

PLUTONISMO ACIDO Y BASICO
EN EL EXTREMO ORIENTAL DE LA ZONA
SUDPORTUGUESA

POR
J. F. SIMANCAS *

RESUMEN

En la zona sudportuguesa las rocas plutónicas son muy escasas, limitándose al extremo oriental de la misma, en donde aparecen formando un complejo ígneo bien desarrollado (complejo plutónico de Castilblanco de los Arroyos) constituido por dos conjuntos principales: *a*) gabros y granito con moscovita, relativamente profundos; *b*) granitoides menos profundos, incluso hipovolcánicos. El primero de ellos está constituido por rocas que intruyeron hacia el Westfaliense Medio a unos 10 Km. de la superficie, originando un importante metamorfismo de contacto; los granitoides del grupo *b*), de intrusión más o menos superficial, son más jóvenes (aunque anteriores a la tectónica de fractura estefaniense) y no causaron prácticamente metamorfismo térmico. Tanto la disposición cartográfica de gran escala como la similitud de diversas facies petrográficas sugieren que el macizo de Beja (Portugal) y el de Castilblanco de los Arroyos pueden ser correlacionables, no obstante existir también notables diferencias. De ser cierta esta correlación, la hipótesis «ofiolitoide» aplicada a las rocas básicas del área de Beja no sería correcta, puesto que es totalmente inaplicable al área de Castilblanco de los Arroyos. Se ofrece una hipótesis alternativa acerca del contacto entre la zona de Ossa-Morena y la zona sudportuguesa.

ABSTRACT

In the South Portuguese Zone, plutonic rocks are very scarce. They outcrop only in the eastern region forming a well developed igneous

* Departamento de Geotectónica. Universidad de Granada.

Complex (Castilblanco de los Arroyos plutonic Complex) in which two principal groups can be distinguished: *a*) gabbros and muscovite granite; *b*) granitoids of shallow depth of consolidation. The first group is constituted by rocks of Middle Westphalian age, intruded at a level of about ten Kilometers and causing contact metamorphism. Granitoids of the second group are shallower and younger (but preceding Stephanian faulting); they do not originate contact metamorphism. A number of facts suggest the correlation between the Beja Massif (Portugal) and the Castilblanco de los Arroyos Massif (Spain) in spite of some differences. If this is true, the interpretation of the Beja Complex as a «Ophiolitoid» could not be maintained because this hypothesis can not be applicable to the spanish massif. A new interpretation of the meaning of the contact between the Ossa Morena Zone and the South Portuguese Zone is presented.

I. INTRODUCCION: GEOLOGIA GENERAL DEL EXTREMO ORIENTAL DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

En este área aflora, contrastando con todo el resto de la zona sudportuguesa, una gran cantidad de rocas plutónicas, además de rocas volcánicas postorogénicas. El complejo vulcano-sedimentario (CVS) característico de la faja piritífera (portador de las mineralizaciones que la han hecho famosa) forma parte del encajante de estas rocas plutónicas en el sector de Campofrío-Castillo de las Guardas, pero desaparece totalmente al este del meridiano de Aznalcóllar. Las investigaciones del autor de este trabajo se centran precisamente en este sector sin CVS (Fig. 1).

Es posible distinguir los siguientes grandes grupos de rocas ígneas, excluidas las rocas volcánicas del CVS (Fig. 1):

- a*) Gabros.
- a')* Granito de Castilblanco de los Arroyos.
- b*) Granitoides que intruyeron entre *a')* y *c*).
- c*) Granitoides hipovolcánicos.
- d*) Microgranitoides.
- d')* Haz de diques básicos de Castilblanco de los Arroyos.
- e*) Volcanitas de la cuenca del Viar.

Las rocas *a*) y *a')* son sin-tarditectónicas; los granitoides *b*) y *c)* son postectónicos; *d*) y *d')* son rocas tardihercínicas, íntimamente ligadas a la fracturación estefaniense; las volcanitas del Viar son postorogénicas (estefano-autuniense, probablemente).

La evolución estructural de esta región es la de la faja piritífera excepto en el gran desarrollo que aquí alcanza la fracturación tardiher-

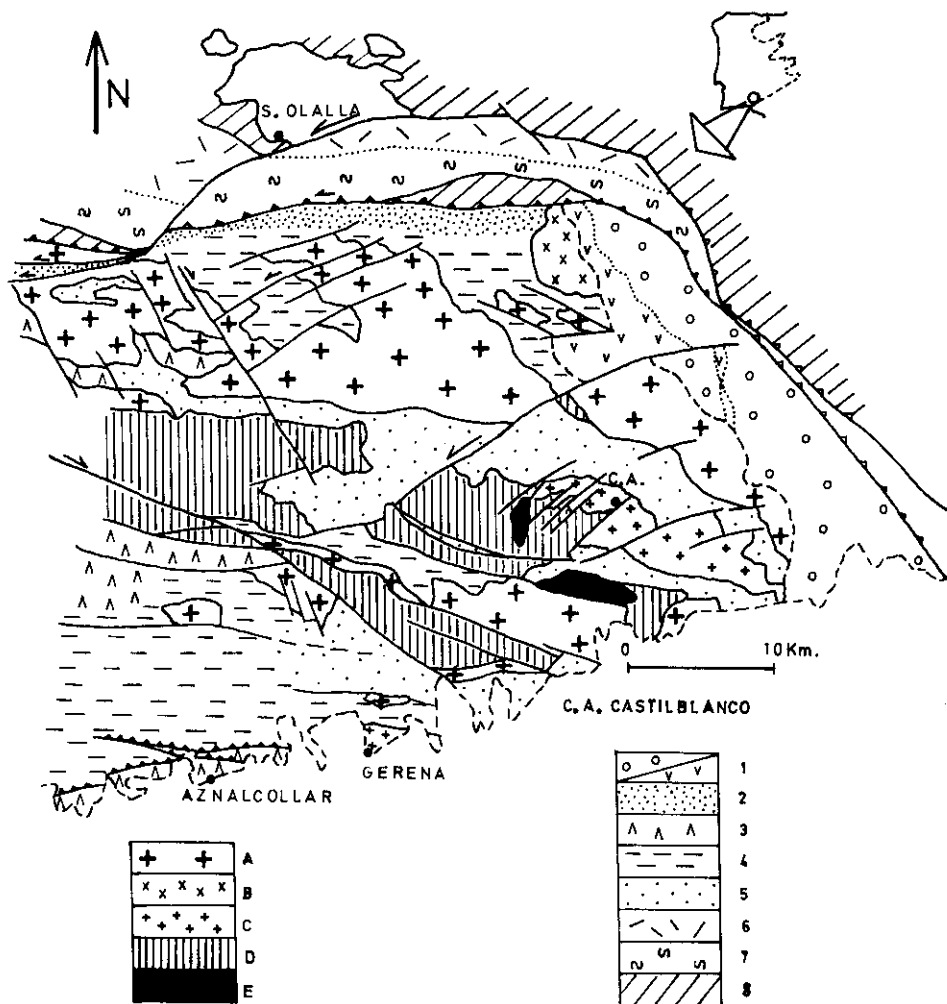


FIG. 1.—A: Granitoides de poca profundidad de intrusión.—B: Granito de El Berrocal.—C: Granito con moscovita.—D: Gabros anfibólicos y piroxénico-anfibólicos.—E: Gabros bandeados.—1. Rocas detríticas y volcánicas, del Estefaniense o Autuniense.—2. Pizarras y grauvacas feldespáticas (Carbonífero Inferior).—3. Complejo vulcano-sedimentario (Carbonífero inferior).—4. Formación turbidítica (Devónico Superior).—5. Pizarras y areniscas cuarzosas (Devónico Medio-Superior).—6. Pizarras y areniscas (Devónico Medio).—7. Cámbrico y Silúrico.—8. Cámbrico.

cínica. La primera fase de plegamiento es la más importante, originándose en ella pliegues de todas las escalas desde kilométricos hasta milimétricos, apretados, vergentes al sur, con desarrollo de una esquistosidad generalmente muy penetrativa. Son pliegues asimétricos, con un desarrollo muy escaso de flanco invertido, frecuentemente relacionados con cabalgamientos; el plano axial medio se hunde unos 40° en sentido N 5° E. Hay dos fases más de plegamiento que sólo originan estructuras meso y microscópicas y esquistosidad de crenulación o de fractura: la segunda fase es casi codireccional con la primera y la tercera dispone sus ejes con un buzamiento medio al NW. La edad de estas deformaciones es Westfaliense Medio, con toda probabilidad. En el Estefaniense se desarrolla una importante etapa de fracturación que inicialmente es de desgarre y que rejuega después con notables saltos en buzamiento (SIMANCAS, 1981a); precisamente estas fracturas controlan estrictamente la disposición de los diques básicos de Castilblanco y son las vías del volcanismo del Viar (SIMANCAS, 1981b).

En este trabajo voy a describir únicamente las rocas plutónicas s. l., excluyendo los grupos *d'*) y *e*) de la clasificación anterior, pero incluyendo, algo arbitrariamente, el grupo *d*).

II. LAS ROCAS PLUTONICAS DE CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS

Como se acaba de indicar, las rocas plutónicas se encajan en materiales de edad devónica. Dos formaciones ocupan la mayor extensión de la región considerada; a la inferior, constituida por alternancias de capas de pelitas y de areniscas cuarzosas, con tránsitos graduales entre los lechos, le atribuyo una edad Devónico medio-superior; la que se sitúa encima de ésta es de tipo turbidítico y puede asignarse, con pocas dudas, al Devónico Superior. La cartografía revela que los gabros y el granito de Castilblanco aparecen únicamente en el seno de la formación más baja; por el contrario, los demás granitoides alcanzan niveles más altos de intrusión, hallándose insertos de forma preferente en la formación turbidítica.

Un rasgo sobre el que conviene llamar la atención es la distribución espacial de estas rocas. En la cartografía se observa que, en líneas generales, los gabros y el granito de Castilblanco forman una alineación WNW-ESE al norte de la cual se sitúa otra, paralela, de granitoides poco profundos (Fig. 1). En el detalle, los afloramientos son mucho más irregulares, sobre todo los de granitoides de intrusión super-

* En pro de una lectura más ágil, en adelante escribiré sólo Castilblanco.

ficial, los cuales, como queda dicho, no están limitados a aparecer en una u otra formación del encajante. Esto es causa de una complejidad cartográfica muy notable.

II.1. ROCAS DE INTRUSIÓN RELATIVAMENTE PROFUNDA

II.1.1. *Los gabros*

Son las rocas que con mayor claridad se alinean en cartografía, no obstante aparecer muy troceadas por la fracturación tardihercyniana (Fig. 1). En su seno aparecen intruidos todos los tipos de granitoides, habiendo sectores de auténtica mezcla mitad por mitad en los que la roca básica queda brechificada y atravesada por una intrincada red de rocas ácidas.

Dominan los gabros hornbléndicos *, pero son también abundantes los gabros de piroxeno (monoclínico y/o ortorrómbico) y hornblenda; en proporción mucho menor, se encuentran cuarzogabros y cuarzo-dioritas (hornbléndicos), noritas con olivino y noritas piroxénico-hornbléndicas con olivino. La proporción de minerales máficos es, en algunos sectores (afloramientos de gabros bandeados), muy variable, pudiéndose distinguir términos leucocratos y melanocratos. La hornblenda se acomoda a los huecos que dejan los cristales de plagioclasa; por el contrario, piroxeno y olivino no tienen formas impuestas por la plagioclasa. Es muy frecuente observar la transformación de los piroxenos en hornblenda; el olivino puede presentar una corona de piroxeno ortorrómbico (hiperstena). En cuanto a los diferenciados leucocratos y melanocratos, se puede decir que se han originado por diferenciación gravitatoria: unas veces ha habido acúmulo de cristales de plagioclasa y en otras ocasiones se han acumulado piroxenos y olivino; la hornblenda cristalizó con posterioridad a estas acumulaciones de cristales, rellenando los huecos resultantes. Por otro lado, son frecuentes las diferenciaciones pegmatoides, bien en forma de venas irregulares o como parches de límites difusos. Aparte del tamaño de los cristales, esta facies pegmatóide es idéntica a los gabros hornbléndicos.

La hornblenda tiene un color diferente, verde o marrón, incluso dentro de un mismo cristal. Otros caracteres ópticos también varían; así, el ángulo ZC tiene valores entre 19 y 25. Evidentemente, este mineral presenta alguna variación química. Existe una generación de anfíbol tardío, verde muy pálido, formado a expensas de la hornblenda. La plagioclasa está casi siempre zonada: haciendo una síntesis, se

* La nomenclatura petrográfica utilizada es la que recomienda la IUGS, Subcomisión para la Sistemática de las Rocas Igneas (1973).

puede distinguir un amplio núcleo con zonación normal y gradual entre An_{75-60} (centro) y An_{55-35} (borde), y una aureola con zonación oscilante y/o normal entre An_{55-35} (borde interno) y An_{50-25} (borde externo). Como cabe esperar, las plagioclasas menos cálcicas son las correspondientes a cuarzdioritas y cuarzogabros. Los minerales accesorios son: mena, esfena y apatito.

Las muestras 26, 27 y 30 tienen abundante hiperstena y escaso olivino (normativos)*; 29 y 31 tienen abundante hiperstena y escaso cuarzo; 35 y 36 tienen olivino y casi nada de hiperstena. Los diagramas 3 se utilizan para definir el tipo de «serie de rocas» al cual pertenecen éstas. En 3₂ se demuestra que son gabros subalcalinos; en el gráfico de LA ROCHE y LETERRIER (1973) (Fig. 3₁) se apunta ya el carácter toleítico, y los diagramas 3₄ y 3₅ son expresión, aparentemente clara, de afinidad toleítica. Por el contrario, las figuras 3₃, 3₇ y 3₈ sugieren una posición intermedia calcoalcalina-toleítica. En todos los casos, debe hacerse, a estos efectos, caso omiso de la posición de las muestras 35 y 36, puesto que son acumulados de cristales de plagioclasa, como bien se indica en 3₁, 3₇ y 3₈.

II.1.2. *El granito de Castilblanco de los Arroyos*

Denomino así un granito s.str. caracterizado por la existencia, siempre en cantidades mínimas, de moscovita ígnea. Aunque se extiende con amplitud desde Castilblanco hacia el sudeste, sus mejores afloramientos están en el macizo de Gerena y al norte del pueblo de Castilblanco. Espacialmente (como temporalmente) está muy ligado a los gabros. Ambos tipos de roca producen un fuerte metamorfismo de contacto en el que, con las temperaturas más altas, se alcanza la paragénesis cuarzo-moscovita-biotita-cordierita-silimanita, en la que debe destacarse la coexistencia de moscovita y silimanita. En efecto, este par implica una presión mínima del orden de 2,5-3,5 kb (la variabilidad es debida a los diversos límites que se han propuesto para los campos de estabilidad de los polimorfos de Al_2SiO_5). Por otra parte, gabros y granito de Castilblanco producen abundantes venas de cuarzo en el encajante metamorfizado, y se observa que éstas han sido plegadas en la primera fase de deformación; no obstante, los minerales del metamorfismo de contacto crecen, en general, sobre la primera esquistosidad. Se trata, pues, de intrusiones sin-tarditectónicas (con referen-

* A fin de ahorrar espacio, se ha omitido la relación detallada de los análisis químicos. El autor enviará esta información a quien la solicite. Los análisis químicos han sido realizados en el Instituto de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Padua (Italia), en el marco del IGPC número 5.

cia en la primera fase de deformación) y medianamente profundas, del orden de los 10 Km., extremo éste que viene corroborado por la existencia de moscovita ígnea (véase, por ejemplo, CARMICHAEL *et al.*, 1974, Figs. 5-25, pág. 265). En un próximo trabajo, ahora en preparación, se tocarán detalladamente todos los aspectos petrogenéticos del granito de Castilblanco.

El granito está constituido por cuarzo, plagioclasa con zonación normal (núcleo de andesina y borde de oligoclasa-albita), microclina perthítica, biotita y moscovita (ésta se considera mineral principal por su interés, que no por ser abundante). Accesoriamente, posee circón, apatito y, sólo en alguna localidad, granate almandínico de composición exacta aún no determinada. El feldespató potásico muestra una gran actividad corrosiva sobre casi todos los otros minerales, pero muy especialmente sobre la plagioclasa y la moscovita. El orden de cristalización permite deducir, a partir de los datos experimentales de MAALOE y WYLLIE (1975), un porcentaje de agua en el sistema granítico superior a 2,5. Esta cantidad de agua puede no ser usual (CARMICHAEL *et al.*, 1974, págs. 320-333; MAALOE y WYLLIE, 1975), pero parece bien establecida tanto por la secuencia de cristalización como por las abundantes exudaciones de cuarzo que el granito (y los gabros) lanzaron hacia el encajante en un momento «bastante» anterior a la consolidación del magma (esto es, el magma se saturó de agua en un momento relativamente temprano; véase la figura 1 de MAALOE y WYLLIE, 1975). En el caso de los gabros, la abundancia de hornblenda (YODER y TILLEY, 1962) y la presencia común de parches y venas pegmatoides abundan en la misma conclusión.

La figura 2 refleja la composición normativa del granito de Castilblanco. Los datos químicos se han proyectado también en el diagrama de LA ROCHE y LETERRIER (1973) (Fig. 3₁).

II.2. GRANITOIDES DE POSICIÓN INTERMEDIA EN LA SECUENCIA CRONOLÓGICA

II.2.1. *Tonalitas y granodioritas*

Estas rocas forman un pequeño «stock» situado a unos 3 Km. al este del pueblo de El Garrobo, así como afloramientos muy pequeños y dispersos por el área cercana. Las tonalitas tienen, como las granodioritas, textura hipidiomórfico-granular, con plagioclasa y anfíbol subidiomorfos y cuarzo xenomorfo (intersticial). En las tonalitas, el anfíbol (tschermakita) y una mínima cantidad de biotita constituyen el componente máfico. La plagioclasa está zonada con secuencias algo variables, si bien, en conjunto, la zonación es normal entre un núcleo

An₅₀ y un borde An₁₅₋₂₀. Las granodioritas se distinguen por la existencia, en cantidad subordinada, de feldespato potásico pertítico y por un mayor porcentaje de biotita en detrimento del anfíbol. La zonación de sus plagioclasas es muy semejante a la que tienen las plagioclasas de las tonalitas. En los diagramas normativos triangulares de la figura 2 y en el gráfico 3₁ aparecen proyectados dos análisis de estas rocas.

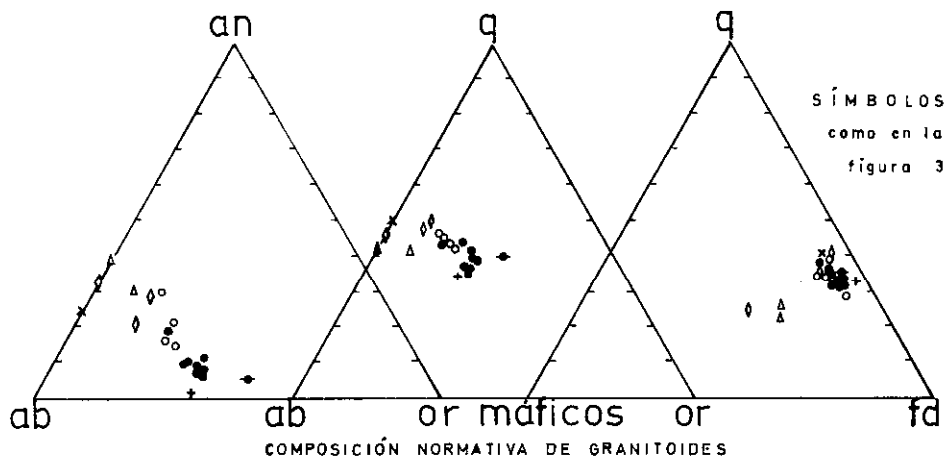


FIGURA 2

II.2.2. Granito-granodiorita con cuarzo globuloso

Es ésta una facies que alcanza gran extensión dentro de la alineación de granitoides poco profundos que se extiende al norte de la de gabros y subparalelamente a ella. No obstante, también tiene afloramientos importantes dentro de la franja predominantemente gabroide. Este grupo de rocas se caracteriza por la presencia de cristales de cuarzo de tamaño superior a lo normal y que tienen una forma general subsférica, aunque en sus bordes muestran fuertes irregularidades por intercrecimiento y/o corrosión con el feldespato potásico y por digestión de otros cristales. La plagioclasa, andesina-oligoclasa, con zonación normal, es subidiomorfa, al igual que la biotita; el feldespato potásico, finamente pertítico, es siempre xenomorfo. Con frecuencia, se observa el efecto de una cataclasis más o menos intensa: la plagioclasa se fractura, pero el feldespato potásico se removiliza con facilidad y corroe la plagioclasa y rellena sus fracturas; el cuarzo tiene un comportamiento intermedio, granulándose y removilizándose.

En las figuras 2 y 3₁ se presentan datos químicos de estas rocas.

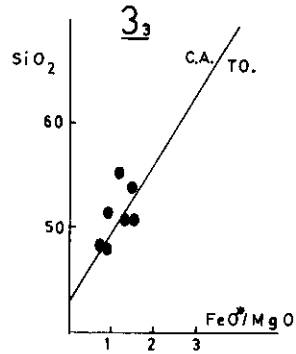
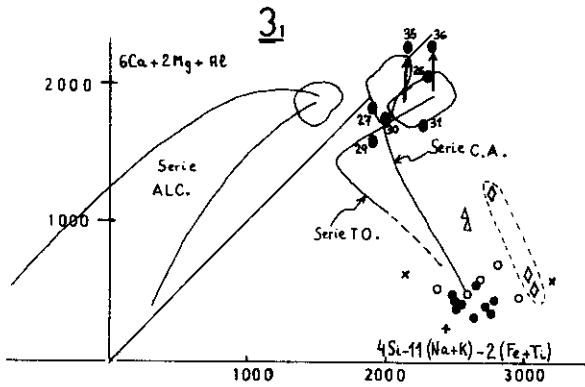


figura 3(3₁-3₈)

- GABRO
- GRANITO CON MOSCOVITA
- △ GRANODIORITA-TONALITA
- GRANITO DE CUARZO GLQ
- ◇ PÓRFIDO BULOSO
- x MICROGRANITOIDE
- + LEUCOMICROGRANITO ROSA

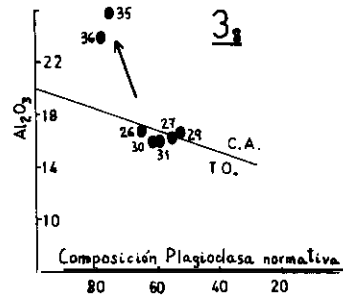
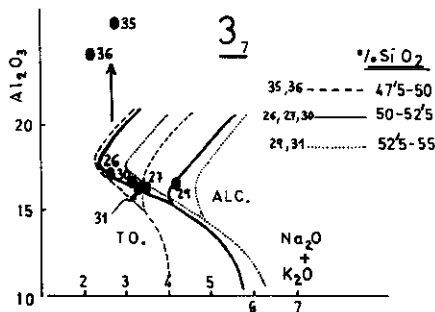
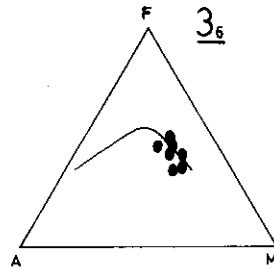
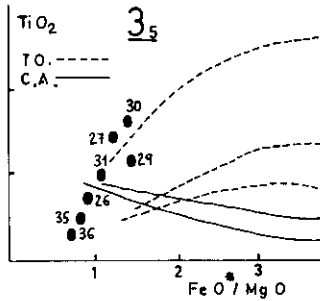
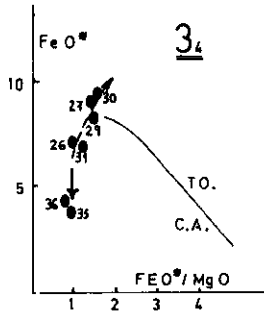
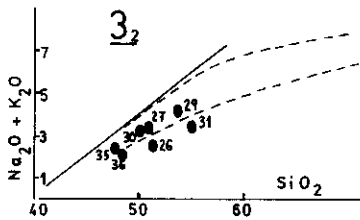


FIGURA 3 (3₁-3₈)

II.2.3. *El granito de El Berrocal*

Situado al sudeste de Almadén de la Plata, el macizo de El Berrocal presenta en cartografía una forma groseramente elíptica. Intruye en la formación turbidítica (Devónico Superior) y en una formación situada sobre ésta, constituida por pizarras y grauvacas feldespáticas, atribuible al Carbonífero Inferior. Por el este, queda recubierto por los basaltos del Viar.

La plagioclasa, débilmente zonada, de composición oligoclásica; el feldespato potásico, con minúsculas venillas de albita exsuelta; la biotita y el cuarzo constituyen la composición mineralógica esencial. Desde el punto de vista textural, conviene resaltar el hábito subidiomorfo del feldespato potásico, así como el tamaño de grano relativamente grueso y con tendencia porfídica; en el borde, este granito desarrolla facies porfídico-microcristalina o facies homogénea de grano fino. Un rasgo mineralógico de interés es la aparición frecuente, en pequeñas cantidades, de granate. Este mineral es xenomorfo, llegando a englobar, incluso, algún grano de cuarzo, lo que da idea de su cristalización tardía. Dos análisis del granate, efectuados con microsonda, han dado un resultado prácticamente idéntico; la composición media es: 3 % de piropo, 80,4 % de almandino, 14,26 % de espesartina y 2,32 % de grossularia. Las cantidades de piropo (HSU y BURNHAM, 1969) y de grossularia son despreciables; los datos de HSU (1968) para los términos de Almandino y Espesartina indican que una solución sólida de éstos, con los porcentajes que poseen en este granito, puede ser estable en las condiciones de presión y temperatura propias de los últimos momentos de la solidificación de un granito de escasa profundidad de intrusión.

II.2.4. *Tonalita de grano fino*

Cuantitativamente, esta facies es poco importante. Se limita a pequeños afloramientos muy dispersos por toda la región entre los que citaré, como más importante, el que está justamente a oriente de la carretera nacional Sevilla-Badajoz, a unos 5 Km. al norte de El Ronquillo. La roca se compone de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y, como accesorios, biotita, esfena, mena y apatito. Pueden diferenciarse dos generaciones de hornblenda, una con cristales bien formados y color intenso verde o marrón y otra de color verde más suave y que forma agregados radiantes de cristales. La plagioclasa presenta zonación normal entre An_{50} y albita. Dos aspectos texturales merecen ser destacados: el grano fino de la roca (tamaño medio del orden de medio milímetro) y el hábito acicular del apatito. Según los estudios experimentales de WYLLIE *et al.* (1962), el hábito del apatito parece responder

a la velocidad de enfriamiento del líquido a partir del cual se forma; así, una brusca disminución de la temperatura origina hábito acicular. Es posible suponer, en consecuencia, un rápido enfriamiento del líquido magmático de estas tonalitas, y esto es coherente con su pequeño tamaño de grano. En todo caso, la rapidez del enfriamiento no llegó a ser tal que impidiese la zonación de la plagioclasa.

II.3. GRANITOIDES HIPOVOLCÁNICOS

II.3.1. *Pórfidos riolíticos-dacíticos*

La distribución de las rocas de este grupo es extremadamente irregular. Son muy abundantes al norte de la falla del embalse del Cala y también al noroeste de Burguillos. Texturalmente, se trata de rocas verdaderamente volcánicas: fenocristales de cuarzo, plagioclasa ácida, ortosa y biotita en las rocas fenorriodacíticas, y fenocristales de plagioclasa más básica (An_{55-60} , zonación alternante) y hornblenda marrón en las fenoandesitas. La matriz es microcristalina, a veces fluidal. Los minerales accesorios son circón y apatito. En la matriz son frecuentes las recristalizaciones que dan lugar a agregados simplectíticos cuarzo-feldespáticos.

En la figura 2 se expresa la composición normativa de algunas de estas rocas y en la figura 3, los puntos se alinean definiendo una evolución que parece de tipo calcoalcalino.

II.3.2. *Microgranitos y microplagiogranitos*

En la región, los afloramientos de estas rocas aparecen solamente muy cerca del terciario de la depresión del Guadalquivir, entre Burguillos y Villaverde del Río. Son cuerpos relativamente pequeños que con frecuencia están cargados de enclaves, más o menos asimilados, de gabro y de diabasa. Su relación con los diques de diabasa, que están guiados por la fracturación tardiherciniana, se puede observar en algunos lugares; unas veces los microgranitos cortan y asimilan parcialmente diques básicos, y en otros casos se advierte la relación contraria. Por el contrario, los pórfidos que se han descrito en el apartado anterior están sistemáticamente intruidos por diabasas.

Tienen una composición mineralógica variable, y ello se debe, en parte, a la notable ingestión de material básico, según se acaba de indicar. Este parece el caso de algunas microtonalitas, constituidas por plagioclasa zonada desde andesina hasta oligoclasa-albita, cuarzo, hornblenda, biotita, mena, apatito (a veces, acicular) y circón. Por otro lado, existen microgranitos: cuarzo, albita u oligoclasa, pertita,

biotita, mena, apatito (acicular en algunas ocasiones) y circón. Los plagiogranitos tienen plagioclasa ácida, pero carecen de feldespato potásico. La textura es de grano fino; la plagioclasa y los máficos son subidiomorfos, y el feldespato potásico y el cuarzo son xenomorfos.

Véanse las figuras 2 y 3₁ como expresión de algunos datos químicos de estas rocas.

II.3.3. *Leucomicrogranito rosa*

También las relaciones de detalle de este leucomicrogranito con los diques de diabasa se deben interpretar como que ambos tipos de roca intruyeron simultáneamente. Al igual que las diabasas, el leucomicrogranito aflora únicamente en filones estrechamente controlados por la fracturación herciniana tardía. Se compone de cuarzo, albita, pertita y biotita. Su textura es transicional entre la aplítica y la hipidiomórfica granular. En las figuras 2 y 3₁ se ha proyectado una muestra de esta roca.

III. EL COMPLEJO PLUTÓNICO DE BEJA (PORTUGAL)

Ceñida al cabalgamiento de Ferreira-Ficalho, emplazada en su labio norte, se sitúa una asociación plutónica que tiene, por lo menos, algunas semejanzas con la que aflora en la región de Castilblanco de los Arroyos. Presentaré, muy brevemente, sus características esenciales, de acuerdo con los datos de los investigadores portugueses.

Hasta un tiempo reciente sólo se distinguía en esta región un «complejo gabro-diorítico» y un «complejo porfídico-ácido» (su distribución cartográfica se muestra, muy esquemáticamente, en la Fig. 4). ANDRADE (1972) y ANDRADE *et al.* (1976) establecen en el área de Odiveiras-Alvito una importante subdivisión litológica. En esencia, son ahora tres complejos ígneos: *a*) gabros inferiores; *b*) conjunto metabasáltico, con lavas y tobas; y *c*) complejo esencialmente subvolcánico y de composición ácida e intermedia. En 1972, CARVALHO asimila los porfidos cuarcíferos del conjunto *c*) a un «porphyry copper»; ANDRADE (1972, 1977, 1978, 1979) y ANDRADE *et al.* (1976) defienden una interpretación ofiolítica para la asociación *a* + *b*.

Según ANDRADE *et al.* (1976), los gabros inferiores pueden subdividirse en tres unidades. La más baja (G_I) está constituida por gabros entre los que se intercalan escasos cuerpos lentejonares de serpentinitas plagioclásicas, con pasos graduales (por aumento del porcentaje de plagioclasa) de éstas a los gabros. En el medio (G_{II}), se disponen gabros bandeados (gabros con y sin olivino, gabronoritas, gabros anortosíticos). Hacia arriba, se pasa a unos gabros anfibolíticos (G_{III}) poco

o nada bandeados, frecuentemente manchados («tachetés») con parches pegmatoides. En el conjunto metabasáltico se distinguen doleritas, basaltos, tobas y cineritas. El complejo subvolcánico «ácido» parece comprender rocas de alguna diversidad cronológica, siendo su composición litológica variada, con dominio de las dioritas y los pórfidos cuarcíferos.

Conviene también añadir algunas notas sobre la química de estas rocas. ANDRADE *et al.* (1976) observaron que la mayoría de las muestras proyectadas en el clásico diagrama SiO_2 -álcalis pertenecían al campo subalcalino y, desechando aquellas situadas en el campo alcalino, obtuvieron en los diagramas AFM y $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ pautas propias de la serie calcoalcalina. Más tarde, sin embargo, ANDRADE (1976, 1979) explica la alcalinidad de ciertos gabros (gabros hornbléndicos) como debida a un proceso de hidratación tardimagmática (presencia de parches pegmatoides; relación directa entre la cantidad de H_2O y la de álcalis) y, recalculando algunos análisis, concluye que todas las rocas muestran afinidad toleítica. Sobre esta cuestión, conviene quizá recordar que LETERRIER *et al.* (1972) indican también la posibilidad de que ciertas andesitas toleíticas parezcan, en los diagramas clásicos, rocas alcalinas, aduciendo, sin embargo, argumentos distintos a los de ANDRADE (1976, 1979).

IV. ENSAYO COMPARATIVO ENTRE LOS MACIZOS DE BEJA Y DE CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS

Intentaré reflejar aquí tanto los hechos que sugieren que los macizos ígneos de Beja y Castilblanco son correlacionables, como las diferencias que existen entre ambos. Siguiendo un orden de magnitud decreciente en la escala de observación, los argumentos que favorecen la hipótesis de la correlación se sintetizan en las siguientes líneas:

— Un examen de la cartografía de gran escala (Fig. 4) evoca la idea de que son dos trozos de una misma unidad. ¿Por qué tal evocación? Sin duda, por dos razones:

a) Son dos conjuntos ígneos alargados en la misma dirección, que parecen querer encontrarse. No existen en las cercanías otros macizos ígneos similares con los cuales continuar estos afloramientos; sólo parece fácil la unión (en un examen cartográfico general) entre los dos complejos de los que estamos tratando.

b) Si bien es verdad que las rocas plutónicas de la región de Castilblanco se encuentran en el labio sur (zona sudportuguesa) y las de Beja están en el labio norte (zona de Ossa Morena), no es menos cierto que la orientación de sus grandes unidades litológicas es suave pero

claramente oblicua al «accidente tectónico» que separa uno y otro bloque. Es decir, la tendencia de estas unidades es atravesar ese límite. Puesto que quedan bruscamente cortadas, parece como si esa «línea tectónica» hubiese dividido en dos lo que antes fue una misma unidad (Fig. 4).

— La disposición de las grandes unidades litológicas de cada complejo ígneo es análoga: una alineación de gabros al sur y otra de granitoides (esencialmente subvolcánicas) al norte (Fig. 4). Desde luego, este aserto es válido únicamente en líneas generales; en el detalle, la distribución de las rocas es más compleja, tanto en una como en otra región (por ejemplo, Fig. 1).

— Los rasgos petrográficos de algunos tipos de roca son totalmente análogos. Esto es particularmente nítido en los gabros: los gabros bandeados de Castilblanco son aparentemente idénticos a los gabros G_{II} de Beja, y los gabros hornbléndicos, frecuentemente ricos en parches pegmatoides (facies «tacheté»), parecen coincidir con los G_{III} . En lo que se refiere a los granitoides (grupo *c* del apartado III), no es posible, al menos con los conocimientos actuales, establecer equivalencias tan detalladas. Debe tenerse en cuenta que los granitoides presentan gran variedad litológica y que sus relaciones cronológicas no están siempre claras. ANDRADE *et al.* (1976) apuntan ya la posible heterogeneidad cronológica de estas rocas, y esta posibilidad está plenamente confirmada en la región de Castilblanco (véase el apartado II). Es posible, eso sí, resaltar el parecido global que, sin duda, existe: facies ácidas e intermedias, generalmente subvolcánicas, a veces microgranudas.

— Finalmente, los datos químicos disponibles, si bien escasos, favorecen también la correlación. De nuevo, es en los gabros donde este aspecto está más claro, puesto que, tanto en una como en otra región, la afinidad toleítica de las rocas gabroides parece suficientemente establecida.

¿Y los argumentos contrarios a la equivalencia de los dos complejos ígneos? En mi opinión, no es problema serio la falta, en la región de Castilblanco, del grupo G_I de gabros con lentejones ultramáficos. Entre otras posibles explicaciones, su posición basal podría servirnos, teniendo en cuenta que es fácil admitir el no afloramiento de los términos inferiores de una secuencia cualquiera. El problema creo que está en la inexistencia de afloramientos del conjunto metabásaltico (doleritas, lavas, tobas, cineritas) en la parte española *. El

* Advuértase, empero, que el aquí llamado macizo de Castilblanco de los Arroyos se extiende ampliamente y no ha sido reconocido en su totalidad con

contacto de este conjunto con los gabros es bastante oscuro (ANDRADE *et al.*, 1976), pero por su situación cartográfica se supone colocado encima de ellos. Es este hecho el principal sustento de la interpretación ofiolitoide: probable secuencia de gabros y metabasaltos (diques y lavas). Aunque esta hipótesis merece un análisis detallado a la luz de todos los datos, de todo tipo, disponibles, no parece que sea éste el lugar de hacerlo. Quiero limitarme aquí a presentar la posibilidad de que los macizos ígneos de Beja y de Castilblanco sean una misma unidad **. Los datos que hasta ahora he presentado indican, en mi opinión, que esta otra hipótesis merece ser tenida en cuenta en los próximos trabajos que se realicen por estas regiones. Permítaseme, a continuación, aludir a algunas de las implicaciones que esta idea trae consigo.

V. DATOS Y ESPECULACIONES SOBRE EL CONTACTO ENTRE LA ZONA DE OSSA MORENA Y LA ZONA SUDPORTUGUESA

En los últimos años, se han ofrecido diversas interpretaciones globales, en términos de tectónica de placas, de la evolución geológica de esta zona del macizo Ibérico (BARD, 1971; CARVALHO, 1972; BARD *et al.*, 1973; VEGAS y MUÑOZ, 1976; ANDRADE, 1977, 1978, 1979).

No entraré en una discusión general de los modelos de tectónica de placas que han sido presentados (véase SCHERMERHORN, 1975), pero sí voy a plantear algunas consecuencias derivadas de unir los macizos de Beja y de Castilblanco, hipótesis que afecta directamente a aquellos modelos en los que el límite entre Ossa-Morena y la zona sudportuguesa adquiere la categoría de una «geosutura», y muy esencialmente afecta a la interpretación ofiolítica del macizo de Beja. En la figura 4 se presenta la hipotética evolución que habría llevado desde una misma alineación plutónica de grandes dimensiones hasta las dos subunidades actuales. Para ello, se supone que, en el período tardiherciniano de fracturación, hubo importantes movimientos de desgarre sinistroso según una dirección suavemente oblicua respecto a la alineación plutónica. La curvatura original de ésta, y un acentuamiento tectónico posterior, serían la causa de que en los extremos se desarrollasen cabalgamientos a la vez que fallas de desgarre en la zona me-

el cuidado necesario. El autor de este trabajo tiene un conocimiento ¿suficiente? del área que se muestra en la figura 1, y ha realizado itinerarios por sectores más noroccidentales, pero no está en condiciones de garantizar que por estos otros sectores todo es igual que en la región de Castilblanco.

** Esta idea no es totalmente original. En una cita muy de pasada SCHERMERHORN (1971) da la impresión de estar convencido de ella.

dia (Fig. 4). Esta evolución está de acuerdo con las investigaciones que sobre la fracturación tardiherciniana ha realizado el autor de este trabajo en la región de Castilblanco (SIMANCAS, 1981a). ¿Significa esto que la «línea» tectónica que es divisoria entre las dos mencionadas zonas no tiene otra significación que la de una fractura (de primer orden) tardiherciniana? BATISTA *et al.* (1976) observan en el área de Ferreira do Alentejo-Monbeja cómo unas calizas devónicas que afloran justo al sur del cabalgamiento Ferrera-Ficalho se continúan en el labio norte de éste. En España, la relación del macizo de Castilblanco con los sedimentos del Paleozoico Superior en los que encaja parece excluir también la existencia de accidentes importantes previos a la fracturación tardiherciniana. No obstante, el calificativo «importante» ha de ser matizado: en efecto, no es posible aceptar la formación de una gran franja de rocas ígneas, más aún si son básicas, sin evocar fracturas profundas que hayan servido de vías de acceso.

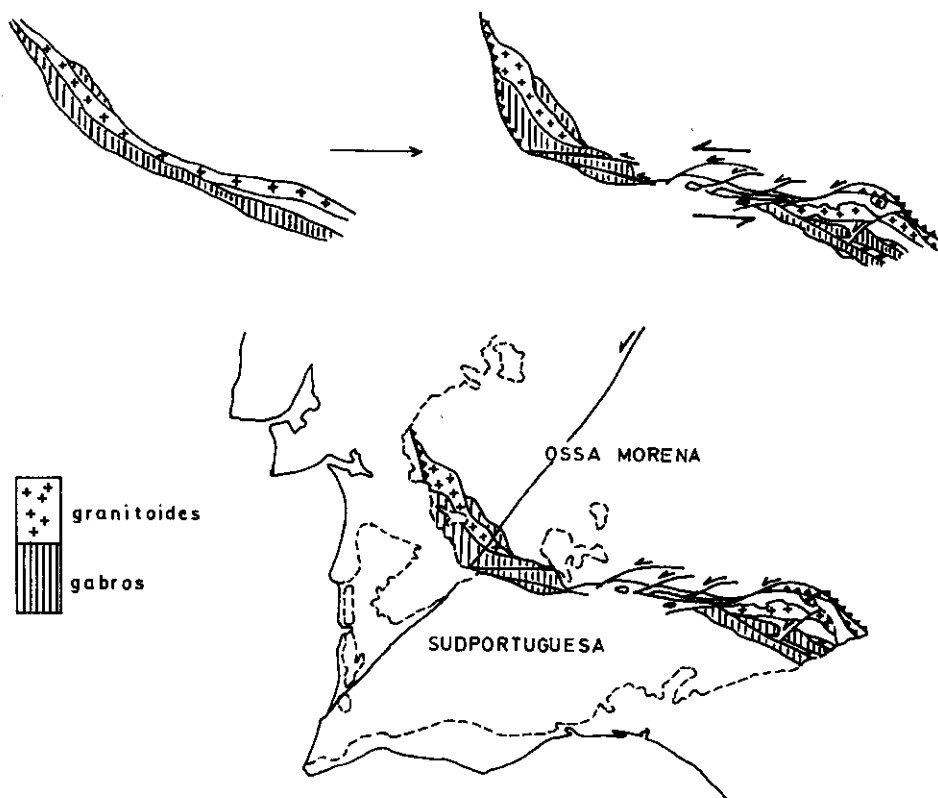


FIGURA 4

¿Qué hay, pues, de las diferencias entre Ossa-Morena y la zona sudportuguesa? He aquí una cuestión fundamental que, en otro momento, merecerá un desarrollo amplio. Sin embargo, parece que el clásico modelo de una cuenca con base de corteza continental y fuerte subsidencia en el Paleozoico Superior (la actual zona sudportuguesa), limitada al norte por un bloque más o menos levantado, puede ser totalmente válido (SCHERMERHORN, 1971). Desde luego, no hay en la actualidad duda alguna de que el metamorfismo de la zona sudportuguesa es de baja presión (SCHERMERHORN, 1975; MUNHA, 1979; GOMEZ PUGNAIRE *et al.*, 1981), y, por otro lado, los datos químicos del volcanismo de la faja piritífera indican, según MUNHA (1979), un ambiente de cuenca «intracontinental».

AGRADECIMIENTOS

Al profesor doctor F. P. Sassi (Universidad de Padua, Italia) y a la doctora M. T. Gómez Pugnaire (Universidad de Granada), ya que gracias a su interés se han realizado los análisis químicos utilizados en este trabajo. Mi reconocimiento también para el doctor Visona (Universidad de Padua) por las determinaciones con microsonda de granates.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, A. A. S. (1972): «Problemes géologiques et métallogéniques de l'Alentejo central (Portugal)». *Memorias e Noticias*, 73, 3-16, Coimbra.
- (1976): «Remarques sur le chimisme des gabros d'Odivelas (Massif de Beja)». *Memorias e Noticias*, 81, 75-83, Coimbra.
- (1977): «The Beja ophiolitic complex in Southern Portugal: a preliminary description». *Memoria e Noticias*, 84, 49-57.
- (1978): «The problem of ophiolites in Meso-Europe». *Memorias e Noticias*, 85, 37-41.
- (1979): «Aspectos geoquímicos do Ofiolitoide de Beja». *Comunic. Serv. Geol. Port.*, LXIV, 39-48.
- ANDRADE, A. A. S.; FERREIRA PINTO, A. F., y NABAIS CONDE, L. E. (1976): «Sur la géologie du Massif de Beja: observations sur la transversale d'Odivelas». *Comunic. Serv. Geol. Port.*, LX, 171-202.
- BARD, J. P. (1971): «Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques"». *Bol. Geol. Minero*, 8L, 108-129.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1973): «Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Phys. Sci.*, 241, 50-52.
- BATISTA, J. A.; MUNHA, J.; OLIVEIRA, V., y RIBEIRO, L. (1976): «Alguns aspectos geológico-petrográficos da bordura sul do Complexo Eruptivo de Beja». *Comunic. Serv. Geol. Port.*, LX, 203-213.

- CARMICHAEL, I. S. E.; TURNER, F. J., y VERHOOGEN, J. (1974): *Igneous Petrology*. McGraw-Hill Book Co., 739 págs.
- CARVALHO, D. (1972): «The metallogenetic consequences of Plate Tectonics and the Upper Paleozoic evolution of Southern Portugal». *Estudos, Notas, Trabalhos do S. F. M.*, XX, 3/4, 297-315.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M. T.; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J.; SASSI, F. P.; GIL-IBARGUCHI, J. I.; PASCUAL, E., y SIMANCAS, F. (1981): «Outline of the pre-Alpine metamorphism in Spain», en S. KARAMATA y F. P. SASSI, eds., *I. G. C. P.*, núm. 5, Newsletter, 3, 70-76.
- HSU, L. C. (1968): «Selected Phase Relationships in the System Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria». *Jour. Petrology*, 9, 40-83.
- HSU, L. C., y BURNHAM, C. W. (1969): «Phase relationships in the System $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ - $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ - H_2O et 2.0 kilobars». *Geol. Soc. of America Bull.*, 80, 2393-2408.
- LETERRIER, J.; DE LA ROCHE, H., y RUEGG, N. R. (1972): «Composition chimique et parenté tholéiitique des roches basaltiques du Bassin du Parana». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, 1722-1775.
- MAALOE, S., y WYLLIE, P. J. (1975): «Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallisation determined experimentally with water-undersaturated conditions». *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 175-191.
- MIELKE, P., y WINKLER, G. F. (1979): «Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine». *N. Jb. Mine. Mh.*, 10, 471-480.
- MUNHA, J. (1979): «Blue amphiboles, metamorphic regime and Plate tectonic Modelling in the Iberian Pyrite Belt». *Contrib. Min. Petrol.*, 69, 279-289.
- DE LA ROCHE, H., y LETERRIER, J. (1973): «Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, Série D, 3111-3118.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1971): «An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt». *Bol. Geol. Minero (Madrid)*, 82, 349-368.
- (1975): «Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments». *Geol. Mijnbouw*, 54, 23-35.
- SIMANCAS, J. F. (1981): «Evolución tardihercínica de un área situada al noreste de la provincia de Sevilla». *Temas Geológicos y Mineros*, 4 (en prensa).
- SIMANCAS, J. F., y RODRÍGUEZ-GORDILLO, J. F. (1981): «Magmatismo basáltico hercínico tardío en el noroeste de Sevilla». *Cuad. Geol. Univ. Granada* (en prensa).
- VEGAS, R., y MUÑOZ, M. (1976): «El contacto entre las zonas sudportuguesa y Ossa Morena en el SW de España. Una nueva interpretación». *Comunic. Serv. Port.*, LX, 31-51.
- WYLLIE, P. J.; COX, K. G., y BIGGAR, G. M. (1962): «The habit of apatite in synthetic system and igneous rocks». *Jour. Petr.*, 3 (2), 238-243.
- YODER, H. S., y TILLEY, C. E. (1962): «Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems». *Jour. Petrol.*, 3, 342-532.