

Caracterización de los minerales del dique gabroideo de Messejana - Plasencia en su sector nor-oriental

Mineral chemistry of the gabbroic Messejana – Plasencia dyke in the north-eastern sector

P. Andonaegui ⁽¹⁾, C. Villaseca ⁽¹⁾ y J.A. López García ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, Madrid. andonaeg@geo.ucm.es

⁽²⁾ Departamento Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, Madrid.

ABSTRACT

In the gabbroic Messejana–Plasencia dyke we have distinguished three types of pyroxenes: enstatite, pigeonite and augite. Enstatite and augite have been the first minerals that have crystallized at high T (1100°C – 1150°C). Pigeonites (@1000°C) are later and finally appear symplectic two-pyroxene intergrowths around the orthopyroxene. Plagioclase have a continuous zonation with cores of An₇₅ towards rims of An₁₈. Occasionally, there is a micrographic intergrowth of orthoclase–quartz or albite–quartz interstitially to the plagioclase and pyroxene framework. Three types of amphibole have been distinguished: ferroedenite, magnesiohornblende and ferroactinolite. The estimated temperature range of amphibole crystallization is low suggesting that most amphiboles are subsolidus. Finally, biotite are FeO and TiO₂ rich, its crystallization being late when residual liquids were enriched in those elements.

Key words: Messejana–Plasencia dyke, tholeiitic gabbro, mineral chemistry, P-T conditions.

Geogaceta, 38 (2005), 219-222

ISSN: 0213683X

Introducción

El dique de Messejana-Plasencia es una gran estructura de dirección SW-NE, que atraviesa la Península Ibérica desde el Alentejo (sur de Portugal) hasta Ávila, tiene una edad de @ 200 Ma (Dunn *et al.*, 1998), con un recorrido de unos 530 km y una anchura variable de 25 a 200 m. Corta al basamento hercínico y en las proximidades de Ávila es cubierto por sedimentos terciarios. Pertenece a la Provincia Magmática Centro-Atlántica (CAMP, Cebriá *et al.*, 2003), formando parte de los enjambres de diques generados durante la apertura del océano Atlántico (Greenough y Hoych, 1990; Dalziel *et al.*, 2000).

El dique de Messejana–Plasencia ha sido estudiado por diferentes autores desde 1950. Los estudios más recientes son los de Cebriá *et al.* (2003) y Villaseca *et al.* (2004). Cebriá *et al.* (2003) hacen un estudio geoquímico detallado de estos gabros toleíticos y plantean que el magma del que derivó era de procedencia mantélica y habría sufrido un proceso de cristalización fraccionada más una asimilación de rocas corticales profundas.

En este trabajo se estudia el sector más oriental del dique, comprendido entre el NW de Ávila (lat. 4510, Long 346) y las proximidades de Villafranca de la Sierra (Lat. 4486, Long 310), incluido en las hojas del mapa topográfico 1:50.000 16-20,

15-20, 15-21 y 14-21, con una longitud de unos 45 km y un espesor medio de unos 200 m. En este sector el dique intruye fundamentalmente en rocas graníticas.

Este trabajo es un estudio de la composición química mineral, para clasificar las especies minerales y realizar una estimación de la temperatura de cristalización de los gabros que componen el dique.

Aspectos de campo.

En el sector estudiado el dique presenta una facies de grano fino, localizada en el borde del mismo y una facies de grano grueso en la parte central. En las canteras de Villafranca de la Sierra además aparece una facies de tipo pegmatoides de grano muy grueso y rica en anfíboles, los cuales se distribuyen en formas arrosariadas. En general, el dique da resaltes topográficos y cuando está alterado aparece en bolos más o menos dispersos.

En algunos afloramientos aparece una facies leucocrática, de aspecto granofídico, atravesando a las rocas básicas en la parte central del dique. Estas rocas leucocráticas se han encontrado en las canteras del Cid, al N de Sanchorreja, en el puerto de Villatoro y en las canteras de Villafranca de la Sierra. En el afloramiento de Sanchorreja forma un cuerpo de unos 10 m de espesor, tiene un aspecto oqueroso con pequeñas cavidades

miarolíticas y escasos máficos. En el resto de los afloramientos los granofídicos aparecen como diques de unos 10 a 20 cm de espesor y venas de menor tamaño, con contactos netos con la roca básica, y pequeñas cavidades miarolíticas.

Estas rocas de tipo granofídico ya fueron descritas por García de Figuerola y Carnicero (1973) y por García de Figuerola *et al.* (1974).

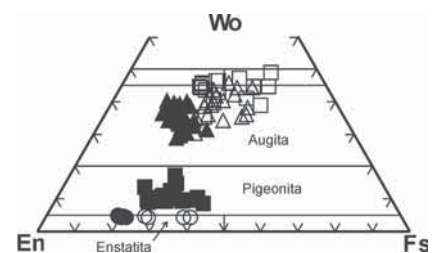


Fig. 1.- Diagrama En – Fs – Wo de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1988). Círculos llenos: ortopiroxenos (grupo I). Círculos vacíos: ortopiroxenos simplectíticos (grupo II). Cuadrados llenos: pigeonitas (grupo II). Triángulos llenos: augitas (grupo III). Triángulos vacíos: augitas (grupo IV). Cuadrados vacíos: augitas del pegmatoides (grupo IV).

Fig. 1.- En – Fs – Wo classification of pyroxenes by Morimoto *et al.* (1988). Full circles orthopyroxenes (group I). Empty circles: symplectite orthopyroxene (group II). Full squares: pigeonites (group II). Full triangles: augites (group III). Empty triangles: augites (group IV). Empty squares: augites of the pegmatite facies (group IV).

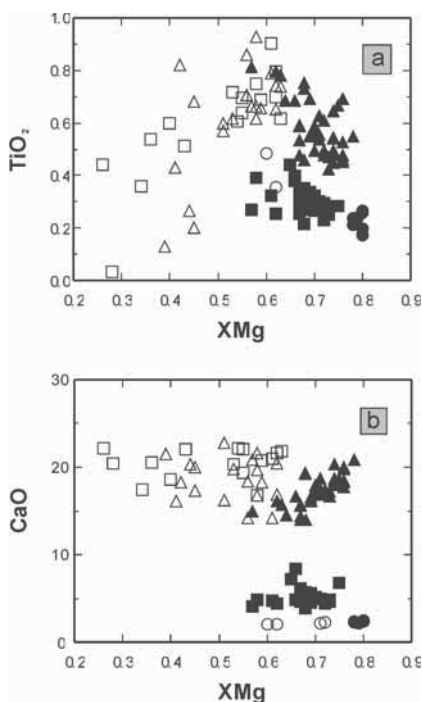


Fig. 2.- a) Diagrama XMgO – TiO₂ de los piroxenos. b) Diagrama XMgO – CaO de los piroxenos. Mismos símbolos que en la Figura 1.

Fig. 2.- a) XMgO – TiO₂ diagram of the pyroxenes. b) XMgO – CaO diagram of the pyroxenes. Same symbols that in Figure 1.

Características petrográficas de los gabros.

El dique está constituido principalmente por gabros con un tamaño de grano que varía de fino a grueso. Las rocas de grano fino tienen texturas de tendencia subofítica. Las rocas de grano grueso se caracterizan porque los cristales de plagioclasa son de tamaño algo mayor que en la textura anterior, y en algunas muestras aparecen incluidas en el piroxeno, desarrollando texturas de tipo ofítico. Es frecuente la presencia de cuarzo intersticial entre las plagioclasas y, en algunas muestras, además, aparecen intercrecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato potásico o cuarzo y albita entre los cristales de plagioclasa. Estas texturas de intercrecimiento también se han descrito en otros diques de composición similar (Oliveira *et al.*, 1990; Kontak *et al.*, 2001).

La mineralogía principal está constituida por piroxenos, plagioclasa, ilmenita y ulvoespinela. Como accesorios se encuentran biotita, anfíbol, siendo éste más abundante en rocas de carácter pegmatítico; apatito y en algunas rocas aparece cuarzo, feldespato potásico y albita con carácter intersticial.

Aunque en otros trabajos se cita olivino como componente minoritario (p.e. Cebriá *et al.*, 2003), en las muestras estudiadas no se ha encontrado. En algunas de ellas queda un

mineral, habitualmente incluido en piroxeno, que aparece completamente transformado bien a hidróxidos de hierro y filosilicatos de tipo serpentina, o bien a agregados de tipo iddingsita, que hemos interpretado como pseudomorfos de olivino. Otros minerales secundarios que presentan estas rocas son cloritas, como producto de alteración de biotitas, y actinolita asociada a los anfíboles.

Piroxenos

Son los máficos mayoritarios en estas rocas. Lo más frecuente es que formen cristales grandes subidiomorfos, que en ocasiones pueden incluir restos de ζ olivino? También hay cristales de tamaño algo menor y carácter intersticial. Fundamentalmente son clinopiroxenos, aunque también se han encontrado ortopiroxenos.

Clinopiroxeno. Se trata de augita y pigeonita (Fig. 1). La augita es la más abundante. Aparece en cristales aislados o rodeando a la pigeonita. Es frecuente que presente maclado sencillo y lamelas de exolución. Su composición media varía entre Wo₃₉₋₃₄ En₄₄₋₃₅ Fs₂₂₋₂₅.

En las rocas de carácter pegmatóide, la augita es más rica en calcio y hierro (Wo₃₈₋₄₆ En₂₁₋₃₅ Fs₂₃₋₃₆) y a veces es próxima a composiciones hedenbergíticas. Este último clinopiroxeno más rico en hierro presenta carácter intersticial, por lo que sería de cristalización tardía.

La pigeonita suele presentarse en cristales algo más pequeños y es frecuente que aparezca rodeada de augita. Su composición es uniforme (Wo₁₀₋₁₁ En₆₃₋₅₅ Fs₃₀₋₂₀). Es importante destacar que en el pegmatóide no se encuentra pigeonita, por lo que habría una evolución de los piroxenos hacia términos más ricos en calcio y hierro.

Ortopiroxeno. El ortopiroxeno es ensatita con una composición media de Wo₄ En₇₄

Fs₂₂ (Fig. 1). Estos cristales suelen estar rodeados bien por un ortopiroxeno simplectítico que presenta un menor contenido en MgO con una composición media Wo₄ En₆₈₋₅₇ Fs₂₈₋₃₉, o bien por cristales de pigeonita. Esta variación composicional también indicaría una evolución hacia términos más ricos en calcio y hierro.

En el diagrama de la figura 2a, en el que se enfrenta XMg (XMg = Mg/Mg+Fe) con respecto a TiO₂, se pueden distinguir cuatro poblaciones de piroxenos:

Grupo I: formado por los cristales individuales de enstatita, que son los que presentan mayor XMg (@ 0.8) y menor contenido en TiO₂ (<0.3 %), presentan un ligero zonado aumentando el contenido en TiO₂ y FeO, de centro a borde.

Grupo II: pigeonita y el ortopiroxeno que forma parte de los crecimientos simplectíticos, con un XMg ligeramente menor (valores entre 0.76 y 0.60) y mayor contenido en TiO₂ (0.20 – 0.45%), presentando las pigeonitas zonaciones similares a las de la enstatita.

Grupo III: augita que rodea a las pigeonitas anteriores, con XMg entre 0.80 y 0.68 y contenidos en TiO₂ entre 0.40 y 0.70 %.

Grupo IV: resto de la augita, que aparece como cristales aislados dentro de la roca o como cristales intersticiales entre los cristales de plagioclasa, en este grupo se incluye también la augita que aparece en el pegmatóide. Este grupo presenta composiciones más variadas a medida que la roca es algo más evolucionada. Así su relación XMg varía entre < 0.68 y 0.28 y su contenido en TiO₂ desde próximo al 1% hasta valores algo inferiores a 0.3%. Es decir, a medida que la roca es más diferenciada los piroxenos son más pobres en MgO y TiO₂.

Nº de muestra	Wood y Bano (1973)	Brey y Köhler (1990)	Wells (1984)	Observaciones
103309 69 - 75	997°C	1105°C	1006°C	Ortopiroxeno - augita
69 - 66	1015°C	1133°C		
69 - 68	1012°C	1125°C		
103309 89 - 66	1069°C		1060°C	Ortopiroxeno augita intersticial
103309 69 - 71	955°C	981°C		Ortopiroxeno simplectítico - augita
69 - 73	1008°C	1028°C		
103319 7 - 11	1078°C	1039°C		Ortopiroxeno - augita
6 - 10	1123°C	1076°C		
103322 128 -131	1141°C	1150°C	1136°C	Ortopiroxeno - augita
132- 131	1157°C	1163°C		
103322 128- 127	1029°C	954°C		Ortopiroxeno simplectítico - augita
132-133	1045°C	978°C		
103318 75 - 81	1098°C	1062°C		
70 - 69	1089°C	1065°C	1181°C	Pigeonita - augita
72 - 64	1065°C	1078°C		
120- 122	1071°C	1068°C		
123-124	1044°C	1023°C		
103317 24 - 26	967°C	963°C		
54 - 49	1036°C	973°C		Pigeonita - augita
53 - 49	1025°C	993°C		

Tabla I.- Resultados de geotermometrías con piroxenos.

Table I.- Pyroxene geothermometry

Con respecto a la variación de estos dos elementos se observa una pauta general en la que hay una disminución del contenido en MgO y aumento del TiO₂ desde el ortopiroxeno hasta la augita, pero en los de tipo más intersticial y en los que pertenecen al pegmatoide, se observa una pauta inversa en cuanto al contenido en TiO₂. Estas variaciones indicarían que en el líquido magmático se alcanzan unas condiciones de saturación en TiO₂ y en los últimos estadios de cristalización de los piroxenos se va consumiendo este elemento de tal forma que los piroxenos van siendo progresivamente más pobres en el mismo a medida que la roca está más evolucionada.

Estos mismos cuatro grupos de piroxenos se reflejan también en el diagrama XMg – CaO (Fig. 2b), separándose mejor, como es obvio, el ortopiroxeno simplectítico de la pigeonita, por el menor contenido en CaO de los primeros. También las augitas del grupo III forman una población más homogénea que las del grupo IV, con una disminución del contenido en CaO a medida que disminuye el XMg.

Feldespatos.

La plagioclasa es el mineral félsico más abundante de las rocas, pudiendo formar hasta más del 50% de las mismas. Se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos de menor tamaño que los piroxenos, con maclado polisintético y zonación óptica continua. Ocasionalmente pueden presentar ligera alteración a sericita, sobre todo en el núcleo del cristal. La composición media de las plagioclasas es de labradorita (An₅₅ – An₆₅), aunque se han encontrado núcleos más básicos (An₇₅) y bordes de tipo oligoclasa (An₁₈). También hay que indicar que las plagioclasas del pegmatoide son, en general, las menos cálcicas, variando su composición de An₄₇ a An₂₇.

En los crecimientos micrográficos con cuarzo o rodeando a algunos cristales de plagioclasa más cálcica, aparece una albita casi pura (Ab₉₀₋₉₇), y en algunas muestras también se ha encontrado feldespato potásico con una composición de Or₇₅₋₈₀.

Anfíbol.

No es muy abundante pero aparece en muchas muestras. En general forma cristales de pequeño tamaño, salvo en las rocas de carácter pegmatoide donde forma cristales grandes. Se presenta con distintas características texturales. Lo más frecuente es que aparezca rodeando a los piroxenos, pero también se encuentra disperso por la roca y de forma intersticial

entre los cristales de plagioclasa. Ópticamente se distinguen dos tipos: uno de color marrón que probablemente sea primario, y otro de color verdoso que aparece rodeando al anterior o disperso por la roca y que debe ser secundario.

Los anfíboles analizados se proyectaron en los diagramas de clasificación de Leake *et al.* (1997). La mayoría de ellos quedan en el campo de la edenita, encontrándose también hornblenda, que son más abundantes en el pegmatoide, así como ferro-actinolita.

La hornblenda es magnesio-hornblenda, XMg= 0.6, con contenidos

en TiO₂ < 1% y contenidos en CaO entre 17% - 21%.

La edenita es una ferroedenita, XMg @ 0.3, mayores contenidos en TiO₂ @ 2% y más bajos en CaO @ 10%, además son los anfíboles más ricos en Al₂O₃.

Finalmente la ferro-actinolita, que corresponde a los anfíboles secundarios, es la más rica en FeO (XMg= 0.24 – 0.20) y con contenidos en TiO₂ muy bajos (@ 0.1) así como son bajos también los contenidos en CaO.

Estas variaciones composicionales se aprecian bien en el diagrama TSi–Ti (Fig.

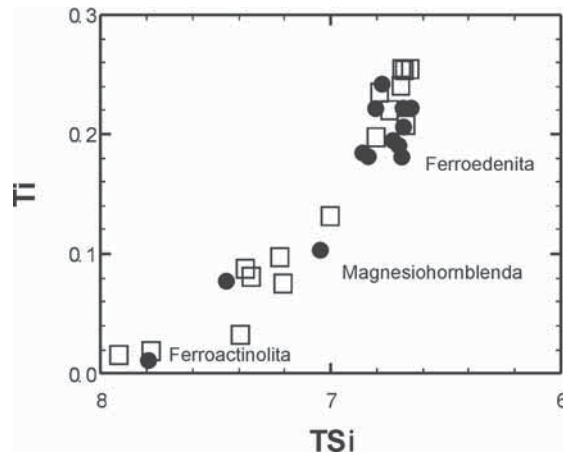


Fig. 3.- Diagrama TSi – Ti de anfíboles. Círculos llenos: anfíboles de los gabbros. Cuadrados vacíos: anfíboles del pegmatoide.

Fig. 3.- TSi – Ti diagram of the amphiboles. Full circles: amphiboles of the gabbros. Empty squares: amphiboles of the pegmatoid.

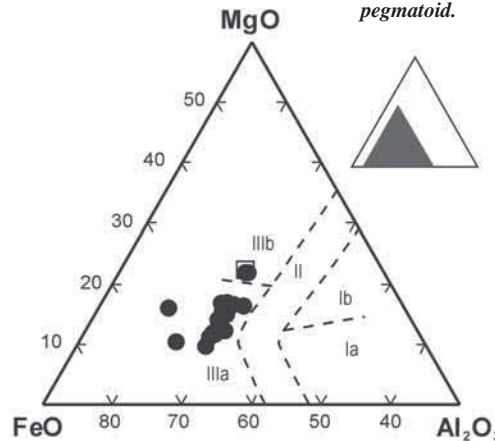


Fig. 4.- Diagrama de clasificación de biotita de Rossi y Chevrement (1987). Mismos símbolos que en la Figura 3.

Fig. 4.- Classification diagram of the biotite by Rossi and Chevrement (1987). Same symbols that in Figure 3.

Nº de muestra	Blundy y Holland (1990)	Otten (1984)	Observaciones
103309 95-91	780°C	669°C	Ferroedenita
103319 60-67	883°C	812°C	Magnesiohornblenda
68-75	861°C	780°C	
103327 10-7	702°C	638°C	
24-27	662°C	585°C	Ferroedenita - núcleo de plagioclasa Ferroedenita - borde de plagioclasa.
32-35	894°C	852°C	
46-48c	763°C	828°C	
46-48b	699°C		

Tabla II.- Resultados de las geotermometrías con anfíbol – plagioclasa.

Table II.- Amphibole-plagioclase geothermometry.

3), donde quedan claramente separados los tres tipos de anfíboles y se aprecia una variación continua, disminuyendo el Ti a medida que aumenta el contenido en Si.

Biotita

Aparece siempre como mineral accesorio en algunas muestras, en pequeños cristales subidiomorfos dispersos por la roca.

Las biotitas son ricas en hierro con valores de XMg entre 0.45 – 0.20, y ricas en TiO₂ con valores superiores al 3%.

En el diagrama de clasificación de Rossi y Chevremont (1987) (Fig. 4) la biotita se proyecta en el campo de las rocas subalcalinas con alto contenido en hierro. Igualmente, en el diagrama Mg – Al total (Nachit *et al.*, 1985) queda en el campo de las rocas subalcalinas que van acompañadas por anfíbol y piroxeno. Finalmente el contenido en Al^{VI} presenta buena correlación con Fe, Mg y Ti lo cual indica que existen sustituciones de tipo dioctaédrico – trioctaédrico.

Cálculos termométricos

A partir de las composiciones de piroxenos, anfíboles y plagioclasa, se han calculado las temperaturas de cristalización de los gabros que forman el dique. Los cálculos se realizaron con el programa PTMAFIC de Soto y Soto (1995) y se calcularon las temperaturas a partir del par ortopiroxeno–clinopiroxeno, y del par anfíbol-plagioclasa, estimando una presión de 1 kbar como condición de emplazamiento del dique. Los resultados obtenidos se encuentran en las Tablas I y II.

Los cálculos realizados para estimar la temperatura con del par ortopiroxeno-clinopiroxeno, son los propuestos por Wood y Bano (1973), Brey y Köhler (1990) y Wells (1984) presentando pequeñas diferencias entre ellos. Las temperaturas más altas se obtienen con el par ortopiroxeno – augita, que indicarían el comienzo de la cristalización, la cual oscilaría entre unos 1150° C y 1010° C. Las temperaturas obtenidas con pigeonitas y augitas son ligeramente más bajas y se encuentran entre 1100° C y 1000° C, y por último las temperaturas que proporcionan los ortopiroxenos simplectícos con las augitas son las más bajas situándose entre 950° C y 1050° C. Estos datos pueden interpretarse como la evolución de la cristalización de los piroxenos, que comenzaría formando ortopiroxeno y augita, seguido de pigeonita y posteriormente se desarrollarían reacciones simplectícas.

Para el cálculo de la temperatura a partir de la composición del anfíbol, se han utilizado dos termómetros, el de

Blundy y Holland (1990) que realiza los cálculos a partir del par anfíbol plagioclasa, y el de Otten (1984) que tiene en cuenta la cantidad de Ti que contiene el anfíbol. Los datos de temperaturas que se obtienen de los anfíboles corresponden a condiciones subsolidus para este tipo de rocas, ya que las temperaturas oscilan entre unos 900° C y 660° C, aunque hay que destacar que los valores más altos corresponden a la ferroedenita.

Conclusiones

En el dique gabroideo de Messejana-Plasencia se han distinguido tres tipos de piroxeno: augita, enstatita y pigeonita. La enstatita y la augita serían los primeros en cristalizar, a unas temperaturas próximas a 1100° C -1150° C, seguidos de la pigeonita (@ 1000° C) y finalmente se generarían las coronas de simplectitas en torno a los ortopiroxenos. En general presentan una correlación negativa del TiO₂ con respecto al XMg, que en los términos más diferenciados se invierte.

La plagioclasa presenta un zonado continuo con núcleos muy cálcicos de composición bytownita hasta borde de composición oligoclasa. Es importante también la presencia tardía de albita y de ortosa, que forman crecimientos gráficos con cuarzo de forma intersticial entre los piroxenos y las plagioclasas.

También se han encontrado tres tipos de anfíboles: ferroedenita en los gabros y pegmatoide, magnesiohornblenda que es más abundante en el pegmatoide y ferroactinolita como anfíbol secundario. Las temperaturas de formación de los anfíboles son relativamente bajas, por lo que se han debido re-equilibrar durante el enfriamiento del dique.

Finalmente las biotitas ricas en FeO y TiO₂ serían los últimos minerales en cristalizar e indicarían un enriquecimiento en estos elementos en los líquidos finales.

Agradecimientos

A Laura Encina y Alfredo Larios por su ayuda y colaboración en la obtención de los datos de microsonda, realizados en el CAI de Microscopía electrónica de la UCM. Los objetivos de este trabajo se encuadran dentro del Proyecto del Ministerio de Educación y Ciencia CGL2004-02515.

Referencias

Blundy, J.D. y Holland, T.J.B. (1990). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
Brey, G.P. y Köhler, T. (1990). *Journal of*

Petrology, 31, 1353-1378.
Cebriá, J.M., Lopez-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T. y Munha, J. (2003). *Journal of Petrology*, 44, 547-568.
Dalziel, I.W.D., Lawver, L.L. y Murphy, J.B. (2000). *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 1-11.
Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 1110-1115.
García de Figuerola, L.C. y Carnicero, A. (1973). *Studia Geológica Salmanticensis*, 6, 73 – 84.
García de Figuerola, L.C., Corretgé, L.G. y Bea, F. (1974). *Boletín Geológico y Minero*, 84, 308-337.
Greenough, J.D. y Hodych, J.D. (1990). *En Mafic Dykes and Emplacement Mechanism*. (R.J. Parker, P.C. Rickwood, y D.H. Tucker Eds). Rotterdam, 35 – 46.
Kontak, D.J., Jensen, S.M., Dostal, J., Archibald, D.A. y Kurtiskysy, T. (2001). *Canadian Mineralogist*, 39, 997-1020.
Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Brich, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whitaker, E.J.W. y Youzhi, G. (1997) *Mineralogical Magazine*, 61, 295-231.
Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. (1988). *American Mineralogist*, 73, 9-10.
Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P. (1985). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 301, 813-817.
Oliveira, E.P., Tarney, J. y Joao, X.J. (1990) *En: Mafic Dykes and Emplacement Mechanism*. (R.J. Parker, P.C. Rickwood y D.H. Tucker, Eds). Rotterdam, 173-183.
Otten, M.T. (1984). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 189-199.
Rossi, P. y Chevremont, P. (1987). *Geochronique*, 21, 19-26.
Soto, J.I. y Soto, V.M. (1995). *Computers y Geosciences*, 21, 619-652.
Villaseca, C., Orejana, D., Pin, C., López García, J.A. y Andonaegui, P. (2004). *Comptes Rendus Geosciences*, 336, 877 – 888.
Wells, P.R.A. (1984). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 129-139.
Wood, B.J. y Banno, S. (1973). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 109-124.