

***IN MEMORIAM***  
**Dr. JOSE LUIS DIEZ GIL**



**Editores científicos: Alicia García y Alicia Felpeto (C.S.I.C.)**



**SERIE CASA DE LOS VOLCANES**  
**Cabildo Insular de Lanzarote**

# EL EDIFICIO-ISLA DE LOS AJACHES: EPISODIOS ERUPTIVOS Y SU EVALUACION PETROGENETICA

E. Rodríguez-Badiola<sup>1</sup>; S. Veintemillas<sup>2</sup> y J.C. Carracedo<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Depto. Geología, M.N.C.N. - C.S.I.C. Madrid.

<sup>2</sup> Inst. Ciencia de Materiales de Barcelona, C.S.I.C. Barcelona.

<sup>3</sup> Estación Volcanológica de Canarias, C.S.I.C. La Laguna. Tenerife.

## Introducción

El edificio volcánico de los Ajaches se construyó de forma independiente en el Mioceno medio en la parte meridional de la Isla de Lanzarote y ha permanecido inactivo desde entonces. Sus afloramientos (Fig. 1) se extienden desde Femés hasta Punta Papagayo por toda la zona SE de la Isla, conformando la zona elevada de los Ajaches y los pequeños restos erosivos situados al sur de Yaiza y de las Salinas del Janubio (Fúster et al., 1967; Cendrero et al., 1967).

Constituye el edificio más antiguo de la Isla y parece haberse levantado, al menos en la parte de su volumen emergido, en un único episodio de duración relativamente corta (aproximadamente 1 Ma). Esta formación no presenta discontinuidades de importancia en los 300 m visibles del escarpe de Pico Redondo, que en su totalidad presenta una única polaridad incluso en las tobas submarinas (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993). Sin embargo, esta continuidad estratigráfica y temporal no se corresponde con las características petrológicas y geoquímicas de los materiales emitidos.

## Pautas evolutivas: Composición química y mineralógica

Como ya fue expuesto en su trabajo de síntesis por Fúster et al. (1968) se presentan una diversidad de términos petrográficos, cuyo estudio más detallado de variabilidad y evolución fue realizado por Ibarrola (1969, 1970). Recientemente, Armienti et al. (1989) señalan que en las secuencias miocenas de los Ajaches coexisten basaltos alcalinos y hawaiitas con ausencia de nefelina normativa.

Basándose en la revisión de nuevos datos geoquímicos y mineralógicos (Tablas 1 y 2)<sup>1</sup> obtenidos sobre muestras seleccionadas de las diferentes unidades volcano-estratigráficas, establecidas previamente mediante magneto-estratigrafía (Carracedo y Rodríguez Badiola 1993), ha sido posible identificar y establecer las secuencias y variaciones composicionales de los materiales emitidos en los diferentes episodios volcánicos.

---

<sup>1</sup> Las determinaciones analíticas de los elementos mayoritarios y trazas se ha efectuado mediante FRX sobre perlas de fusión (De Jongh, 1981) y pastillas de polvo (Leoni y Saitta, 1976), respectivamente. El Na<sub>2</sub>O se ha determinado por AA y el FeO por titración. La composición mineralógica de los fenocristales se ha efectuado con microsonda electrónica sobre secciones pulidas y aplicado el método de corrección de Bence y Albee (1968).

La actividad volcánica del edificio Ajaches ha originado una gran diversidad de tipologías como se evidencia en el diagrama TAS (Fig. 2), obtenido a partir de los datos geoquímicos de materiales lávicos presentados en la Tabla 1. Los términos más básicos de la secuencia basanitas-basaltos picríticos (BS-PB) se localizan preferentemente en la zona basal del edificio emergido, Valle Perdomo y Base de Pico Redondo respectivamente; los términos más alcalinos basaníticos presentan Ne normativa, Mg# 67 y contenidos de Ni (341-440 ppm). mientras que los basaltos picríticos con Hy normativa, presentan Mg# (72) y Ni (594 ppm) lo que les infiere teóricamente un carácter más primitivo, de acuerdo con los criterios apuntados por Armienti et al. (1991). Este tipo de materiales representantes de un volcanismo máfico en el Edificio Ajaches está presente asimismo en otros episodios volcánicos miocenos como en la Isla de Gran Canaria, (Hoernle y Schmincke, 1993).

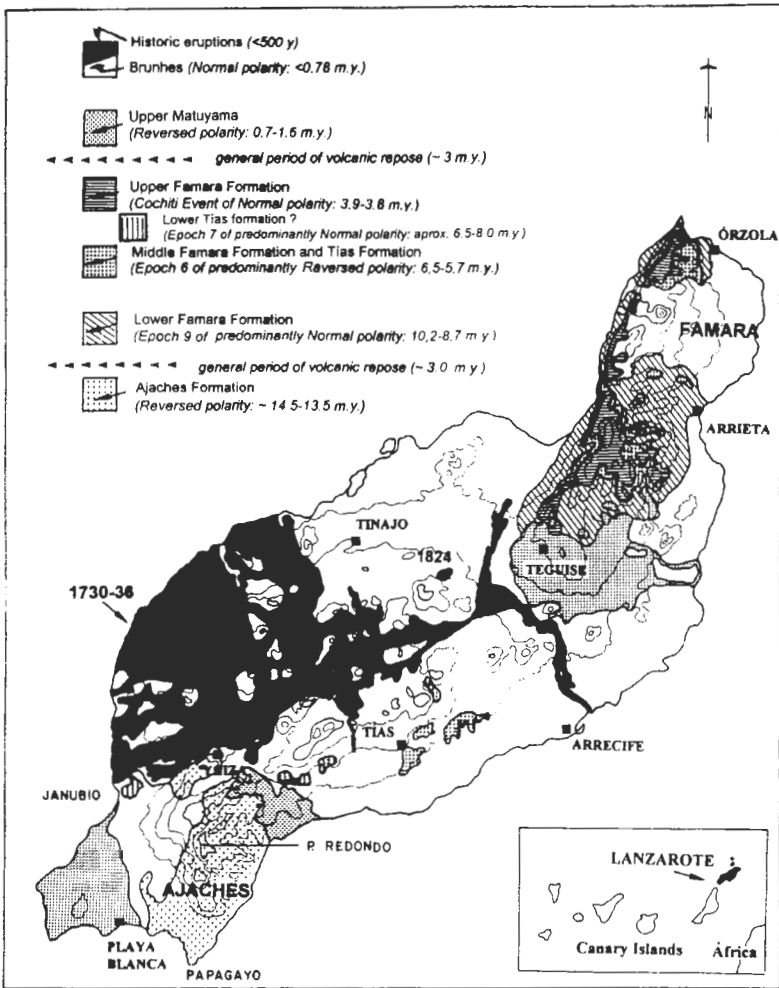


Figura 1. Unidades geológicas y magnetoestratigráficas de la Isla de Lanzarote (tomado de Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993).



Petrologicamente, los términos máficos (basaníticos-basaltos picríticos) presentan texturas porfídicas con abundantes fenocristales de olivino de idiomorfos a subidiomorfos, con ligeros procesos de alteración y fracturación y altos contenidos en magnesio (Fo 84-86 %). Fenocristales de augita diopsídica en menor proporción, y magnetita sobre una matriz hipocristalina constituida fundamentalmente por microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti, no observándose procesos de reabsorción, ni de acumulación en glomeroblastos así como la posible presencia de xenocristales.

Los términos intermedios basaltos-traquibasaltos (B-TB) son frecuentes en los diferentes afloramientos que constituyen el edificio Ajaches, y aun cuando en la mayoría de los materiales lávicos la nefelina normativa está ausente, se presentan coladas intercaladas con Ne < 3%. En su totalidad esta secuencia presenta valores de Mg# < 57, lo que confirma su carácter más evolucionado en relación con los materiales máficos anteriormente citados. Mineralógicamente, los materiales basálticos-traquibasálticos presentan fenocristales de olivino (Fo 80 %), piroxenos augíticos y de plagioclasa anortítica, siendo los feldespatos más albiticos en los términos traquibasálticos más evolucionados, en los que el olivino y piroxenos son escasos o ausentes. La matriz es fluidal constituida fundamentalmente por feldespatos. En su conjunto estos materiales presentan una gradación composicional casi continua como se evidencia en la Fig. 2.

Por último, los términos más diferenciados: traquitas máficas y traquitas (TM-T) se restringen a los pitones y tobas de Punta de Papagayo y diques de Salinas del Janubio. Geoquímicamente, supondrían los términos más evolucionados del edificio de los Ajaches. Mineralógicamente, los términos traquíticos presentan fenocristales de feldespato alcalino, anortoclasa en agregados, algunos piroxenos de tipo aegirínico y óxido de hierro sobre una matriz traquítica típica.

Aun cuando en un principio la diversidad de tipos petrográficos y razones de yacimiento pueden hacer pensar, como han sugerido algunos autores (ver por ej. Fúster et al. 1968) una desconexión entre los diferentes episodios volcánicos, fundamentalmente entre los materiales basálticos horizontales (serie I de Fúster et al. 1968) y las traquitas, los datos radiométricos de Ibarrola et al. (1988) y la estratigrafía paleomagnética (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993) indican que no existen razones temporales para separar genéricamente los materiales emitidos.

Si se supone un único episodio volcánico, en función de las características de continuidad eruptiva y duración relativamente corta (14.5-13.5 Ma), con edades de 14 Ma tanto para las traquitas como para los traquibasaltos, asumiendo en principio un origen magmático común

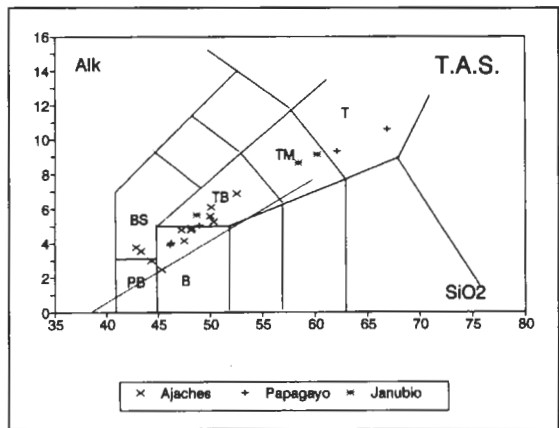
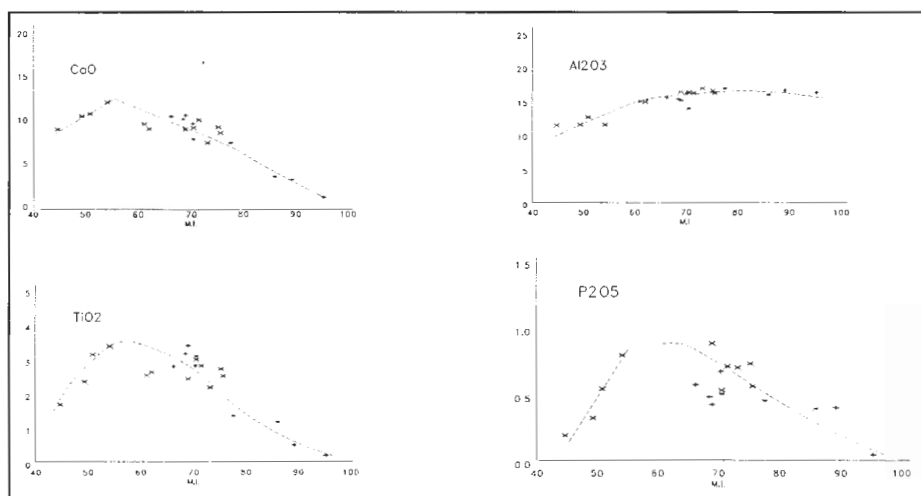


Figura 2. Diagrama de clasificación TAS de La Bas et al. (1986) y Brandle et al. (1984). La línea de separación de los campos alcalino-toleítico de McDonald y Katsura (1964).

de los diferentes términos, podría tomarse en consideración el planteamiento de un modelo petrogenético único que explicara las variaciones composicionales observadas.

La identificación de los procesos evolutivos mediante la confrontación de elementos trazas propuesto por (Allégre y Minster, 1978) ha sido utilizada por Carracedo y Rodríguez Badiola (1993) en el estudio de los diferentes ciclos volcánicos de la Isla de Lanzarote. Los resultados obtenidos indican que las variaciones composicionales observadas estarían relacionadas predominantemente por procesos de cristalización fraccionada.

La identificación de las posibles fases minerales que intervienen en este proceso puede efectuarse mediante el planteamiento de diagramas de variación de elementos seleccionados (mayores y trazas) en relación con el índice máfico (M.I.) como ha sido propuesto por le Roex y Erlank (1982).



**Figura 3.- Variación de óxidos mayoritarios en función del MI=100[(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO)] (Le Roex y Erlank (1982). Los mismos símbolos de la Fig. 1.**

Su aplicación al volcanismo del Edificio Ajaches (Figs. 3 y 4) evidencia la existencia de dos tendencias evolutivas diferentes en el proceso de fraccionación y/o acumulación. Así por ejemplo los contenidos en CaO, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> experimentan un incremento en los términos más máficos de la serie: basaltos picríticos a basanitas (M.I. 45-54), mientras que decrecen en los términos más evolucionados traquibasaltos a traquitas (M.I. 75 a 95), lo que sería indicativo de un importante fraccionamiento de clinopiroxeno / plagioclasa, óxidos Fe-Ti y apatito fundamentalmente en los estadios finales, quedando una zona intermedia (M.I. 62-75) poco definida en el comportamiento de algunos elementos como el TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Las variaciones de los elementos traza incompatibles como el Ce y el Ba señalan en todos los casos un fuerte incremento de sus contenidos hacia los términos más evolucionados e individualizan asimismo las dos tendencias anteriormente señaladas, que separan el volcanismo máfico del traquibasáltico-traquitas. Las variaciones del Sr y V, elementos más

compatibles en relación con el fraccionamiento de feldspatos y óxidos es similar a la observada para el CaO y el TiO<sub>2</sub>, lo que confirma la participación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti en el proceso de fraccionamiento. Por último, el fuerte decremento en Ni y Cr, elementos altamente compatibles con el olivino y el níquel, indican la participación continua de estas fases minerales en la evolución del proceso, aun cuando su incidencia sea menor en los estadios finales más evolucionados, traquibasaltos y traquitas.

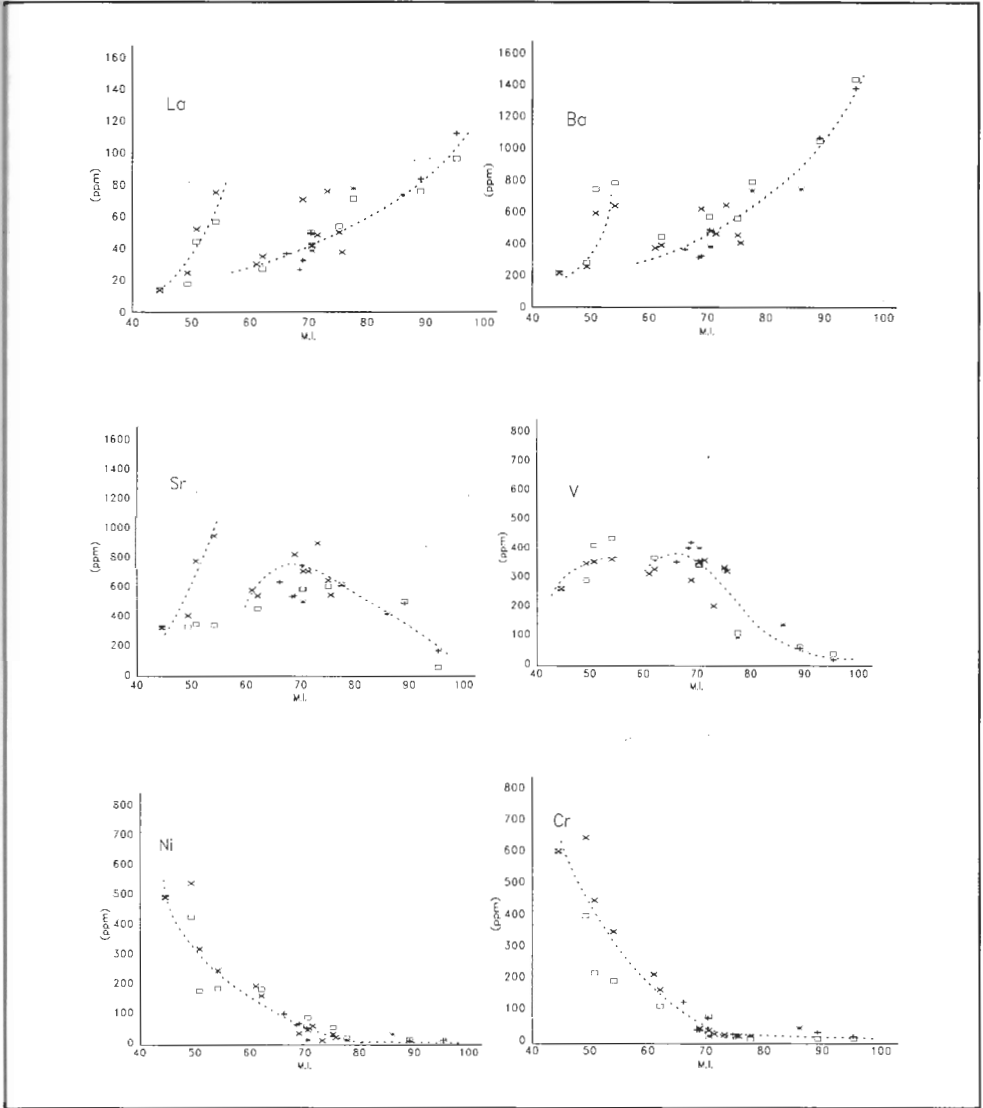


Figura 4.- Variación de elementos traza en función del índice de diferenciación MI. Símbolos igual Fig. 1 y (□) valores calculados.

Tipo Roca	Punta del Aguila - Papagayo				Salinas del Janubio				
	L30.1 B-TB	L30.2 B-TB	L30.3 B-TB	L-4 T	T-4.2 T	L-31 TB	LZ-34 TM	LZ-37 T	TL-37 TB
SiO <sub>2</sub>	45.52	44.5	44.78	65.79	60.54	47.59	56.39	58.54	45.81
TiO <sub>2</sub>	3.24	3.47	2.87	0.26	0.58	2.9	1.43	1.26	3.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.53	15.34	15.76	16.57	16.84	16.47	17.12	16.23	14.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	6.19	5.24	3.18	4.98	6.69	0.72	6.03	8.65
FeO	9.8	5.99	6.20	0.62	1.15	3.56	3.21	1.05	3.33
MnO	0.17	0.14	0.15	0.21	0.07	0.15	0.06	0.18	0.09
MgO	5.84	5.51	5.86	0.19	0.75	4.34	1.14	1.16	5.03
CaO	10.03	10.50	10.36	1.04	3.05	9.53	7.33	3.41	7.71
Na <sub>2</sub> O	3.06	2.87	3.03	6.14	6.10	3.41	4.98	4.96	3.53
K <sub>2</sub> O	0.89	0.89	0.93	4.28	2.95	1.46	3.37	3.91	1.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.45	0.60	0.07	0.43	0.70	0.48	0.42	0.53
PC	2.40	3.46	2.98	1.28	1.73	2.98	3.02	1.86	5.30
TOTAL	99.83	99.31	98.76	99.63	99.17	99.78	99.25	99.01	99.01
Rb	18	16	19	101	58	30	88	96	34
Ba	306	316	357	1369	1061	482	726	736	375
Sr	524	528	623	156	475	733	603	407	486
La	26	32	36	112	83	49	77	73	38
Ce	56	58	69	216	156	84	144	138	63
Th	3	5	4	10	12	4	8	8	5
Y	25	23	22	30	37	25	39	38	29
Zr	194	207	226	731	1056	294	621	623	265
Nb	36	36	41	140	110	60	100	98	44
Co	42	46	36	2	8	24	13	3	33
Ni	57	59	93	5	3	46	5	24	7
V	393	413	346	11	49	350	86	130	394
Cr	29	28	117	8	20	67	11	35	9
Mg#	48.9	49.3	52.2	10.1	21.5	48.1	37.4	26.9	48.1
FeO*/MgO	2.12	2.10	1.86	18.33	7.51	2.21	3.38	5.58	2.21
ne	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-
hy	-	4.8	1.3	0.5	0.9	4.5	-	1.6	5.5

Relaciones: Mg# (número de magnesio), FeO\*/MgO y valores normativos (ne/hy) calculados asumiendo Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO=0.15

Analistas: M.I. Ruiz Pineda, M.A. Vallejo y R. Gonzalez Martín.

Laboratorios de Geoquímica y Rayos-X del M.N.C.N. (C.S.I.C.)

**Tabla 1. Datos analíticos de muestras representativas del edificio miocénico de los Ajaches.**

Tipo Roca	AJACHES (Valle de los Dises)					AJACHES (secuencia Pico Redondo)						
	LZ41 BS	LZ45 BS	LZ47 TB	LZ48 TB	LZ49 TB	LZ51 PB	PR280 TB	PR425 TB	PR460 TB	PR480 TB	PR500 TB	PR540 B
SiO2	42.54	41.22	46.18	46.87	48.08	44.4	49.5	49.22	50.87	47.68	49.49	44.34
TiO2	3.22	3.45	2.71	2.61	3.07	1.77	2.59	2.80	2.26	2.89	2.51	2.43
Al2O3	12.89	11.77	15.10	15.22	16.61	11.65	16.44	16.78	17.15	16.41	16.62	11.8
Fe2O3	5.16	8.34	6.76	3.29	3.19	2.98	5.17	7.22	6.39	3.93	1.54	2.93
FeO	6.97	3.90	5.14	8.23	8.36	9.23	6.04	3.15	2.00	7.25	7.66	10.08
MnO	0.19	0.19	0.11	0.15	0.16	0.18	0.17	0.16	0.15	0.17	0.16	0.19
MgO	11.78	10.42	7.30	7.36	4.85	15.19	3.63	3.44	3.09	4.48	4.16	13.42
CaO	10.65	12.03	8.96	9.49	9.04	8.91	8.44	9.13	7.34	9.95	8.87	10.40
Na2O	2.84	3.06	2.75	3.59	3.35	1.89	3.85	4.14	4.23	3.37	4.25	2.28
K2O5	0.63	0.55	1.28	1.12	1.48	0.52	1.32	1.34	2.40	1.34	1.76	0.69
P2O5	0.57	0.82	0.45	0.40	0.56	0.22	0.59	0.76	0.73	0.74	0.91	0.35
PC	2.12	3.95	2.69	1.36	0.93	2.27	1.68	1.72	2.72	0.96	0.89	1.12
TOTAL	99.56	99.70	99.43	99.69	99.68	99.21	99.42	99.86	99.33	99.17	98.82	100.05
Rb	11	3	27	23	29	10	33	27	47	37	42	13
Ba	584	631	383	366	474	208	399	448	637	456	614	248
Sr	766	935	528	565	694	312	536	633	885	696	809	393
La	52	75	35	30	41	13	37	50	75	48	70	24
Ce	97	125	57	52	69	27	63	90	132	78	115	36
Th	4	5	4	4	4	2	5	4	7	6	6	2
Y	22	25	22	22	24	15	30	30	31	26	28	14
Zr	261	359	238	214	268	121	251	279	622	261	368	166
Nb	65	75	37	36	52	17	44	53.5	125	51	71	30
Co	44	38	39	33	27	45	34	21	15	32	29	60
Ni	312	239	154	187	38	485	14	25	4	52	28	532
V	346	356	321	305	345	254	313	326	195	351	283	341
Cr	440	341	156	206	28	594	9	10	13	16	35	638
Mg#	67.4	65.1	57.0	57.2	46.7	72.1	40.9	42.2	45.0	45.8	48.2	68.1
FeO*/MgO	0.99	1.09	1.54	1.52	2.32	0.78	2.95	2.80	2.51	2.41	2.17	0.95
ne	4.9	6.9	-	2.9	-	-	-	-	-	-	2.2	2.9
hy	-	-	12.2	-	5.0	4.14	6.41	2.4	3.8	4.1	-	-

Tabla 1. Continúa en la página siguiente



Tipo Roca	Feldespatos				Clinopiroxenos				Fe-Ti Oxidos				Olivinos								
	B	B	TB	TB	T	T	B	TB	B	TB	TB	TB	PB	PB	BS	BS	BS	BS	TB	TB	
SiO <sub>2</sub>	49.78	49.32	62.81	62.79	64.48	65.06	46.15	46.71	0.48	0.67	0.73	0.92	0.73	39.51	40.98	39.96	40.26	39.18	39.35	39.52	38.99
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.27	1.83	26.89	25.29	27.69	28.85	50.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.34	31.17	21.75	21.81	21.17	21.52	6.14	6.88	4.32	7.72	1.59	1.71	1.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.67	7.83	60.65	54.39	61.54	62.26	39.53	15.30	13.22	15.52	13.67	15.51	15.45	18.84	19.09
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.13	0.09	0.09	0.85	0.87	0.10	0.10	0.12	0.00	0.31	0.18	0.26	0.18	0.09
MgO	14.57	14.50	0.00	0.00	0.00	0.00	15.09	13.98	4.33	5.45	2.83	3.22	3.75	45.94	46.21	43.84	46.05	44.84	45.00	41.73	41.89
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	22.34	21.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	3.71	3.55	7.82	7.86	8.46	8.46	0.46	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.25	0.75	2.23	2.23	1.87	2.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.65	99.29	99.30	100.09	99.35	100.14	100.24	99.69	96.76	93.61	95.23	97.83	96.01	100.85	100.53	99.32	100.29	99.71	100.06	100.27	100.06
Fórmula mineral																					
Si	9.137	9.112	11.285	11.228	11.501	11.523	1.731	1.755	0.018	0.025	0.034	0.034	0.019	0.985	1.012	1.010	1.001	0.990	0.991	1.006	0.997
Al	6.781	6.822	4.607	4.618	4.452	4.493	6.141	3.061	0.187	0.339	0.075	0.075	0.045	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.064	0.052	0.745	0.709	0.805	0.805	0.959	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sub>3</sub> +	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.172	0.040	0.149	0.149	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sub>2</sub> +	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.241	0.246	1.696	1.782	1.782	1.833	0.000	0.319	0.273	0.328	0.284	0.328	0.325	0.401	0.408
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.003	0.003	0.027	0.027	0.002	0.002	0.003	0.000	0.007	0.004	0.006	0.004	0.002
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.844	0.783	0.238	0.303	0.178	0.178	0.142	1.708	1.701	1.651	1.707	1.689	1.688	1.583	1.596
Ca	2.866	2.871	0.903	1.035	0.644	0.457	0.988	0.872	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	1.322	1.270	2.724	2.727	2.926	2.905	0.034	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.059	0.177	0.511	0.508	0.426	0.608	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mol. %																					
An:	67.5	66.5	21.8	24.2	16.1	11.5	12.9	Usp:94.07	99.6	93.6	93.6	93.6	97.72	Fo:84.3	86.2	83.4	85.7	83.7	83.8	79.8	79.6
Ab:	31.1	29.4	65.8	63.8	73.2	73.2	41.2	Mt: 5.93	0.4	6.4	6.4	6.4	Hm: 2.28	Fa:15.7	13.8	16.6	14.3	16.3	16.2	20.2	20.4
Or:	1.4	4.1	12.4	11.9	10.6	15.3	45.9	Wo:45.3													

(\*) Fe total expresado como FeO. La relación de cationes Fe<sub>3</sub> + - Fe<sub>2</sub>+ ha sido calculada según los programas de Cebría (1990) y Rao et al. (1991).

Analista: J. de la Puente. Laboratorio de Microsonda, M.N.C.N. (C.S.I.C.)

## Petrogénesis

Una estimación global de la profundidad de generación de las diferentes etapas del volcanismo puede obtenerse mediante la utilización de diagramas experimentales calculados a partir de las condiciones de equilibrio de fusión parcial de peridotitas, como los de Francis y Ludden (1990) y Falloon et al. (1988). Los resultados proyectivos basándonos en los valores catiónicos de Al y Si en el "grid" de Francis y Ludden (1990) (Fig. 5a) de las muestras del edificio Ajaches evidencian que los materiales máficos se proyectan por encima de los 30 kb, mientras que los traquibasaltos presentan valores inferiores hasta los 10-5 kb, resultados semejantes a los obtenidos por Armienti et al. (1991) para diferentes magmas basálticos de la isla de Lanzarote.

La proyección de los valores normativos CIPW en el tetraedro experimental: Ol-Qz-Jd + CaTs de Falloon et al. (1988), (Fig. 5b), es más preciso en cuanto a la delimitación de campos proyectivos, como fue aplicado por Hoernle y Schminke (1993) para la isla de Gran Canaria. Se observa claramente que los materiales máficos (PB) se sitúan sobre el cotéctico de los 30 Kb con una marcada desviación de los materiales alcalinos (BS). Los restantes materiales de composición traquibasáltica se proyectan por debajo del cotéctico de 15 kb, lo cual estaría de acuerdo con la presencia de fenocristales de plagioclasa. La fraccionación hacia bajas presiones (< 8 kb) haría posible la generación de feldespatos más sódicos, la precipitación de Fe-Ti óxidos y se originarían líquidos félsicos y cuarzo-normativos (Mahood y Baker, 1986).

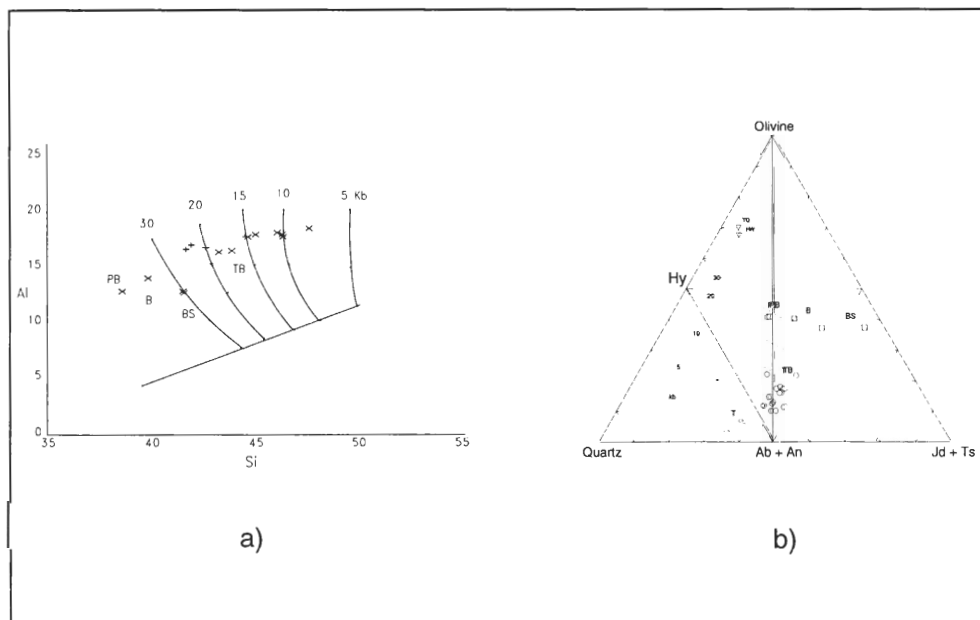


Figura 5.- Proyección de los diferentes materiales eruptivos del Edificio Ajaches: BS (basanitas), B (basaltos), PB (basaltos picricos), TB (traquibasaltos), en los diagramas experimentales de: a) Francis y Ludden (1990). b) Falloon et al. (1988).

## Selección de la composición del magma primario.

En el planteamiento de un modelo genérico común, como el de cristalización fraccionada, para explicar la diversidad composicional puesta en evidencia, se requiere establecer cuáles son los materiales con carácter primario (no diferenciado) y a partir de los cuales pueda cuantificarse un proceso de fraccionamiento (cristalización - acumulación) de fases minerales. En nuestro caso y en base a los datos anteriormente presentados, parece lógico que los materiales máficos (basaltos picríticos a basanitas) puedan ser considerados como más próximos a las características geoquímicas de los magmas originales. Sin embargo, tanto el origen de los materiales picríticos como sus relaciones con los otros términos basálticos es controvertido y ha sido objeto de numerosas disquisiciones, ver por ej. Albaredo y Tamagnan (1988). Comparativamente con los materiales máficos de Gran Canaria (Hoernle y Schmincke, 1993), los basaltos picríticos de los Ajaches [LZ-51] se presentarían en equilibrio teórico con  $Fo_{86}$  (para  $K_D = 0.36$  Fe/Mg en el olivino a 30 Kb, (Takahashi y Kushiro, 1983)) y de  $Fo_{83}$  para las basanitas [LZ-41], valores prácticamente coincidentes con los medidos en los fenocristales de olivino (Tabla 2). De acuerdo con Hoernle y Schmincke (1992), la composición global de los materiales picríticos es probablemente la más próxima a la de los magmas primarios originarios, aun cuando procesos de fraccionamiento-acumulación sean posibles.

## Evaluación cuantitativa del proceso de Cristalización Fraccionada

La metodología generalmente utilizada es la del balance de masas a partir de la composición en los componentes mayoritarios de los materiales seleccionados como originales y derivados, así como de las fases minerales, aplicándose el ajuste por mínimos cuadrados que permiten obtener la proporción de fases minerales que minimizan las diferencias de residuales entre los valores observados y estimados. Numerosas publicaciones resuelven este anterior planteamiento, ver por ejemplo: Bryan et al. (1969), Stormer and Nicholls (1978), Morris (1983). Esta metodología proporciona soluciones donde algunos minerales de la fase extraída están en proporción negativa, lo que implica la adición de dichas fases. Además, en general, estas soluciones se ajustan poco al comportamiento de los elementos traza, por lo que otros autores como Bardsley y Briggs (1984), Barca et al. (1988, 1993), basándose en la ecuación de fraccionación de Rayleigh proponen cuantificar estos procesos mediante el ajuste de los elementos minoritarios. Esta segunda metodología proporciona buenos resultados para los elementos que presentan bajos coeficientes de reparto respecto a las fases minerales separadas, pero es muy sensible a los elementos compatibles con ciertas fases minerales, como por ejemplo el Ni y el Cr respecto al olivino y clinopiroxeno. En este trabajo se ha aplicado una nueva metodología de cálculo (Veintemillas y Rodríguez-Badiola (en prep.)) con la que se pretende paliar los problemas antes enunciados. La fracción del material cristalizado es determinada a partir de las concentraciones iniciales y finales de los elementos más incompatibles (el Ce fue empleado en este caso). El cálculo de la composición mineralógica de la fase sólida que debe ser sustraída de los materiales primarios para llegar a los derivados se realiza a través de un ajuste por mínimos cuadrados, que al igual que en los métodos mencionados pretende obtener para cada pareja de rocas considerada, la proporción en tantos por ciento de minerales fraccionados que minimiza los residuales. La diferencia con los anteriores métodos estriba en que se ha substituido en el cálculo la composición de las fases minerales, obtenida del análisis químico de los cristales presentes en la roca, por una serie de restricciones de validez general relativas a las composiciones químicas de los minerales.

tales como la proporción de elementos divalentes, trivalentes etc..., o los elementos que entran en solución sólida en los mismos.

Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 3. En el primer planteamiento que relaciona los materiales máficos se supone que a partir de un material originario como la picrita [LZ-51], se derivarían por una parte los materiales basálticos [PR-540] y las basanitas [LZ-41 y LZ-45], mediante la removilización de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Por otra parte, en el segundo planteamiento se propone establecer la posible conexión de la picrita [LZ-51] con los materiales traquibasálticos más básicos de la serie [LZ-47]. La secuencia siguiente supondría la derivación de los restantes términos más evolucionados hasta las traquitas finales mediante fraccionaciones sucesivas a partir de el basalto-traquibasalto [LZ-47].

Tipo Muestra	Tipo Muestra	Minerales Removidos (%) Ol CPX PLAG OX Ap	TSR	sr2
Picrita LZ-51	Basalto PR-540	22.4 38.8 36.9 1.9	25.0	0.08
Picrita LZ-51	Basanita LZ-41	35.5 22.8 39.2 2.6	72.1	0.97
Picrita LZ-51	Basanita LZ-45	33.7 23.6 40.3 2.5	78.3	1.26
Picrita LZ-51	Basalt-Tb LZ-47	52.4 17.4 27.9 2.2	52.6	0.17
Basalt-Tb LZ-47	Tb-Basalt LZ-49	37.1 28.7 30.8 3.42	17.4	0.01
Basalt-Tb LZ-47	Tb-Basalt LZ-31	32.4 19.3 42.7 5.6	32.1	0.01
Basalt-Tb LZ-47	Tb-Basalt PR-425	29.0 23.7 41.0 6.3	36.7	0.01
Basalt-Tb LZ-47	Traq-Maf LZ-34	31.6 14.5 44.1 8.6 1.2	60.4	0.16
Basalt-Tb LZ-47	Traquita T4.2	36.3 9.7 44.7 8.0 1.2	63.5	0.12
Basalt-Tb LZ-47	Traquita L-4	32.8 8.8 49.1 8.1 1.2	73.6	0.39

Nota: 1ª columna, material supuesto original "parent magma". 2ª columna, material derivado "daughter".  
 Ol (Olivino), CPX (Clinopiroxeno), PLAG (plagioclasa),  
 OX (Fe-Ti óxidos), Ap (apatito).  
 TSR (total de sólidos removidos).  
 sr2 (suma de residuales al cuadrado)

**Tabla 3.- Modelo de Cristalización Fraccionada.**

## Discusión de los resultados

La evaluación del modelo de fraccionamiento planteado es numéricamente posible, y los valores de los residuales aceptables a excepción de los que relacionan la picrita con las basanitas. Para obtener una mayor información sobre la viabilidad del proceso propuesto se ha efectuado el cálculo teórico de los elementos traza mediante la ecuación de Rayleigh con los datos de la Tabla 3 (fases minerales removidas y la fracción de líquido residual) y los coeficientes de reparto de la Tabla 4. Los resultados se han proyectado en la Fig. 4., la confrontación de tendencias observada y calculada para los elementos incompatibles como el La y el Ba es aceptable sobre todo en lo que respecta al comportamiento del Ba, lo que es indicativo de que los valores de la fracción de líquido residual son correctos. En ambos casos se observa un fuerte enriquecimiento de La y Ba como resultado del proceso de fraccionación. El Sr elemento fundamentalmente compatible respecto a los feldespatos y menos respecto a los clinopiroxenos, presenta una importante discrepancia ya que, aun cuando el modelo tiende a un ligero incremento, no es capaz de simular los fuertes contenidos de Sr, sobre todo en lo que respecta a los materiales basaníticos, sólomente se observa un ajuste en lo que respecta a los términos finales. La falta de coincidencia entre valores observados y calculados en lo que respecta al volcanismo basanítico sería indicativo de que la fraccionación de plagioclasa no constituye el mecanismo apropiado, ya que la tendencia observada es de enriquecimiento.

	Olv	Cpx	Plag	Ti-Fe Oxidos	Ap
Rb	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	0.01	<b>0.01-0.04</b>	<b>0.01-0.48</b>	0.01	0.1
Sr	0.01	<b>0.04-0.16</b>	<b>1.8-2.3</b>	0.01	2.0
La	0.0005	0.02	0.12	0.05	14.0
Ce	0.0008	0.02	0.11	0.05	16.0
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	1.3
Y	0.002	<b>0.04-0.20</b>	0.17	<b>0.06-0.10</b>	16.9
Zr	0.01	<b>0.01-0.40</b>	<b>0.01-0.39</b>	<b>0.25-0.99</b>	0.01
Nb	0.01	<b>0.09-0.40</b>	0.01	<b>0.65-2.19</b>	0.01
Co	<b>1.2-2.00</b>	<b>1.42-2.00</b>	0.04	<b>6.64-9.3</b>	0.20
Ni	<b>7.8-21.4</b>	<b>1.6-6.4</b>	0.01	<b>6.8-12</b>	0.0
V	<b>0.05-0.09</b>	<b>0.3-0.5</b>	<b>0.01-0.05</b>	<b>10.0-32</b>	0.01
Cr	<b>0.09-0.22</b>	<b>0.7-4.8</b>	0.2	<b>95-254</b>	0.0

Valores tomados de Bardsley y Briggs (1984) y de Le Roex y Erlank (1982). En negrilla valores calculados a partir de los datos de la Tabla 1 y 2, mediante el programa BIGD.FOR de Nielsen (1992).

**Tabla 4.  $K_D$  coeficientes utilizados en la testificación del Modelo de Cristalización Fraccionada.**

El V presenta un comportamiento coherente con el observado, presenta un carácter compatible respecto a los óxidos Fe-Ti, se observa un ligero incremento en los primeros estadios y fuerte fraccionación en las etapas finales. Finalmente Ni y Cr presentan un buen ajuste, teniendo en cuenta el amplio rango de valores de los  $K_D$  (Tabla 4), posibles para estos elementos altamente compatibles con el olivino y el clinopiroxeno, fases mineralógicas que intervienen de forma decisiva en la mayor parte del proceso de fraccionación. Los valores calculados para las basanitas son sistemáticamente inferiores que los observados, lo que supondría una posible acumulación de Ol y Cpx en las mismas o una desconexión respecto a los basaltos picríticos.

## **Conclusiones**

El Edificio miocénico de los Ajaches presenta una importante diversidad composicional del magmatismo emitido durante un período de tiempo relativamente restringido y sin que existan discontinuidades magneto-estratigráficas. Los datos geoquímicos señalan la existencia de diferentes pautas evolutivas, con la presencia de un volcanismo basáltico alcalino predominantemente basanítico, ampliamente representado en toda la isla de Lanzarote (fundamentalmente en el edificio Famara), que contrasta con la presencia de basaltos picríticos, traquibasaltos y traquitas restringidos al edificio Ajaches. Los materiales máficos (basanitas-basaltos picríticos) presentan características geoquímicas y mineralógicas que les confieren un carácter primario o poco diferenciado, mientras que los restantes materiales emitidos traquibasaltos-traquitas, presentan un carácter claramente evolucionado. La evaluación de la profundidad de generación (presión) mediante la utilización de diagramas experimentales sugiere que el volcanismo máfico se generó aproximadamente a 100 km de profundidad (30 kb), mientras que el volcanismo traquibasáltico-traquítico tendría lugar a profundidades inferiores y con una cristalización fraccionada a baja presión ( $< 8$  Kb) que originó líquidos félsicos y cuarzo-normativos.

La cuantificación del proceso petrogenético de cristalización fraccionada mediante balance de masas en elementos mayoritarios y el ajuste de las diferencias de contenidos en elementos traza entre las picritas-basanitas y picritas-traquibasaltos-traquitas, apoyan la hipótesis de que el proceso de cristalización fraccionada es el mecanismo petrogenético más pausable para explicar las diferencias geoquímicas del segundo estadio. Las relaciones composicionales entre picritas y basanitas, podrían responder a un proceso de acumulación, (fundamentalmente de olivino y clinopiroxeno), que explicaría tanto los altos valores de MgO, Cr y Ni, como las bajas concentraciones de otros elementos incompatibles, que no son retenidos por las fases minerales anteriormente indicadas. Sin embargo, los resultados obtenidos mediante el modelo de balance de masas, (valores de residuales elevados), no apoyan esta hipótesis y puede que ambas tipologías, basaltos picríticos y basanitas respondan a condiciones genéticas diferentes y no a un simple modelo de fraccionación-acumulación.

## **Agradecimientos**

Este trabajo se ha financiado con el Proyecto de Investigación de la CICYT PB 92-0119. Queremos expresar nuestro agradecimiento al personal de los laboratorios de análisis y preparación de muestras del Museo Nacional de Ciencias, así como al personal del Centro Técnico de Informática del C.S.I.C.



## **Bibliografía**

- ALBAREDE F. & TAMAGNAN V. 1988. *Modeling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island*. J. Petrol. 29, 997-1030.
- ALLEGRE C.J. & MINSTER J.F. 1978. *Quantitative models of Trace Element behavior in Magmatic Processes*. Earth and Planet. Sci. Lett., 38, 1-25.
- ARMIENTI P., INNOCENTI F., MASOTTI R., PASQUARE G. & PIRERA F. 1989. *Petrology of the basaltic lavas of Lanzarote*. ESF Meeting on Canarian Volcanism, ABSTRACTS: 83-84.
- ARMIENTI P., INNOCENTI F., PARESCHI M.T., POMPILIO M. & ROCCHI S. 1991. *Crystal Population Density in not Stationary Volcanic Systems: Estimate Growth Rate in Basalts of Lanzarote (Canary Islands)*. Mineralogy and Petrology, 44, 181-196.
- BARCA D., CRISCI G.M. & RANIERI G.A. 1988. *Further developments of the Rayleigh equation for fractional crystallization*. Earth Planet. Sci. Lett., 89, 170-172.
- BARCA D., CRISCI G.M. & RANIERI G.A. 1993. *Developments of the Rayleigh Equation: "CRYSTAL" a Pascal Program for simulating Fractional Crystallization*. Comput. Geosci., 19, 8, 1127-1153.
- BARDSLEY W.E & BRIGGS R.M. 1984. *Note on fitting quantitative models of magmatic processes to trace-element data*. Comput. Geosci. 10-4: 445-448.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. 1986. *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. J. Petrol., 27, 745-750.
- BENCE A.E. & ALBEE A.L. 1968. *Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides*. J. Geol. 76, 382-403.
- BRANDLE J.L. ANCOCHEA E. & MUÑOZ M. 1984. *Clasificación química de las rocas volcánicas cenozoicas españolas: El diagrama total Alcalis-Sílice: (TAS) de la I.U.G.S.* I Congreso Español de Geología, tomo II, 63-81.
- BRYAN W.B, FINGER L.W & CHAYES F. 1969. *Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation*. Science, 163: 926-927.
- CARRACEDO J.C. & RODRÍGUEZ BADIOLA E. 1993. *Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias)*. Rev. Acad. Canar. Cienc, V-4, 25-58.
- CEBRIA GÓMEZ J.M. 1990. *PX: A program for pyroxene classification and calculation of end-members*. American Mineralogist, 75, 1426-1427.
- CENDRERO A., FÚSTER J.M. & SAGREDO J. 1967. *Mapa geológico de España 1/50.000: Lanzarote. Hoja 1088: Arrecife (Memoria)*. Inst. Geol. Min. España e Inst. Lucas Mallada CSIC, Public. 377.
- FALLOON T.J. GREEN D. H., HATTON C.J. & HARRIS L.K. 1988. *Anhydrous Partial Melting of a Fertile and Depleted Peridotite from 2 to 30 Kb and Application to Basalt Petrogenesis*. J. Petrol., 29, 1257-1282.
- FRANCIS D. & LUDDEN J. 1990. *The Mantle Source for Olivine Nephelinite, Basanite and Alkaline Olivine Basalt at Fort Selkirk, Yukon, Canada*. J. Petrol., 31, 2, 371-400.
- FÚSTER J.M. AGUILAR M., BRAVO T., CASTAÑÓN A., COELLO J., HERRERO F., PIGNATELLI R. & SÁNCHEZ SORIA P. 1967. *Mapa Geológico de España 1:50.000, Arrecife*. Inst. Geol. Min. España. nº 377.
- FÚSTER J.M., FERNÁNDEZ SANTÍN S. & SAGREDO J. 1968. *Geología y volcanología de las Islas Canarias, Lanzarote*. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. Madrid. 177 pag.

- HOERNIE K. & SCHMINCKE H.U. 1993. *The Petrology of the Tholiites through Melilite Nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: Crystal Fractionation, Accumulation, and Depths of Melting*. J. Petrol., 34, 3, 573-597.
- IBARROLA E. 1969. *Variation trends in basaltic rocks of the Canary Islands*. Bull. Volcanol., 3, 729-777.
- IBARROLA E. 1970. *Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales*. Estudios Geol., 26, 337-399.
- IBARROLA E., CANTAGREL J. M., FÚSTER J.M., COELLO J., JAMOND C. 1988. *Geocronología de las series volcánicas neógenas de Lanzarote (Islas Canarias)*. Simposio sobre: Volcanismo. SGE. COMUNICACIONES 345-348.
- DE JONGH. 1981. *XRF analysis of major constituents in silicate rocks*. International Laboratory, april, 56-67.
- LEONI L. & SAITTA M. 1976. *X-Ray Fluorescence analysis of 29 Trace elements in Rock and Mineral Standards* Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 32, 497-510.
- MACDONALD G.A. & KATSURA T. 1964. *Chemical Composition of Hawaiian Lavas*. J. Petrol., 5, 1, 82-133.
- MAHOOD G.C. & BAKER D.R. 1986. *Experimental constrains of depths of fractionation of mildly alkaly basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily*. Contrib. Mineral. Petrol. 93, 251-264.
- MORRIS P.A. 1984. *MAGFRAC: A basic program for least-squares approximation of fractional crystallization*. Comput. Geosci., 10-4: 437-444.
- RAO D.R., CHOBAY V. M. & RAO S. 1991. *ITHERM: A Basic Program for Magnetite-Ilmenite Thermometry*. Comput. Geosci., 17, 2, 307-314.
- LE ROEX A. P. & ERLANK A. J. 1982. *Quantitative evaluation on fractional crystallization in Bouvet Island Lavas*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 13, 309 - 338.
- STORMER J.C. & NICHOLLS J. 1978. *XLFRAC: A Program for the interactive testing of magmatic differentiation models*. Comput. Geosci., 4, 143-159.
- VEINTEMILLAS S. & RODRÍGUEZ BADIOLA E. 1994. *A two step Mass Balance approximation in the testing of Melting and Crystallization Magmatic Models*. (in prep.).