

# Características composicionales y procesos de evolución magmática en el complejo volcánico Sur - II de Fuerteventura (Islas Canarias)

*Compositional features and fractionation processes in the Southern Volcanic Complex II Fuerteventura (Canary Islands)*

C.R. Cubas (\*), F. Hernán (\*), E. Ancochea (\*\*), J.L. Brändle (\*\*) y M.J. Huertas (\*\*)

(\*) Dpto. Edafología y Geología. Universidad de La Laguna. 38206 Tenerife.

(\*\*) Dpto. Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense - Inst. Geología Económica. C.S.I.C. Fac. C. Geológicas. 28040 Madrid.

## ABSTRACT

The Southern Volcanic Complex II consists mainly of basalts with some trachybasalts and basaltic trachyandesites. Its lower sequence is formed by middle alkaline rocks whilst in the upper one only mildly alkali Hy+Ol -normative rocks are found. The variations in composition are largely explained by similar crystal fractionation models for both the lower and the upper sequences. The variation among different basaltic types is due to different extraction rates of about 10-15%, olivine being the dominant phase, followed, in a lesser proportion, by clinopyroxene. The difference between the most differentiated basalts and trachybasalts or basaltic trachyandesites could be explained by extraction of dominant clinopyroxene with plagioclase and Fe-Ti oxides.

**Key words:** Canary Islands, Fuerteventura, Old Basaltic Series, Geochemistry.

*Geogaceta*, 20 (3) (1996), 546-549  
ISSN:021.368.3X

## Introducción

De los tres Complejos Volcánicos que se han diferenciado en la isla de Fuerteventura (Fig.1) (Ancochea *et al.*, 1991; Cubas *et al.*, 1992; Hernán *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1995a), el Complejo Volcánico Sur (CVS) constituye hoy día, la península de Jandía. Está formado por tres unidades principales denominadas Complejo Volcánico Sur I (CVS-I), Complejo Volcánico Sur II (CVS-II) y Complejo Volcánico Sur III (CVS-III) respectivamente (Ancochea *et al.*, 1995a). Se analizan en este trabajo las características composicionales del Complejo Volcánico Sur II y las causas de su variabilidad.

El CVS-II se apoya habitualmente en clara discordancia sobre el CVS-I, fosilizando la topografía irregular del mismo. Está formado por coladas y sills basálticos con frecuentes piroclastos estrombolianos intercalados. En algunos sectores pueden diferenciarse dos tramos, el bajo con coladas gruesas y desarrollo frecuente de almargres y el alto con coladas finas, con frecuencia pahoehoe. Su edad se sitúa en los 17,2-17,0 Ma para el tramo bajo, y en 15,4 Ma en el alto (Ancochea *et al.*, 1993).

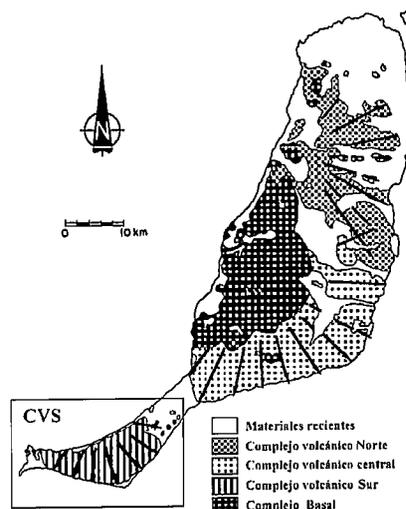


Fig.1.- Esquema geológico de los complejos volcánicos

Fig.1.- Geological sketch of the Volcanic Complex

## Características composicionales del CVS-II

El CVS-II está formado aproximadamente en un 90% por basalts, en su mayoría olivínico-piroxénicos, y en un 10% traquibasalts o traquiandesitas basálticas. En él se han efectuado 7 análisis de roca total (Tabla 1). De los 7 análisis, los tres primeros (1601 a 1603) pertenecen a rocas del tramo bajo, la 1601 está situada en el sector del Pecenescal y las otras dos en la Degollada de Cofete. Las del tramo alto han sido muestreadas todas en la parte oriental (1701 en Pecenescal, 1702 y 1703 en Butihondo). La última, la 1801, pertenece al extremo occidental de la península de Jandía.

Existen dataciones de dos de las muestras analizadas: la 1603 (equivalente a J-10) en 17,2 Ma (Balcels *et al.*, 1994) y la 1801 (equivalente a FUE-19) en 15,4 Ma (Coello *et al.*, 1992).

Todas las rocas varían en un estrecho margen de SiO<sub>2</sub>, entre el 45% y el 48%, menos una que supera el 50% de SiO<sub>2</sub> (anhidra). El rango de variación en otros elementos es, sin embargo, proporcionalmente muy superior, siendo por ejemplo para el MgO entre el 12,2% y el 5,5% y el Ni entre 340 y 107 ppm (Fig.2).

Se proyectan en el campo de basaltos en el diagrama TAS de la I.U.G.S, excepto una que lo hace en el de traquibasaltos (la 1603) y otra en el de traquiandesitas basálticas. Las mayores diferencias composicionales son las que existen entre el tramo bajo y el alto del CVS-II. Aunque todas se proyectan en el campo alcalino de Macdonald y Katsura (1964), las del tramo alto lo hacen muy próximas a la línea de separación con el campo toleítico.

Normativamente, e independientemente de que se recalculen los valores de oxidación del hierro, las rocas del tramo bajo (excepto la 1601 que está alterada) tienen nefelina normativa ( $Ne < 5\%$ ), por lo que se clasifican como basaltos alcalinos según los criterios de Green (1969) y Ancochea (1982). El resto presentan hiperstena y olivino normativos (la 1701, alterada, tiene incluso cuarzo normativo), por lo que según Yoder y Tilley (1962) son toleitas olivínicas. Sin embargo, su mencionada proyección en el campo alcalino en otros diagramas, unido a criterios de otros autores como la relación  $Y/Nb \ll 1$ , o la ausencia de piroxeno pobre en calcio hacen que no puedan considerarse toleíticas, sino más bien transicionales o ligeramente alcalinas. Las rocas del tramo bajo del CVS-II tienen pues tendencia *moderadamente alcalina*, mientras que las del tramo alto son *transicionales o ligeramente alcalinas*.

Con respecto a las rocas del CVS-I (Ancochea *et al.*, 1995b) y considerando sólo los términos más básicos, las de este Complejo (CVS-II) son más pobres en CaO,  $K_2O$ , V, Ba, Rb y Th y más ricas en  $SiO_2$  y  $Na_2O$ . En FeO, Cr e Y tienen concentraciones intermedias entre las de los sectores de Cofete y de Mungía del CVS-I.

Es difícil establecer comparaciones entre las concentraciones en los términos básicos de los tramos bajo y alto del CVS-II, por la alteración de la roca más básica del tramo bajo (la 1601). No obstante, puede apreciarse que en general el tramo bajo tiene más  $TiO_2$ , CaO, Sc y menos  $SiO_2$ ,  $K_2O$ , P, Ni, Rb, Ba, Sr, Zr y Nb (Fig.2).

Todas tienen un apreciable enriquecimiento en LREE, con relaciones La/Yb de 27-28 en los términos más básicos que aumentan a 30 en los traquibasaltos y 32 en traquiandesitas basálticas.

### Química mineral

Las rocas del CVS-II son poco porfídicas, la mayoría tienen entre el 5 y el 20% de fenocristales, siendo el más frecuente el olivino (media 60% de los fenocristales), a continuación el clinopiroxeno (33%) y finalmente la plagioclasa (7%) (Ancochea *et al.*, 1993).

El olivino es el fenocristal dominante en los basaltos más básicos, pasando a estar en las mismas proporciones que el clinopiroxeno en los de tendencia traquibasáltica y a desaparecer en las traquiandesitas basálticas. En los basaltos

Nº de roca	1601	1602	1603	1701	1702	1703	1801
SiO <sub>2</sub>	44.51	44.25	44.84	46.32	45.22	49.76	43.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.60	12.66	13.73	13.51	11.58	16.46	10.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.14	5.50	4.38	9.18	5.34	6.05	4.42
FeO	8.45	7.13	7.35	3.73	7.18	4.05	8.22
MnO	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17
MgO	10.00	7.44	6.58	5.34	10.39	3.89	11.71
CaO	10.10	10.48	9.58	10.69	9.60	7.30	9.66
Na <sub>2</sub> O	2.37	3.12	3.59	3.08	2.67	4.83	2.12
K <sub>2</sub> O	0.81	1.41	1.38	0.77	1.03	1.61	0.68
TiO <sub>2</sub>	3.83	4.25	3.83	3.79	3.59	2.52	3.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.79	0.69	0.71	0.60	0.91	0.59
H <sub>2</sub> O	3.11	2.39	2.15	2.32	2.19	2.06	3.20
Total	99.63	99.58	98.26	99.60	99.56	99.61	99.10
Be	200	320	320	179	200	300	200
Sc	27	24	22	26	25	12	26
V	317	358	317	302	304	187	322
Cr	443	242	182	188	505	12	544
Co	55	40	44	31	55	35	58
Ni	262	145	121	107	340	20	334
Cu	126	112	145	118	96	38	101
Zn	109	127	115	110	131	135	115
Ga	20	26	30	20	23	24	26
Rb	20	32	32	19	22	18	12
Sr	612	899	860	667	791	1083	688
Y	30	35	32	33	30	35	31
Zr	290	454	398	271	364	492	354
Nb	62	77	77	50	67	102	64
Ba	212	368	407	194	281	536	242
Th	10	13	12	10	6	15	7

Tabla 1.- Composición química de las rocas básicas del Complejo volcánico Sur - II.

Table 1.- Chemical composition of the basic rocks in the Shouthern Volcanic Complex II.

varía de  $Fo_{84}$  a  $Fo_{81}$  y en los traquibasaltos de  $Fo_{75}$  a  $Fo_{72}$ .

El clinopiroxeno es bastante homogéneo en su composición. El componente wollastonítico ( $100 * Wo / [Wo + En + Fs]$ ) varía entre el 48% y el 45% en los basaltos y 45% a 42% en los traquibasaltos y las traquiandesitas basálticas. El componente enstatítico ( $100 * En / [En + Fs]$ ) en los basaltos varía de  $En_{85}$  a  $En_{76}$  en fenocristales y de  $En_{77}$  a  $En_{74}$  en la matriz. En traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de  $En_{81}$  a  $En_{76}$  en microfenocristales y de  $En_{76}$  a  $En_{72}$  en matriz.

La plagioclasa es de similar composición en microfenocristales y microlitos de la matriz, en los basaltos se trata de  $An_{58}$  a  $An_{48}$  ( $100 * An / [An + Ab]$ ), en los traquibasaltos de  $An_{60}$  a  $An_{52}$  y en las traquiandesitas basálticas de  $An_{54}$  a  $An_{41}$ , con términos intersticiales más albiticos ( $An_{26}$  a  $An_{17}$ ).

El óxido fundamental es la titanomagnetita. Su contenido en ulvoespinela disminuye de los

basaltos a las traquiandesitas basálticas. Las incluidas en olivinos y piroxenos se caracterizan por sus elevados contenidos en Cr y Al.

### Procesos de evolución magmática

Como hemos indicado el contenido en MgO y Ni varía notablemente y no sólo de basaltos a traquiandesitas basálticas, sino también dentro de los propios basaltos. Lo mismo sucede con el valor-MG que se mueve entre 66 y 54 en los basaltos y por debajo de 50 en traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, evidenciando todo ello la existencia de importantes procesos de evolución magmática.

Tres de las rocas analizadas tienen concentraciones de Ni superiores a 200 ppm, como se supone a magmas primarios (Frey *et al.*, 1978), pero ninguna alcanza el valor-MG de 78 que los caracteriza (Green, 1971). Aún así, son las tres rocas más próximas a primarias por lo que podemos modelizar los procesos de evo-

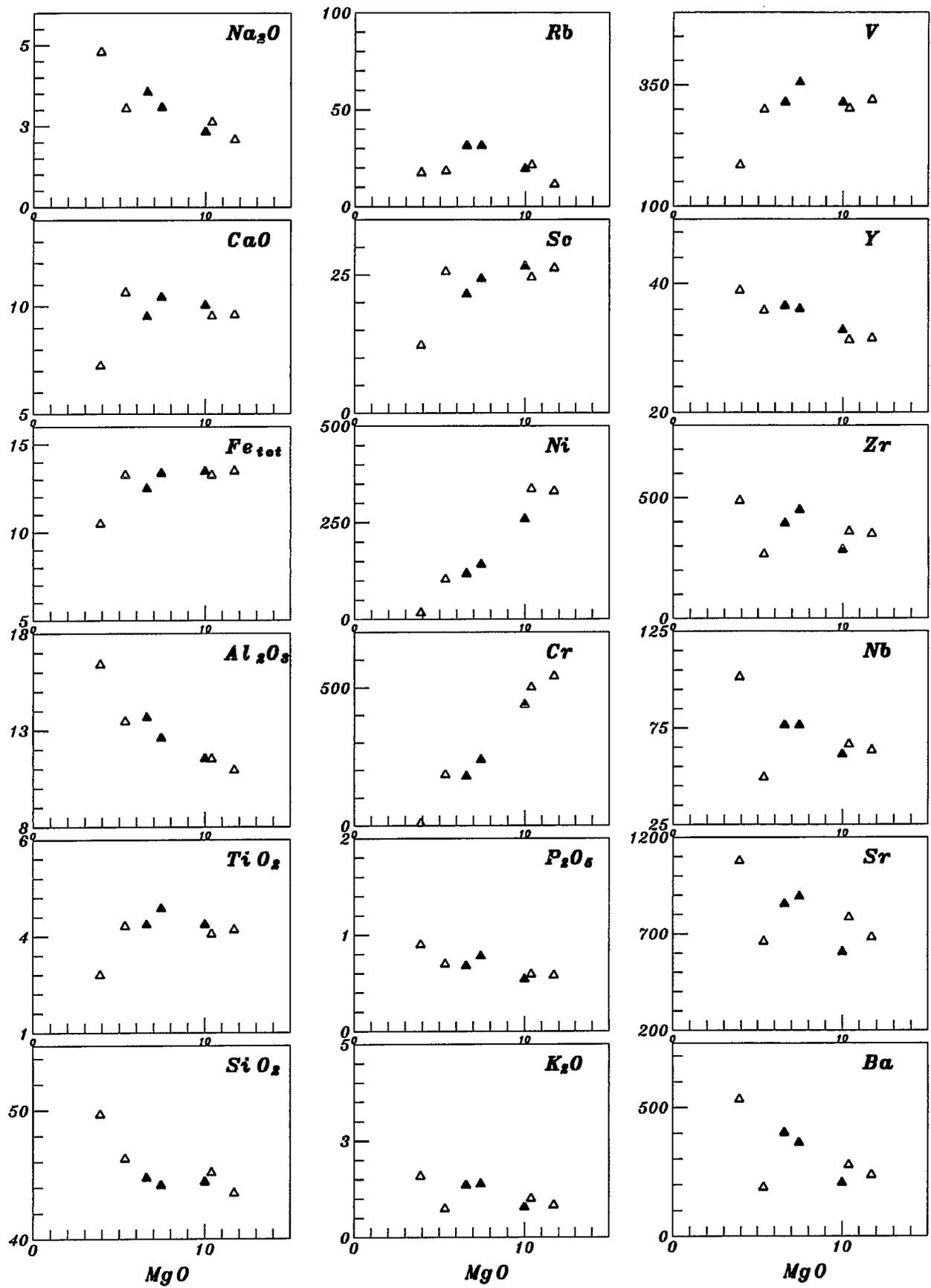


Fig.2.- Diagramas de evolución MgO - Elementos. Triangulo lleno: tramo bajo; Triangulo vacio: Tramo alto.

Fig.2.- Evolution MgO vs other elements. Filled Triangle: Low Level. Open Triangle: Upper Level.

Modelo	% OI	% Cpx	% Plag	% TiMt	% Extrac.	Residual
1601 a 1602	66.0	32.0	1.0	0.0	9.7	0.69
1602 a 1603	2.9	66.9	8.8	20.6	13.6	0.14
1801 a 1703	21.8	40.7	23.7	13.8	63.2	1.42
1801 a 1702	23.1	32.6	31.9	12.8	27.3	0.14
1702 a 1703	20.9	46.6	18.3	14.3	49.8	0.41
1702 a 1701	81.2	15.6	2.6	0.6	15.4	0.40
1701 a 1703	0.0	53.0	27.4	19.6	40.7	3.05

Tabla 2.- Modelos de cristalización (extracción) para cada tramo, calculados mediante ajuste por mínimos cuadrados (Stormer y Nicholls, 1978).

Table 2.- Crystallization model for the different rocks of the two levels following Stormer and Nicholls (1978)

lución a partir de ellas, considerando independientemente las rocas de los dos tramos, dada su diferente afinidad geoquímica. La 1601, aunque alterada, es la más primaria dentro del tramo bajo; la 1702 y la 1801 lo son en el tramo alto.

A partir de los elementos traza puede hacerse una primera aproximación a la tasa de cristalización a partir del enriquecimiento en elementos totalmente incompatibles ( $D=0$ ). El valor obtenido es mínimo si  $D>0$ . Un sistema más preciso es el ajuste por mínimos cuadrados a partir de los elementos mayores (Stormer y Nicholls, 1978). Para las rocas del tramo bajo consideraremos el proceso en dos etapas: de basaltos más primarios a basaltos menos primarios (paso de 1601 a 1602) y de éstos a traquibasaltos (paso de 1602 a 1603). Para las del tramo alto otras dos fases: basaltos más primarios a basaltos algo menos primarios (paso de 1801 a 1702) y de éstos a traquiandesitas basálticas (paso de 1702 a 1703).

En el tramo bajo, en el paso más amplio (de 1601 a 1603), los mayores enriquecimientos corresponden (dentro de los elementos más inmóviles) a Zr, Y, Nb y Th. Las tasas de cristalización mínimas obtenidas para ellos varían entre el 19% y el 27%, similares a las que veremos a partir de los elementos mayores (Tabla 2).

En el tramo alto el paso amplio (de 1801 a 1703) implica enriquecimientos máximos en Na y Ba, para los que se obtienen tasas de extracción mínimas entre el 55 y el 57%, cifras análogas a las de 63% calculadas a partir de los elementos mayores.

En el tramo bajo, la evolución dentro de los términos basálticos se caracteriza por la extracción de olivino (66%) y en menor proporción clinopiroxeno (32%), las otras fases no intervienen. Esto se refleja en un aumento en el contenido en Al, disminución en el de Si y

constancia en FeO y CaO. En el paso a traquibasalto se produce un cambio en las proporciones de las fases que se extraen, el clinopiroxeno (67%) es la fase principal, hay una mayor participación de plagioclasa y titano-magnetita y el olivino casi desaparece.

En el tramo alto, la extracción en los términos más primarios es de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en similares proporciones (23%, 33% y 32% respectivamente). El paso de basalto primario (1702) a traquiandesita basáltica (1703) se realizaría mediante extracción de un 50% de cristales de los que casi la mitad sería clinopiroxeno y a continuación olivino y plagioclasa en similares proporciones. Si dividimos el paso en dos: 1702 a 1701 y 1701 a 1703 (Tabla 2), podemos apreciar como los residuales empeoran notablemente, pero se repite lo mismo que en el tramo bajo, es decir, al principio el proceso lo controla la extracción esencial de olivino y en menor medida clinopiroxeno, para a continuación pasar a ser el clinopiroxeno la fase principal.

La roca 1701 se aleja de la tendencia general en diferentes elementos (Fig. 2). Para su concentración de MgO, tiene menor contenido en K, Rb, Ba, Sr, Y, Zr, Nb y Th. Aunque la variación en algunos de ellos puede ser debida a alteración, la mayoría son elementos inmóviles y su comportamiento ha de explicarse de otra manera. La posible extracción de anfíbol puede ser la causa más razonable de dichas variaciones.

### Conclusiones

El Complejo Volcánico Sur-II está formado esencialmente por basaltos con algunos términos traquibasálticos y traquiandesitas basálticas. Su tramo bajo lo constituyen rocas de afinidad alcalina media, mientras que el tramo alto, con hipers-

tena y olivino normativos, tiene afinidad alcalina ligera.

Las diferencias composicionales pueden justificarse en gran medida mediante modelos de cristalización fraccionada, similares para los dos tramos, en los que las diferencias entre los distintos tipos basálticos se deberían a tasas de extracción del orden del 10-15%, siendo el olivino la fase dominante, seguida en menor proporción por el clinopiroxeno. Las diferencias entre los basaltos más evolucionados y los traquibasaltos o traquiandesitas basálticas se deberían, en cambio, a extracción dominante de clinopiroxeno acompañada de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los Proyectos PB91-0147 y PB94-0237

### Referencias

- Ancochea, E., 1982. *Tesis Doctoral*. U.C.M. 675 pp.
- Ancochea, E.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Brändle, J.L., 1991. *Geogaceta*, 9: 60-62.
- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1993. *Memor. R. Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat. de Madrid*, 27: 151 pp.
- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1995a. *Jour. Volc. Geoth. Res.* (en prensa)
- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1995b. *Geogaceta*, 35-38.
- Balcells, R.; Barrera, J.L.; Gómez, J.A.; Cueto, L.A.; Ancochea, E.; Huertas, M.J.; Ibarrola, E. & Snelling, N., 1994. *Bol. Geol. Min. España*, 105: 50-56.
- Coello, J.; Cantagrel, J.M.; Ibarrola, E.; Jamond, C.; Hernán, F.; Fúster, J.M.; Ancochea, E.; Casquet, C.; Diaz de Terán, J.R. & Cendrero, A., 1992. *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 53: 251-274
- Cubas, C.R.; Hernán, F.; Ancochea, E. & Brändle, J.L., 1992. *Geogaceta*, 11: 79-81.
- Frey, F.A.; Green, D.H. & Roy, S.D., 1978. *Jour. Petrol.* 19: 463-513.
- Green, D.H., 1969. *Tectonophysics*, 7: 409-422.
- Green, D.H., 1971. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 268: 707-725.
- Hernán, F.; Ancochea, E.; Brändle, J.L. & Cubas, C.R., 1993. *Geogaceta*, 13: 62-64
- Macdonald, G.A. & Katsura, J., 1964. *Jour. Petrol.*, 5: 82-133.
- Stormer, J.C. & Nicholls, J., 1978. *Computer Geosciences*, 4: 143-159.
- Yoder, H. & Tilley, C., 1962. *Jour. Petrol.*, 3: 342-532.