros convencionales: el "ortopiroxeno-clinopiroxeno" de Wood & Banno (1973) para las dioritas; el "olivino-clinopiroxeno" (Powell y Powell, 1974) para los gabros olivínicos y las cuarzo-monzonitas; el de Otten (1984), basado en el contenido en Ti en el anfíbol, para todos los tipos rocosos y finalmente el de Helz (1973) también definido en función del contenido en Ti en el anfíbol.

Como puede verse las temperaturas mínimas y máximas obtenidas disminuyen con el grado de diferenciación magmática: 890-1.008° C para los gabros olivínicos, 820-995° C para las dioritas, 750-830° C para las cuarzo-monzonitas y 750° C para los granitos anfibólicos.

Si en cada grupo de roca se excluyen los valores mínimos de las temperaturas (obtenidas precisamente mediante el método de Helz (1973)) se comprueba que los demás valores coinciden con bastante aproximación de un método a otro. Estos valores representan probablemente temperaturas "sólidas", esto es de final de cristalización o próximas a ellas. Como ejemplo de esto último, en el caso de los gabros olivínicos y de las dioritas, si se excluyen las temperaturas mínimas, los restantes valores obtenidos (entre 950 y 1.008° C) coinciden efectivamente con las "sólidas" de dichos magmas (Condliffe, 1976), a presión de agua (PH₂O) aproximadas o inferiores a 1 Kb. Esta presión en el caso de PH₂O ≈ Plit. indica profundidades de emplazamiento de unos 3-4 Kms. que son perfectamente razonables en el caso de este complejo subvolcánico.

Fugacidad de oxígeno

La ausencia sistemática del par magnetita-ilmenita en las rocas estudiadas, impide emplear el método de Buddington & Lindsley (1964) para definir la fO₂ y la propia temperatura de equilibrio. Como se ha visto, a excepción de las rocas con riebeckita que contienen magnetita, el óxido corriente es la ilmenita. Esto significa que la fO₂ debió de ser muy baja no alcanzándose en ningún caso los valores que permitirían la coexistencia del par magnetita-ilmenita. Este límite (Hto en el diagrama T-fO₂ de Buddington & Lindsley (op. cit.)) corresponde aproximadamente al tampón magnetita-wustita (MW). Conocida pues la temperatura de equilibrio mediante el empleo de otro geotermómetro, se puede estimar un valor superior de la fO₂ empleando la ecuación $fO_2 = A/T + B$ calculada para dicho tampón (Wones & Eugster, 1965; Huebner, 1971).

Otro método de cálculo se basa en el método propuesto por Sack et al. (1980). Estos autores obtienen mediante regresión una ecuación cuyas variables son: la relación $X_{Fe_2O_3}^L / X_{FeO}^L$ en el líquido, la fugacidad de oxígeno, la temperatura y la composición del magma. Conocidas estas dos últimas, la temperatura por geotermometría, y supuestas que la relación entre los óxidos de hierro en la roca es semejante a la del magma, se puede despejar la fO₂ en el mismo.

También el método de Eugster & Wones (1962), basado en la composición de la biotita, permite estimar un valor superior de la fO₂ para la formación de la misma. Este valor corresponde a la intersección sobre un diagrama isobárico T-fO₂, de la curva de equilibrio biotita=sanidita+magnetita para la relación Fe/(Fe+Mg) de la biotita problema, con la curva tampón MW.

Lógicamente la fO₂ obtenida por este método deberá ser idéntica a la obtenida en base al tampón MW.

Los datos obtenidos por los dos métodos, excluyendo las temperaturas de Helz (op. cit.), se recogen en la Tabla 3.

Tabla 2.—Temperatura de cristalización en ° C de los tipos litológicos principales del CCB.

Método	Gabros	Dioritas	Q-Monzonitas	Granitos Anfibólicos
Ol-Cpx	1.008			
Cpx-Opx		(953-994)		
Ti (anf)	972	(971-975)	(802-833)	750
Ti (anf)	(890-990)	(819-995)	(750-814)	
				Powell y Powell (1974) Wood y Banno (1973) Otten (1984) Helz (1973)

Tabla 3.—Cálculo de la fugacidad de oxígeno a partir de las fórmulas de Eugster y Wones (1965) y Sack et al. (1980).

	Gabros	Dioritas	Q-Monzonitas	Granitos Anfibolíticos
T° K	1245	1226	1074	1023
(Fe/Fe+Mg) _{Bt}	—	.57	.86	—
lg f(O ₂) _{máx} (Wones y Eugster 1965, Bt)	—	-13.75	-17.00	—
lg f(O ₂) (Sack et al. 1980)	—	-10.41	-13.65	-14.85
lg f(O ₂) tampón MW (Wones y Eugster, 1965)	-13.20	-13.60	-17.30	-18.67

Puede verse que la fO₂ disminuye continuamente con la diferenciación. La presencia de magnetita en los granitos peralcalinos sugiere que su formación tuvo lugar en condiciones de fO₂ considerablemente más altas que las del *trend* igneo del CCB.

En el Tabla 3 también puede observarse una disparidad de valores de fO₂ en función del método utilizado; el método de Sack et al. (1980) proporciona unos valores de fO₂ sujetos a la relación Fe₂O₃/FeO, relación que puede fácilmente verse modificada por procesos postmagmáticos y por lo tanto dar unos valores anormalmente altos; por el método de Eugster & Wones (1962) y Wones & Eugster (1965) se obtienen los valores máximos permitidos para estas rocas, considerando la ausencia de magnetita en ellas, siendo estos últimos valores los más probables para las rocas del CCB.

Otras condiciones

Varios datos permiten deducir las condiciones de cristalización de los piroxenos en el CCB.

De acuerdo con Yagi (1966), el aumento de la fO₂ en el magma favorece la solubilidad de la acmita en el diopsido. En el CCB el contenido de NaFe³⁺Si₂O₆ disminuye con el índice de diferenciación indicándonos un descenso correlativo de la fugacidad de oxígeno en el magma.

La existencia de abundantes minerales hidratados (anfíboles y biotitas) en la totalidad de las rocas del CCB y el aumento progresivo de éstos hacia los términos más diferenciados en detrimento de los piroxenos (en los granitos anfibólicos, que son las rocas más diferenciadas, desaparece por completo el piroxeno), indica un importante papel de la fH₂O durante la cristalización (Yoder & Tilley, 1962; Holloway & Burnham, 1972).

Los contenidos en Ca, elevados en la mayoría de los clinopiroxenos y bajos en los ortopiroxe-

nos, están probablemente ligados a los valores moderadamente altos o altos de la fH₂O. Green & Ringwood (1968) han señalado que los clinopiroxenos que cristalizan a partir de magmas ricos en agua, son notablemente más ricos en Ca que los que lo hacen en medio seco, presentando estos últimos un mayor contenido de ortopiroxenos en disolución sólida. Inversamente los ortopiroxenos que cristalizan en condiciones hidratadas, muestran un contenido en Ca inferior al de los que cristalizan a partir de un magma "seco".

Además de los efectos mencionados, el contenido en agua del magma influye sobre las temperaturas de las curvas sólidas y líquidas rebajándolas notablemente respecto a sus valores para un magma anhidro. Esto explica que los valores de las temperaturas de cristalización, que hemos obtenido con el geotermómetro "ortopiroxeno-clinopiroxeno" de Wood & Banno (1973), sean bajas: 995° C para las dioritas menos evolucionadas y 953° C para las más diferenciadas.

Asimismo los contenidos moderadamente altos de H₂O en el magma pueden explicar el hecho de que la pigeonita no haya cristalizado. Egger (1972) demuestra experimentalmente que la pigeonita no llega a formarse cuando los valores de fH₂O son relativamente elevados.

Caracterización del magma original

La pauta composicional seguida por los clinopiroxenos a partir de la diferenciación de un magma básico, depende principalmente del contenido en SiO₂ del magma (Brown, 1967) y de las condiciones físicas bajo las cuales tiene lugar la cristalización, particularmente la PH₂O y la fO₂. Barberi et al. (1971) han propuesto un mecanismo que permite pautas composicionales toleíticas en el clinopiroxeno por cristalización fraccionada de un magma de afinidad alcalina. La consecuencia es

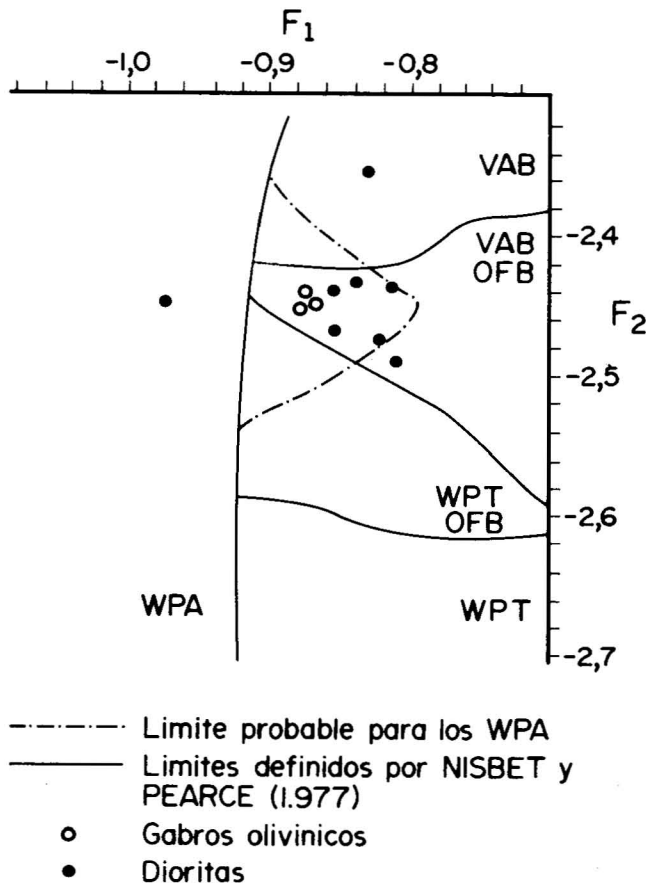


Fig. 7.—Clinopiroxenos en el diagrama discriminante F_1 - F_2 de Nisbet y Pearce (1977).

que el empleo del quimismo del clinopiroxeno para distinguir magmas alcalinos de magmas toleíticos es menos significativo de lo que se pensaba. No obstante, ciertas pautas composicionales parecen exclusivas de determinados tipos magmáticos. Tal es el caso de la serie salita-Fe-salita-egirina característica de magmas básicos fuertemente alcalinos y distinta de la augita-Fe-augita típica de rocas no alcalinas.

Así los clinopiroxenos del lacolito de Shonking Sag (Nash & Wilkinson, 1970) de tendencia magmática fuertemente alcalina, muestran un fuerte enriquecimiento en Na y Fe en las fracciones más diferenciadas. En el extremo opuesto los clinopiroxenos del macizo toleítico de Fongen-Hyllingen (Wilson et al., 1981), aunque con contenidos en Ca notablemente más bajos, muestran un comportamiento próximo al del CCB siguiendo una evolución de tipo augita-Fe-augita-hedenbergita similar asimismo al caso de Skaergaard (Nwe, 1976). En las Islas Shiant, Gibb (1973) describe un sill con fuerte diferenciación "in situ" a partir

de un magma parental básico medianamente alcalino. Los clinopiroxenos siguen una evolución augita cálcica-Fe-augita cálcica-hedenbergita muy semejante al CCB. Sin embargo no se observan piroxenos pobres en Ca (ortopiroxenos). Esto denota, probablemente, un valor más alto de la a_{SiO_2} en el caso del CCB.

Nisbet & Pearce (1977) establecen una correlación entre el tipo del clinopiroxeno en magmas basálticos y el ámbito geodinámico. Comparados los clinopiroxenos de gabros y dioritas básicas del CCB con clinopiroxenos "tipo" de los distintos ámbitos (Cuadro 1 en Nisbet & Pearce, op. cit.) se comprueba que aquellos son intermedios entre los de basaltos alcalinos de intraplaca (WPA) y basaltos toleíticos de intraplaca (WPT). Sin embargo, al proyectarlos en el diagrama F_1 - F_2 (Fig. 7), los clinopiroxenos de las rocas "basálticas" del CCB se proyectan en el campo de los basaltos de arco volcánico (VAB) y de las toleitas de intraplaca (WPT) lo que contradice claramente las conclusiones geoquímicas y geológicas (Galindo & Casquet, 1985). No obstante si se observa detenidamente el diagrama F_1 - F_2 de Nisbet & Pearce (op. cit.) se comprueba que una parte de los clinopiroxenos de basaltos alcalinos intraplaca se proyectan a la derecha del campo definido para dicho ámbito. Tomando pues como nuevo límite de los basaltos alcalinos intraplaca la curva que incluye a estos piroxenos, se comprueba que nuestros análisis se proyectan mayoritariamente en este campo (WPA), de acuerdo con los datos geoquímicos.

Conclusiones

El estudio de los minerales félicos y óxidos de hierro-titanio permiten establecer las condiciones de cristalización del CCB, que son las siguientes:

- con el grado de diferenciación magmática disminuye: a) la temperatura de cristalización (desde 1.008° C para los gabros olivínicos hasta 750° C para los granitos anfibólicos); b) la fO_2 .
- contenidos moderadamente altos de H_2O , lo que explica la ausencia de pigeonita y que las temperaturas de cristalización sean bajas.
- la no coexistencia de magnetita (Mt)-ilmnita (Ilm) indica condiciones de fO_2 correspondientes al tampón MW; la existencia de Mt en los granitos peralcalinos sugiere que su formación tuvo lugar en condiciones de fO_2 mayores que las del trend igneo del CCB.

- la evolución de los piroxenos indica una tendencia medianamente alcalina con una $a\text{SiO}_2$ mayor que las Islas Shiant.
- el ámbito geodinámico de formación de estas rocas es de intraplaca.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Lab. Assoc. n.º 10 C.N.R.S./Universidad de Clermont-Ferrand (Francia) por permitirnos realizar los análisis de minerales por microsonda, y al M.E.C. por la concesión de una bolsa de viaje para su ejecución.

Referencias

- Alia, M. (1963). Rasgos geológicos de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* 61, 247-262.
- Barberi, F.; Bizouard, H. & Varet, J. (1971). Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.* 33, 93-107.
- Bruyn, H.; van der Vesthuizen, W.A. & Schoch, A. (1983). The estimation of FeO, F and H₂O by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Micropr. Tech.* 1, 339-413.
- Brown, G.M. (1967). Mineralogy of basaltic rocks. In: *Basalts* (Hess, H.H. & Poldevaart, A., edit). Interscience, New York, 103-162.
- Buddington, A.F. & Lindsley, D.H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310-357.
- Carmichael, I.S.E. (1967). The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Miner. Petrol.* 14, 36-64.
- Castro, A. (1981). Estudio petrológico del área de Barcarrota. Higuera de Vargas (Badajoz, Sierra Morena Occidental). *Tesis de Licenciatura*, Univ. de Salamanca, 47 pags.
- Condcliffe, E. (1976). Melting relationships of selected rocks of dioritic mineralogy. In: *Progress in experimental Petrology*, Biggar, G.M. Eds. *The Nat. Envir. Res. Council. Public. s.D.* n.º 6, 54-55, Londres.
- Eggler, D.H. (1972). Water-saturated and undersaturated melting relations in the Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contrib. Miner. Petrol.* 34, 261-271.
- Eugster, H.P. & Wones, D.R. (1962). Stability relation of ferruginous biotite-annite. *J. Petrol.*, 3, 82-125.
- Finger, L.W. (1971). The uncertainty in the calculated ferric iron content of microprobe analysis. *Carnegie Inst. Wash. Year. Book*, 71, 616-620.
- Galindo, C. & Casquet, C. (1985). Caracterización geoquímica del Complejo plutónico de Táliga-Barcarrota (Badajoz, España). *Lab. Xel. Laxe*, 9, 49-62.
- Gibb, F.G.F. (1973). Pyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. *J. Petrol.* 14, 203-230.
- Green, T.H. & Ringwood, A.E. (1968). Genesis of calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Miner. Petrol.* 18, 105-162.
- Helz, R.T. (1973). Phase relations of basalts in their melting range at P H₂O=5Kb as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.* 14, 249-302.
- Holloway, J.R. & Burnham, C.W. (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.* 13, 1-29.
- Huebner, J.S. (1971). Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures. In: *Res. Tech. for High Pressures and High Temperatures*. G. C. Ulmer. Ed. Springer-Verlag Berlín, 123-177.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.* 63, 1.023-1.053.
- Nash, W.P. & Wilkinson, J. (1970). Shonkin Sag Laccolith, Montana I: Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. *Contrib. Miner. Petrol.* 25, 241-261.
- Neumann, E.R. (1976). Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *Norvs. Geologisk Tidsskrift*. 56, 1-6.
- Nisbet, E.G. & Pearce, J.A. (1977). Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Miner. Petrol.* 63, 149-160.
- Nwe, Y.Y. (1976). Electron-probe studies of the earlier pyroxenes and olivines from the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Contrib. Miner. Petrol.* 55, 105-126.
- Otten, M.T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Miner. Petrol.* 86, 189-199.
- Powell, M. & Powell, R. (1974). An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.* 48, 249-263.
- Sack, R.O.; Carmichael, I.S.E.; Rivers, M. & Ghiorsio, M.S. (1980). Ferric-ferrous equilibria in natural liquids at 1 bar. *Contrib. Miner. Petrol.* 75, 369-376.
- Wilson, J.R.; Esbensen, K.H. & Thy, P. (1981). Igneous petrology of the synorogenic Fongen-Hillingen layered basic Complex South-central Scandinavian Caledonides. *J. Petrol.* 22, 584-627.
- Wones, D.R. & Eugster, H.P. (1965). Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Miner.* 5, 1.228-1.272.
- Wood, B.J. & Banno, S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.* 42, 109-124.
- Yagi, K. (1966). The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite-hedenbergite-diopside series. *Amer. Miner.* 51, 976-1.000.
- Yoder, H.S. Jr. & Tilley, C.E. (1962). Origin of basal magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, 342-532.

Recibido el 20 de Abril de 1987
Aceptado el 1 de Octubre de 1987