



Características del emplazamiento, Petrología y Geoquímica de Espessartitas en el Plutón de la Maladeta: Estudio preliminar

Setting characters, Petrology and Geochemistry of Spessartites in the Maladeta massif: Preliminary study

ARRANZ YAGÜE, E. y LAGO SAN JOSÉ, M.

Los diques de lamprófidos espessartíticos son frecuentes en el plutón circunscrito de La Maladeta (Pirineos Centrales, Huesca-Lérida). Su emplazamiento, se produjo bajo unas condiciones confinadas y con un control estructural, afectando a todos los litotipos plutónicos (Cuarzo-Gabros, Granodioritas, Tonalitas y Sienogranitos) y, también a las etapas filonianas ácidas (Aplita y Pegmatitas).

La composición mineral (con destacado contenido en anfíboles de composición hornblenda pargasítica) y la Geoquímica, definen una afinidad calco-alcalina cuya signatura en elementos mayores y trazas, es bastante análoga a la obtenida en lamprófidos similares, emplazados en macizos granodioríticos. Esta afinidad presenta una relación genética con la granodiorita, como término volumétricamente más representativo del Macizo.

Palabras clave: Pirineos centrales, Maladeta, Lamprófidos espessartíticos.

Lamprophyric dykes (Spessartites) are frequent in the Maladeta circumscribe plutonic massif (Central Pyrenees, Huesca-Lérida). The setting of these dykes, under confinant strains and with a structural control, affected to all the plutonic rocktypes (Quartz-Gabbros, Granodiorites, Tonalites and Syenogranites) and to the acid dykes (Aplites and Pegmatites) too.

The mineral (with high contents in Pargasitic-Hornblende amphiboles) and geochemical compositions, define a calc-alkaline affinity, very similar (Major and trace elements) to that of analogue lan prophyres, set in Granodioritic massifs. This affinity shows a genetic relation with the Granodiorite, as volumetrically most representative rock-type in the massif.

Key words: Central Pyrenees, Maladeta, Spessartitic lamprophyres.

INTRODUCCION

Los lamprófidos son frecuentes en el Macizo granodiorítico de La Maladeta y su estudio está dificultado por las condiciones deficientes de observación y por la alteración secundaria. El conocimiento sobre estas rocas, en general, y para éste Macizo, en particular, es todavía insuficiente por lo que se ha considerado como objetivo importante aportar datos sobre sus relaciones de campo y la composición (petrológica y geoquímica), que es el objeto de este trabajo. El conjunto de éstos datos se completa con una aproximación al estudio de sus condiciones genéticas.

Este estudio, preliminar, incluye a una selección de diques espesartíticos (con la menor alteración) ubicados en el sector central (Taüll-Lago Negro) del Macizo de La Maladeta. Los resultados obtenidos, utilizando un conjunto de parámetros discriminantes respecto a su caracterización y la afinidad magmática, permiten caracterizar estas rocas y ampliar este estudio, el primero sobre éste Macizo, a otros nuevos lamprófidos, ubicados en los sectores oriental y occidental de éste plutón circunscrito, lo que facilitará precisar y verificar estos resultados preliminares.

MARCO GEOLOGICO

El Macizo de la Maladeta es un plutón circunscrito que, con carácter pluriepisódico, presenta cuatro litotipos principales existiendo los términos transicionales respectivos (Fig. 1). En ARRANZ, E. (1991) se exponen los datos más actualizados para el sector central de Macizo (Taüll-Lago Negro) que incluyen referencias detalladas a trabajos anteriores. En ARRANZ, E. *et al.* (1991 a, b, c y d) se abordan aspectos más concretos, con incorporación de datos nuevos, sobre la petrología, mineralogía y geoquímica.

En sus aspectos básicos (Fig. 1), los litotipos más indiferenciados (*cuarzo gabros* y

dioritas) están situados en el borde S, en un pequeño sector situado al E de la localidad de Taüll, en ambas márgenes del río San Martí. La *granodiorita s. l.* es el litotipo más importante en volumen (40 Km² de superficie aflorante en este sector). Consta de dos subfacies: a) la *granodiorita con anfíbol + biotita*, que aflora en las zonas S y central del área considerada y, b) la *granodiorita porfídica con biotita y anfíbol accesorio*, ubicada en las zonas central y al N del sector. Estas subfacies presentan transiciones graduales, en composición modal, pero, no obstante, los criterios cartográficos permiten establecer su individualización mutua. La *tonalita bioítica* aflora al E del sector y su extensión corresponde al dominio de los Estanyes de Serrader; tiene una dimensión reducida y presenta contactos netos con la granodiorita porfídica. El *sienogranito (granito de dos micas)* está situado al norte del sector y presenta contactos netos, y/o graduales, con la granodiorita porfídica encajante. Estos cuatro litotipos definen una secuencia gradual, con afinidad calco-alcalina y, atendiendo a sus relaciones de campo, a la composición (petrológica y geoquímica) y a los datos radiométricos, se consideran diversos episodios de los que la granodiorita es la etapa más representativa (277 ± 7 m. a.: Autuniense, MICHARD-VITRAC, A. *et al.* 1980).

En lo que concierne al complejo filoniano, si exceptuamos a los lamprófidos, cuyo estudio abordamos de forma específica, las *aplitas* y las *pegmatitas* son frecuentes en todo el sector. Las aplitas se emplazan en forma de diques, con espesor variable (escalas centimétrica a hectométrica: Fig. 1) y afectan a cualesquiera de los litotipos indicados. Las pegmatitas se emplazan generalmente en forma de cuerpos irregulares, en el interior de los diques de Aplitas o en los litotipos plutónicos. Ambos litotipos filonianos presentan contactos netos o transicionales rápidos, y varía la proporción modal de ambos litotipos en los diversos diques aflorantes. Son espectaculares los dos complejos de

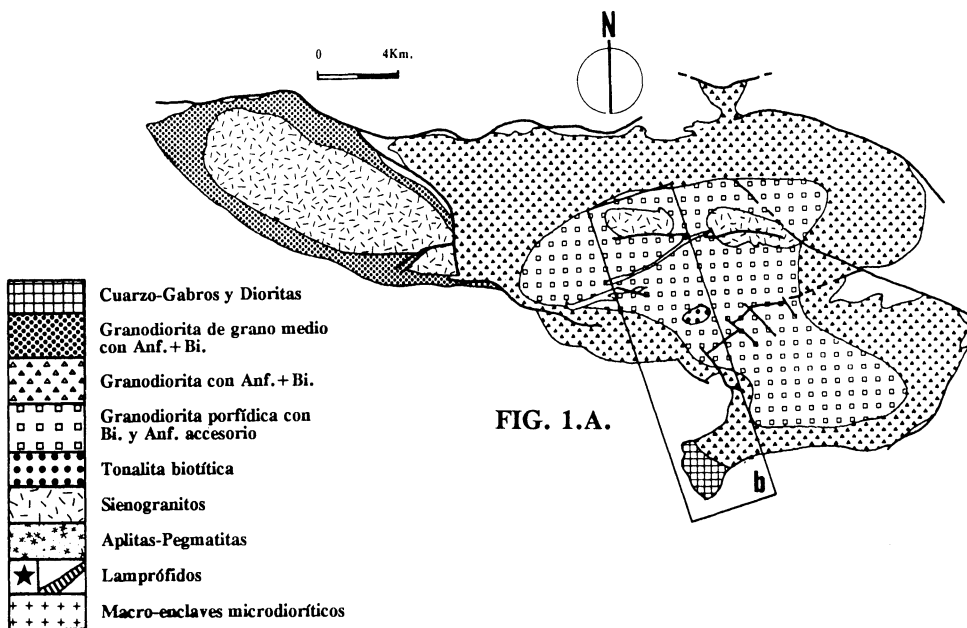


FIG. 1.A.

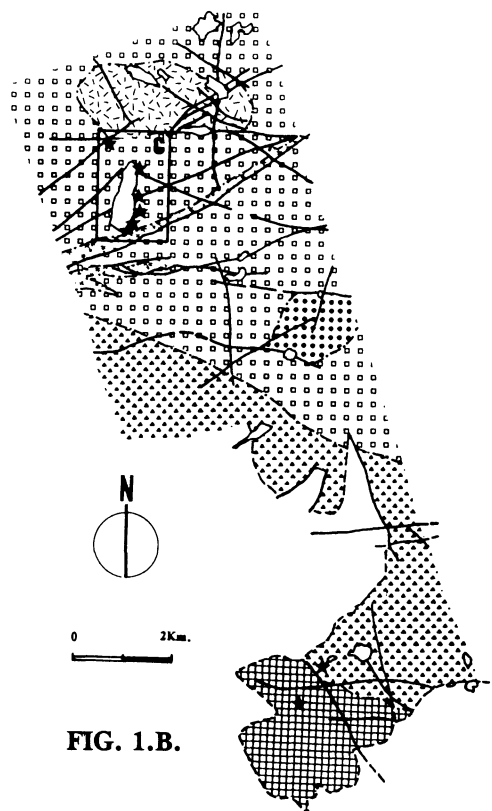


FIG. 1.B.

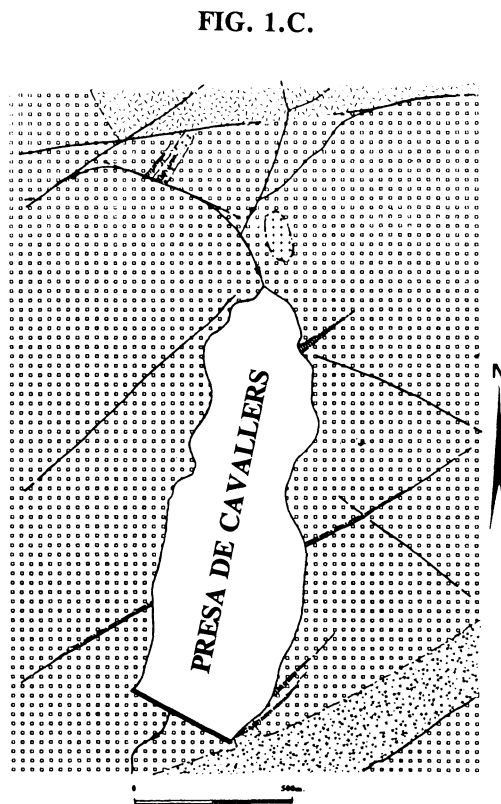


FIG. 1.C.

diques mayores, con direcciones N80E (situado al S) y N60E (situado el N) por sus excepcionales dimensiones plurikilométricas (Fig. 1). Su emplazamiento tardío está puesto de manifiesto por afectar, y/o, incluir volúmenes discretos, de los cuatro plutónicos indicados y, a su vez, éstas rocas resultan afectadas por los lamprófidos.

EDAD Y CONDICIONES DEL EMPLAZAMIENTO

Las primeras referencias sobre estos lamprófidos corresponden a CHARLET, J. M. (1972 y 1979) y WATERLOT, M. y CHARLET, J. M. (1983), que identifican y agrupan estas rocas, de forma imprecisa, inicialmente como lamprófidos (CHARLET, J. M., 1972) y posteriormente, (CHARLET, J. M. 1979 y WATERLOT, M. y CHARLET, J. M., 1983), como «rocas anquibasálticas».

Los lamprófidos afloran (Fig. 1 C) en diques con geometría tabular, a escala de afloramiento, muy variable y morfología lenticular a escala cartográfica. Afectan a todos los litotipos establecidos y también a las aplitas y pegmatitas (Fig. 2 A). Están afectados por una (Fig. 2 B) o varias familias de esquistosidad, probablemente alpinas, aunque algunas de estas familias de esquistosidad se pueden haber generado poco después (cizallamiento) del propio emplazamiento de los diques. En ocasiones, engloban a fragmentos de granodiorita (Fig. 2 C) y de aplitas. Presentan espesor variable (desde valores centimétricos hasta 10 m) y experimentan, con frecuencia, una reducción apreciable en espesor. Un ejemplo representativo está situado en la orilla E de la presa de Cavallers, próximo al extremo N de éste embalse (Fig. 1 C). En el tramo observable, el espesor de este dique varía entre 1.8 y 9.4 m en una distancia horizontal de 60 m y un desnivel vertical de 30 m. Los diques de reducido espesor (centimétrico a decimétrico), suelen presentar, a escala de afloramiento, una morfología tabular.

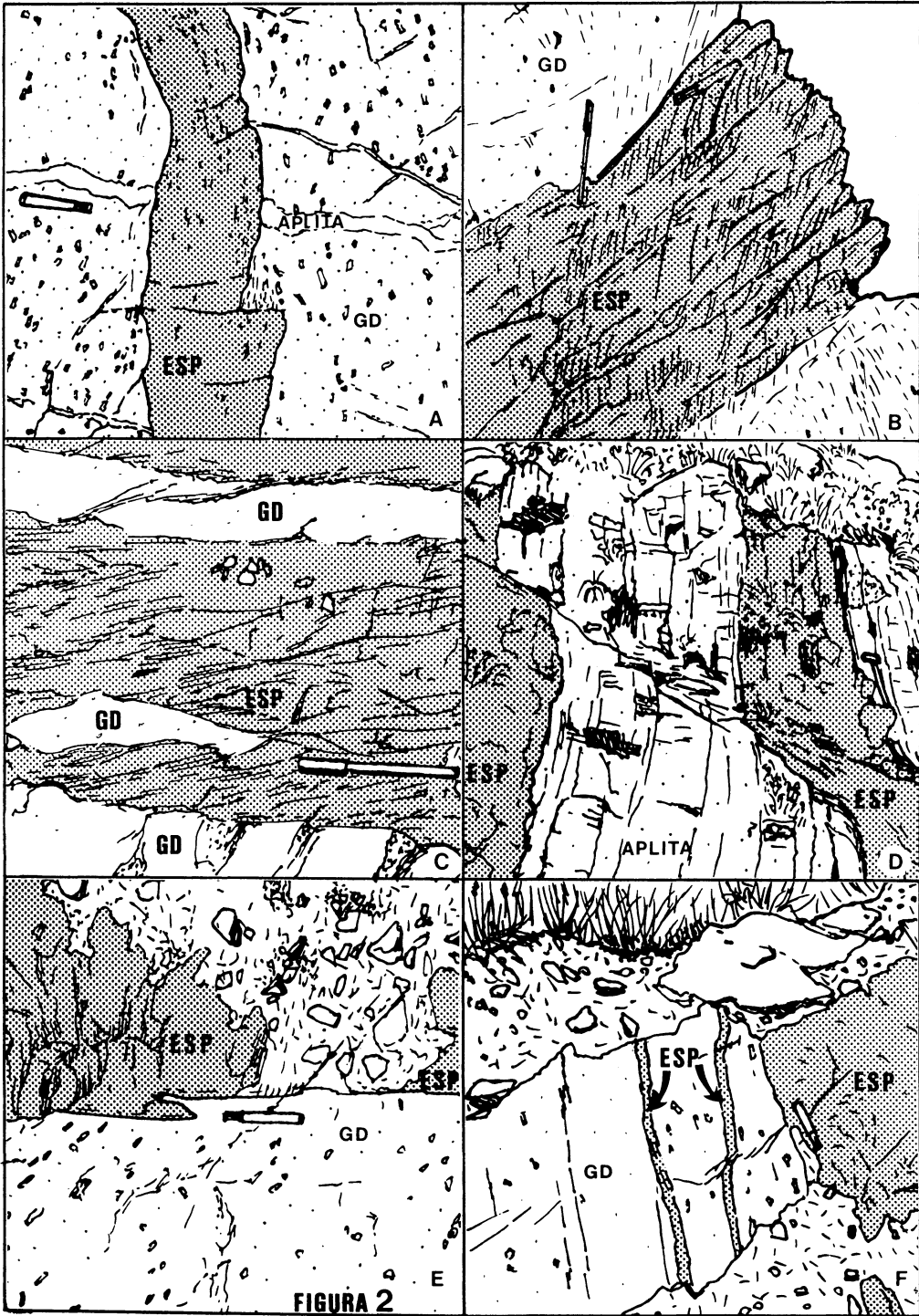
Atendiendo a su emplazamiento se pueden distinguir: a) diques aislados, con contactos netos con el encajante y cierta regularidad geométrica (Fig. 2D), b) geometrías tabulares, aisladas, con parcial desarrollo de estructuras penetrativas (Fig. 2 E) y c) inyecciones de diques que, con geometría parcialmente regular, intruyen, bajo condiciones fuertemente confinadas y siguiendo discontinuidades pre-existentes, en los litotipos encajantes (Fig. 2 F). En algunas ocasiones se observa un borde enfriado, y en los diques de mayores dimensiones se aprecia un aumento en granularidad, desde el borde hacia su zona central.

El desarrollo de la esquistosidad es frecuente en los lamprófidos y afecta, también, al conjunto de los litotipos plutónicos, a las aplitas y las pegmatitas.

La edad del emplazamiento se produce, probablemente, ya durante el ciclo Alpino, si consideramos, unitariamente, los datos: a) la interferencia con los litotipos plutónicos. En este sentido las edades radiométricas (MICHARD-VITRAC, A. *et al.* 1980) establecidas para los cuarzo-gabros del sector tienen rangos en 283-282 m. a.; la deducida de una isocrona $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ para la granodiorita, que se acepta data al Macizo, es 277 ± 7 m. a. (Autuniense) y, por último, el rango de valores obtenidos para los sienogranitos es 313-183 m.a. y b) la interferencia respecto a las aplitas y pegmatitas que, a su vez, cortan a los litotipos anteriores. No obstante, la indeterminación existente sobre la edad de estos diques, indica la necesidad de abordar un estudio más detallado encaminado a precisar este y otros aspectos.

PETROLOGIA

Los lamprófidos presentan un típico color verdoso, grano fino a muy fino y, en ocasiones, cierto carácter porfídico debido a los fenocristales de anfíbol que contrastan con la mesostasia. Las vesículas de carbonatos y los cristales, secundarios, de epidotas (aisla-



das o en asociaciones glomeroporfidicas) son frecuentes en los términos alterados que, de otra parte, son los más abundantes. Considerando la presencia del anfíbol y la proporción mayor en plagioclasa respecto al feldespato, estas rocas corresponden a Espessartitas (IUGS, en LE MAITRE, R. W., Ed. 1989 y a la rama CAL con denominación CS en ROCK, N. M. S., 1991).

Al microscopio son rocas holocristalinas de grano muy fino, textura intergranular, porfídica, cierto carácter seriado y, en ocasiones, los microcristales adoptan una ligera orientación. En algunos casos se aprecia una cierta esquistosidad que está manifiesta en las orientaciones de las plagioclasas. La composición primaria consta de anfíbol con un rango de composición, gradual, en los términos: a) Pargasita, b) Hornblenda-Pargasítica, c) Hornblenda-Edenítica y, aisladamente, d) Actinolita (Figs. 3 A y B). Los rangos en TiO_2 , son 2.093–2.860; en mg: 0.749–0.826, y en Si: 6.193–7.832. En la Tabla I se expone una selección de sus composiciones. Los microcristales son de plagioclasa (An_{5-14} – An_{3-62} , Tabla I), de feldespato potásico, los tipos de anfíboles citados y, en una muestra aislada, el diópsido. Como accesorios consta de zircón, apatito, esfena y opacos (pirita). El cuarzo es frecuente en xenocristales redondeados. Las alteraciones más frecuentes son a cloritas, a epidota (pistacita), a carbonatos y a anfíboles actinolíticos.

MINERALOGIA

Si exceptuamos al diópsido, con carácter esporádico, los anfíboles son los minerales mejor representados. Según se ha expuesto, los anfíboles presentan granularidad variable, es patente su afinidad cálcica (Fig. 3 A; LEAKE, B., 1978) con un rango de composición gradual entre los términos de pargasita y la hornblenda-edenítica (Fig. 3 A y Tabla I) donde la mayor proporción corresponde a la composición de la hornblenda-pargasita. Es interesante señalar la zonación

frecuente, y muy bien representada, de los fenocristales que, con menor frecuencia, también lo está en los microcristales. En lo esencial, esta zonación está manifestada por un aumento, desde el centro hacia la periferia, de la sílice y un comportamiento opuesto en TiO_2 , manteniéndose, casi constante, el valor de mg ($\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$). Los análisis n.º 3, 4 y 5 (Tabla I) corresponden a esta zonación. La composición de la actinolita primaria y minoritaria (n.º 12 en Tabla I) y está representada en microcristales.

Considerados en conjunto, se observa para los anfíboles una evolución composicional con aumento gradual en Si, manteniendo casi constante el valor en mg (Fig. 4 y Tabla I), lo que sugiere unas condiciones de cristalización en condiciones relativamente uniformes de la fugacidad del O_2 . En detalle, se aprecian oscilaciones ligeras del parámetro mg para los cristales zonados cuyos valores más altos corresponden a los bordes del cristal y, por el contrario, el Al adopta valores decrecientes desde el centro al borde (n.º 3, 4 y 5 en Tabla I). El estudio de la relación $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ (Fig. 5) permite observar una evolución, según el plano 2/1, con tres poblaciones destacadas en la proporción de Al^{IV} que, en detalle, presenta su valor más alto para los anfíboles tempranos y, contrariamente, el valor mínimo en los bordes o las condiciones más tardías de cristalización. Por otra parte, la relación $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ (Fig. 6) corresponde a composiciones titanadas, aunque no excesivamente altas en Ti, cuya oscilación en Ti se corresponde con la zonación. Cabe indicar un valor más alto en Ti en las zonas centrales que, según se indica, presentan menor valor en Si. Los valores obtenidos en Ti se presentan próximos al dominio calco-alcalino (Fig. 6) propuesto por ROCK, N. M. S. (1991) y esta afinidad está confirmada por el valor obtenido en la relación $\text{BaO}-\text{K}_2\text{O}$ (Fig. 7) adoptada por ROCK, N. M. S. (1991), en la que merece destacar una significativa oscilación del Ba respecto al K. Por lo general, el Ba toma valores más altos en los bordes respec-

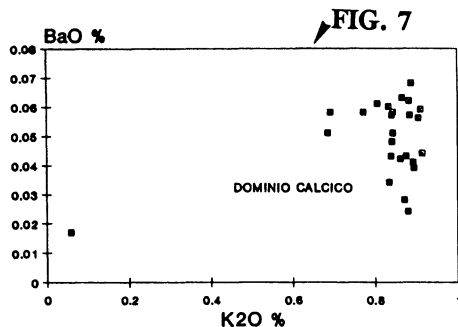
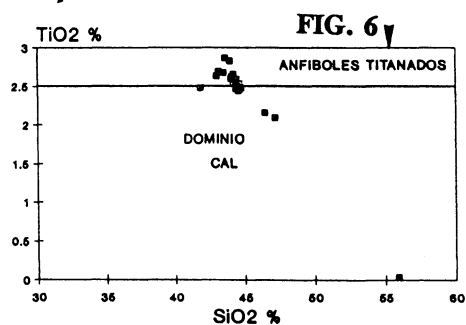
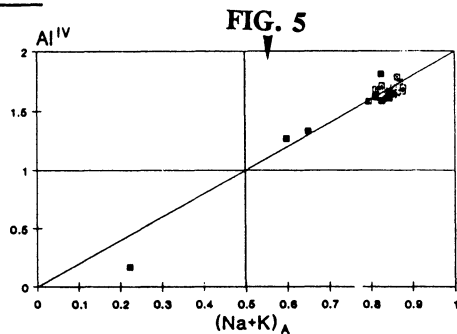
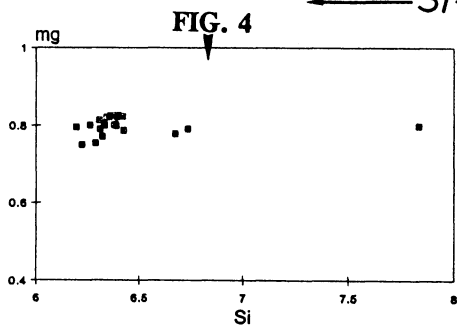
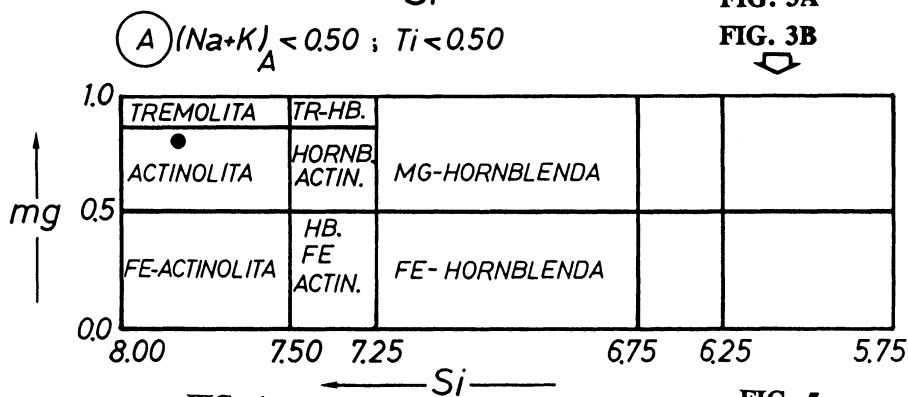
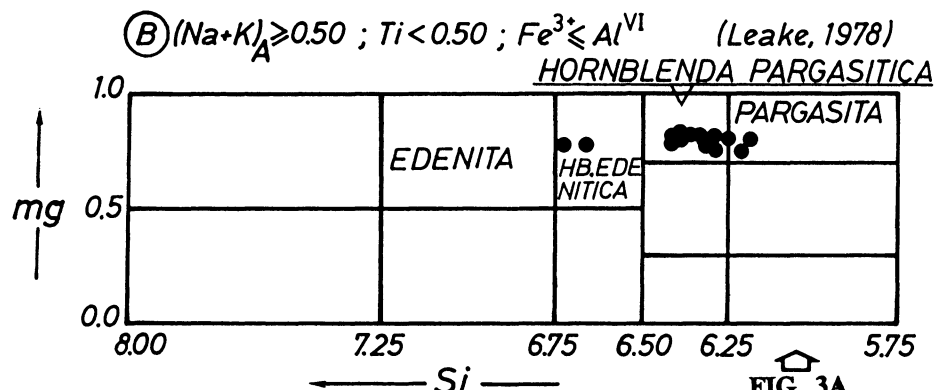


TABLA 1. Composiciones en Anfíboles.

- 1.- Hb-Edenítica 7.- Hb-Pargasítica
 2.- Hb-Edenítica 8.- Hb-Pargasítica
 3.- Hb-Pargasítica 9.- Hb-Pargasítica
 4.- Hb-Pargasítica 10.- Hb-Pargasítica
 5.- Hb-Pargasítica 11.- Pargasita
 6.- Hb-Pargasítica 12.- Actinolita

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47.15	46.41	44.32	44.39	44.63	44.74	44.45	43.98	43.57	43.11	42.94	55.87
Al ₂ O ₃	9.058	9.195	11.24	11.23	10.70	10.83	10.88	11.67	11.73	11.70	12.44	1.421
TiO ₂	2.093	2.155	2.575	2.589	2.449	2.474	2.48	2.593	2.860	2.689	2.630	0.031
Cr ₂ O ₃	0.084	0.063	0.031	0.030	0.019	0.027	0.115	0.033	0.027	0.047	0.072	0.014
FeO	8.067	8.522	7.000	6.968	8.253	6.926	6.948	8.038	7.672	9.199	9.412	8.470
MnO	0.107	0.102	0.061	0.043	0.080	0.087	0.063	0.079	0.094	0.082	0.087	0.277
NiO	0	0	0.041	0.009	0.012	0	0	0.042	0.014	0	0.006	0.009
MgO	17.18	16.85	17.92	17.84	17.05	18.02	17.82	17.04	17.23	15.86	15.78	18.90
CaO	11.87	12.02	11.81	11.74	11.92	11.40	11.69	11.77	11.82	11.59	11.56	12.80
Na ₂ O	1.886	1.965	2.616	2.639	2.338	2.521	2.522	2.494	2.567	2.375	2.510	0.519
K ₂ O	0.691	0.685	0.861	0.843	0.772	0.841	0.875	0.884	0.838	0.865	0.894	0.057
BaO	0.058	0.051	0.042	0.058	0.058	0.048	0.043	0.057	0.043	0.063	0.039	0.017
ZnO	0	0	0	0	0	0	0	0.029	0.007	0	0.025	0.020
SrO	0.110	0.058	0.055	0.138	0.097	0.061	0.065	0.130	0.110	0.116	0.136	0
TOTAL	98.36	98.08	98.59	98.54	98.39	97.994	97.97	98.86	98.59	97.71	98.54	98.42
TSi	6.736	6.674	6.339	6.353	6.423	6.419	6.391	6.308	6.259	6.288	6.220	7.832
TAl ^v	1.264	1.326	1.661	1.647	1.577	1.581	1.609	1.692	1.741	1.712	1.780	0.168
CAI ^v	0.262	0.233	0.237	0.249	0.240	0.252	0.236	0.284	0.247	0.301	0.346	0.067
CCr	0.009	0.007	0.004	0.003	0.002	0.003	0.013	0.004	0.003	0.005	0.008	0.002
CTi	0.225	0.233	0.277	0.279	0.265	0.267	0.269	0.280	0.309	0.295	0.286	0.003
CMg	3.658	3.611	3.821	3.806	3.657	3.854	3.818	3.644	3.691	3.447	3.406	3.950
CFe ²⁺	0.845	0.915	0.662	0.663	0.836	0.625	0.664	0.788	0.750	0.951	0.953	0.978
BFe ²⁺	0.118	0.110	0.175	0.171	0.158	0.206	0.172	0.176	0.172	0.171	0.187	0.015
BMn	0.013	0.012	0.007	0.005	0.010	0.011	0.008	0.010	0.011	0.010	0.011	0.033
BCa	1.818	1.853	1.811	1.800	1.833	1.753	1.801	1.810	1.817	1.812	1.795	1.924
BNa	0.051	0.025	0.007	0.023	0	0.030	0.019	0.004	0	0.007	0.007	0.029
ACa	0	0	0	0	0.007	0	0	0	0.003	0	0	0
ANa	0.471	0.522	0.719	0.709	0.652	0.671	0.684	0.689	0.715	0.665	0.698	0.112
AK	0.126	0.126	0.157	0.154	0.142	0.154	0.160	0.162	0.154	0.161	0.165	0.110
mg	0.791	0.778	0.820	0.820	0.786	0.822	0.820	0.790	0.800	0.754	0.749	0.799
TOTAL	15.59	15.64	15.87	15.86	15.80	15.82	15.84	15.85	15.87	15.82	15.86	15.12

to a las zonas centrales del anfíbol, si bien los análisis realizados indican que la concentración del Ba, al igual que sucede con el Sr (Fig. 8) oscila con la zonación.

Los microlitos de plagioclasa ($Ab_{94-42-94-50}$: Fig. 9 y Tabla II) presentan una escasa proporción en BaO (0.002 – 0.1%), K_2O (< 0.37%) y SrO (0.076 –

TABLA II.-Composiciones en Plagioclasas

	1	2
SiO ₂	66.380	66.587
Al ₂ O ₃	20.725	19.986
TiO ₂	0.002	0.038
Cr ₂ O ₃	0.004	0
FeO	0.411	0.440
MnO	0.028	0.011
NiO	0	0.008
MgO	0.483	0.503
CaO	1.127	0.814
Na ₂ O	11.439	11.737
K ₂ O	0.066	0.370
BaO	0.002	0.010
SrO	0.216	0.076
TOTAL	100.886	100.580
Si	2.9025	2.9232
Al	1.0680	1.0341
Ti	0.0001	0.0013
Cr	0.0001	0
Fe ²⁺	0.0150	0.0162
Mn	0.0010	0.0004
Ni	0	0.0003
Mg	0.0315	0.0329
Ca	0.0528	0.0383
Na	0.09698	0.9990
K	0.0037	0.0207
Ba	0	0.0002
Sr	0.0055	0.0019
TOTAL	5.0501	5.0684
Or	0.36	1.96
Ab	94.50	94.42
An	5.14	3.62

FIG. 8

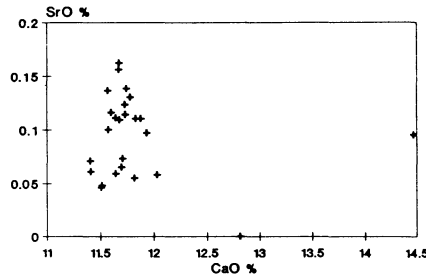


FIG. 9

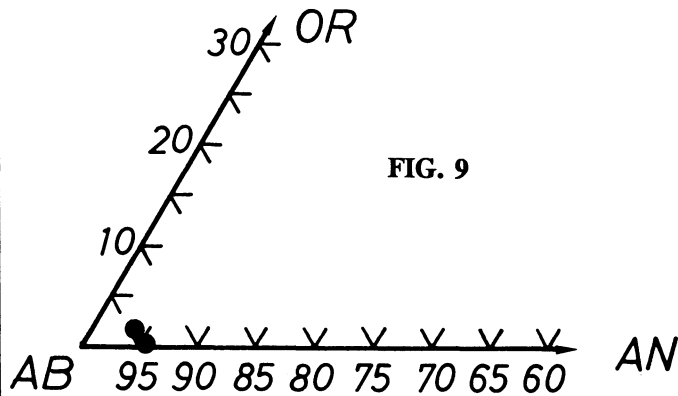
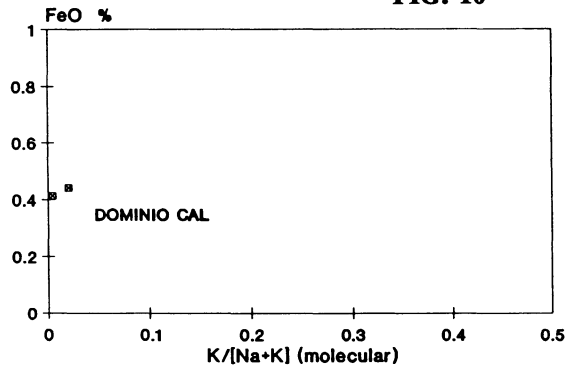


FIG. 10



0.216%); el valor $FeO_t - K (Na + K)$ es bajo (Fig. 10) y se sitúa en el dominio CAL propuesto por ROCK, N. M. S. (1991).

GEOQUIMICA

Las dos muestras seleccionadas, para los análisis geoquímicos (Tabla III) son las que presentan una menor alteración secundaria y su composición mineral es la descrita en apartados anteriores. Su clasificación según $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (Fig. 11) y $K_2O - SiO_2$ (Fig. 12) corresponde a traquiandesitas basálticas o andesitas basálticas de alto K (Rock, N. M. S., 1991). La norma CIPW (Tabla III) presenta discrepancias notables respecto a la composición modal para la proporción de piroxeno, del feldespato y la plagioclasa y, también, del cuarzo. Estos valores se ajustan, no obstante, a los de espessartitas seleccionadas (ROCK, N. M. S., 1991). El valor normativo obtenido en la plagioclasa (An_{34-38}) es otra anomalía respecto a la albita modal.

La afinidad calco-alcalina está bien establecida si consideramos, en conjunto, las relaciones: a) $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (Fig. 11); b) $\% CaO - \% MgO$ (Fig. 13); c) $K_2O/Al_2O_3 - Fe_2O_{3(t)}/SiO_2$ (Fig. 14) y con peor discriminación, el d) $Ce/Yb - Sm$ (Fig. 15), propuestos por ROCK, N. M. S. (1991). En todo caso, según este autor, el valor bajo en Ce/Yb y Sm es característico para las series calco-alcalinas (CAL) respecto a las alcalinas (AL) y, evidentemente, a otros conjuntos diferentes como KIL (Kimberlitas) LL (Lamproititas) y UML (Lamprófidos ultramáficos). Dentro del dominio calco-alcalino, los valores en REE se ajustan bien a la familia CS (Espessartitas) existiendo una discriminación buena respecto a otros de sus términos.

En la Fig. 16 ($MgO/MgO + FeO_{(t)} + K_2O / (Na_2O + K_2O)$) se puede observar que existe un aumento para los lamprófidos en el parámetro $mg (MgO/(MgO + FeO_t))$, respecto al valor promedio de los cuatro litotipos establecidos en el sector estudiado del

Plutón de La Maladeta. Este comportamiento está de acuerdo con la proporción y la tendencia magnésiana, ya comentada, de los anfíboles.

Es importante señalar que tanto el valor de mg como el contenido en Ni (30-71 ppm) y Cr (87-130 ppm) obtenidos (Fig. 17) son inferiores a los estimados en los lamprófidos calco-alcalinos de origen primario, pero nuestros valores están de acuerdo con los de otros tipos genéticos. Este empobrecimiento en Ni y Cr para estas Espessartitas no presentan una explicación sencilla. Parece razonable atribuir esta anomalía a la abundancia en anfíbol de estos lamprófidos en tanto que la presencia de piroxeno modal justificaría el valor más alto en otros de los lamprófidos análogos estudiados (RHODES, J. M., 1981 y ROCK, N. M. S., 1991). En la Figura 18 ($MgO-I.D.$) se puede observar un comportamiento anómalo de estos dos lamprófidos respecto a los cuatro litotipos plutónicos establecidos; esta anomalía está presente, también, en las relaciones Ni-I.D. (Fig. 19) y Cr-I.D. (Fig. 20).

En lo que concierne a las REE (Fig. 21 y Tabla 3) se observa un enriquecimiento en las L-REE respecto a las H-REE, junto a una anomalía en Eu. Se ha considerado conveniente representar los dos lamprófidos junto con el rango establecido por cuatro Granodioritas (composición representativa en el Macizo de La Maladeta), normalizando los valores analíticos con NAKAMURA, N. (1974). Las pautas observadas, para estos dos grupos de rocas presentan una buena similitud. Al comparar los trazas s. l. (Fig. 22 y Fig. 23) y REE (Fig. 23) de los dos lamprófidos respecto a las cuatro granodioritas se observa, en general, una signatura bastante similar. En detalle, los lamprófidos presentan, relativamente, unos valores más altos en S, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ge y Sr mientras que, por el contrario, estas rocas experimentan empobrecimientos en Li, La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu lo que, ciertamente, concuerda con los valores aceptados para espessartitas calco-alcalinas (ROCK, N. M. S., 1991).

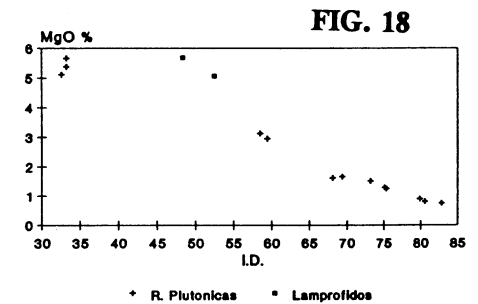
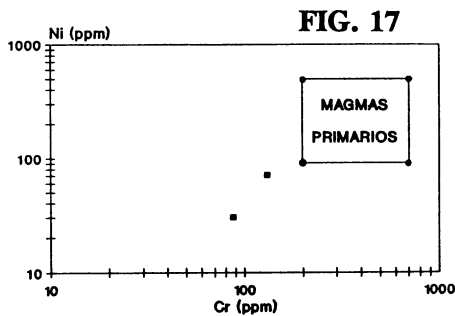
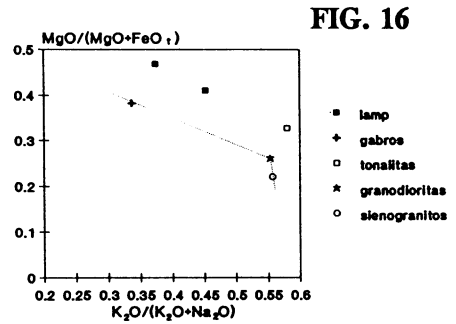
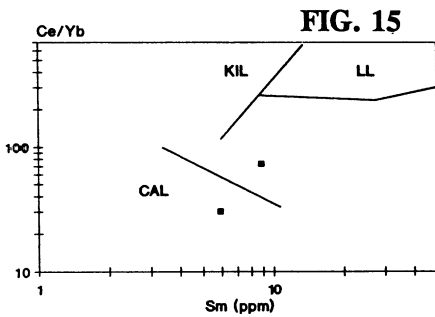
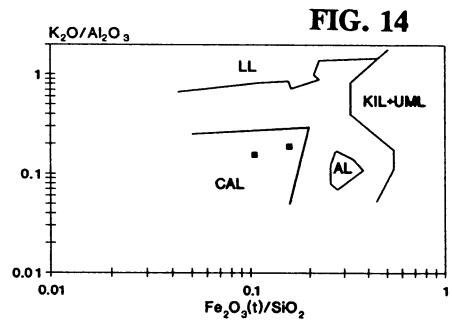
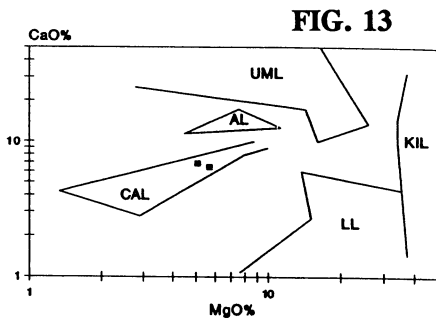
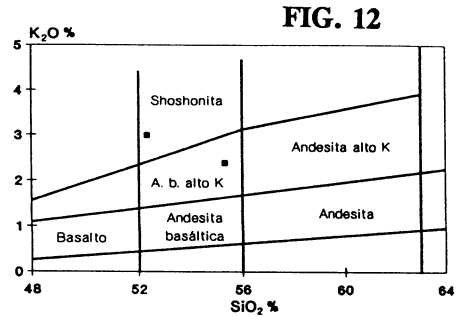
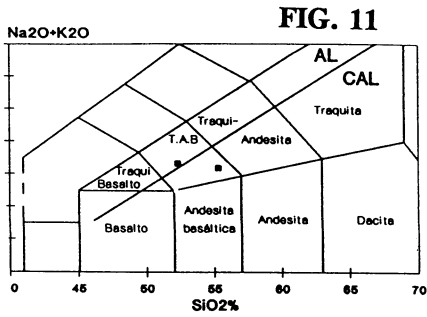
TABLA III.- Composición geoquímica y Norma C.I.P.W en Lamprófidos

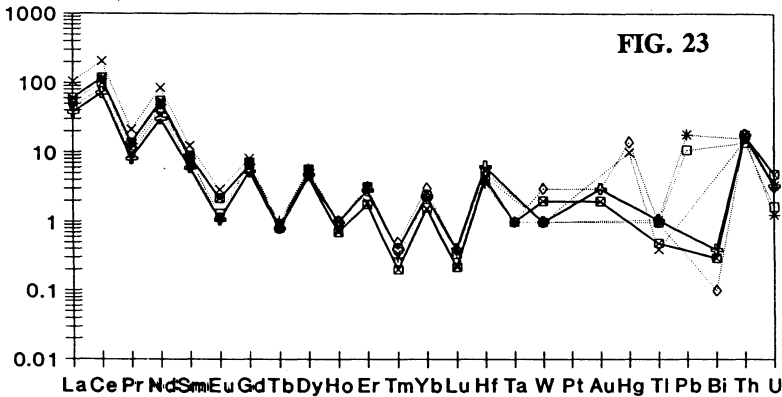
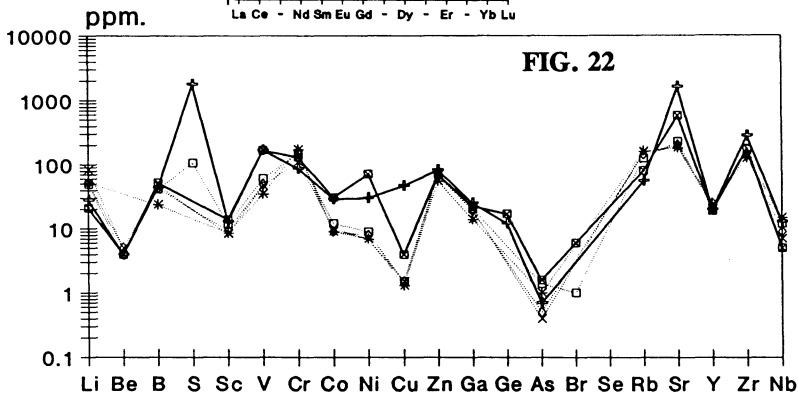
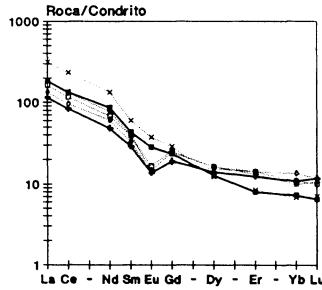
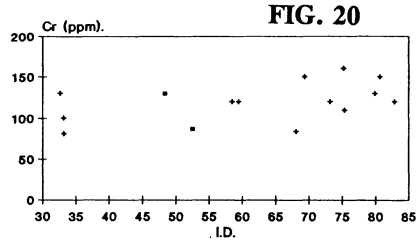
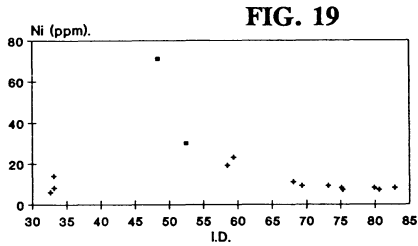
	1	2
SiO ₂ %	52.3	55.3
TiO ₂ %	0.92	1.04
Al ₂ O ₃ %	16.0	15.4
Fe ₂ O ₃ (t)%	8.18	5.76
MnO%	0.13	0.078
MgO%	5.67	5.06
CaO%	6.47	6.84
Na ₂ O%	3.63	3.99
K ₂ O%	2.98	2.37
P ₂ O ₅ %	0.48	0.64
L.O.I.%	3.16	2.16
TOTAL	99.92	98.64
Li	21	28
Be	4	4
B	52	44
S	-	1790
Sc	14.10	13.0
V	169	167
Cr	130	87
Co	31	29
Ni	71	30
Cu	4.0	47.2
Zn	70.3	81.7
Ga	22.4	25.0
Ge	17	12
As	1.6	0.7
Br	6.0	-
Rb	81	56
Sr	579	1610
Y	19	20
Zr	181	284
Nb	5	13
Pd(ppb.)	1	1
Sb	0.6	-
Cs	1	2
Ba	672	1170

	1	2
La	60.8	37.8
Ce	116.0	72.0
Pr	13.6	8.1
Nd	54.5	30.3
Sm	8.8	5.9
Eu	2.17	1.06
Gd	6.5	5.3
Tb	0.8	0.8
Dy	4.4	4.8
Ho	0.70	0.99
Er	1.8	2.8
Tm	0.2	0.4
Yb	1.6	2.4
Lu	0.22	0.40
Hf	4.2	6.2
Ta	1	-
W	2	1
Au(ppb.)	2	3
Tl	0.5	1.1
Bi	0.3	0.4
Th	18	18
U	4.9	3.4

NORMA C.I.P.W.

	1	2
Q.	-	4.66
COR.	-	-
OR.	17.61	14
AB.	30.71	33.76
AN.	18.56	17.11
DIOP.	8.27	9.96
HIPERST.	11.98	9.46
OLIV.	1.07	-
MT.	5.24	3.75
ILM.	1.75	1.98
AP.	1.14	1.52
TOTAL	96.33	96.2
%AN	38	34





CONSIDERACIONES ESTABLECIDAS

Los datos del emplazamiento de los lamprófidos indican su origen posterior a los litotipos plutónicos y a las etapas filoniana-ácidas. En algunas áreas del sector considerado se han identificado interferencias de diques lamprófidos cuyos caracteres de co-genitismo y temporalidad, a escala del macizo granodiorítico de La Maladeta, resta por estudiar y, también, establecer su significado que, ciertamente, tendrá un notable interés petrogenético para confirmar y definir, con mejor precisión, los datos preliminares obtenidos.

La composición mineral y la geoquímica corresponde a espessartitas con afinidad calco-alcalina cuya signatura es bastante análoga a la obtenida en similares lamprófidos emplazados en macizos granodioríticos. En el caso estudiado, la afinidad calco-alcalina parece presentar relación genética con

la granodiorita como término volumétrica-mente representativo del plutón circunscrito.

Los conocimientos obtenidos, en este estudio preliminar, aportan un conjunto de datos sobre el emplazamiento y la composición de éstos lamprófidos. Es necesario ampliar el número de estos datos que, junto con la incorporación de otros sobre geoquímica isotópica, permitirá abordar la complejidad de establecer un modelo genético.

AGRADECIMIENTOS

Al Institut d'Estudis Illerdencs, por la ayuda aportada (1991). Este trabajo ha sido realizado con una Beca de Investigación (E. Arranz) del CONAI (Diputación General de Aragón). Este trabajo se ha beneficiado de una Ayuda a la Investigación de la Universidad de Zaragoza.

BIBLIOGRAFIA

- ARRANZ, E. (1991). Petrología, estructura y geoquímica de los granitoides del Macizo de La Maladeta en su sector Tahüll-Lago Negro (Provincia de Lérida). *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Zaragoza; Vol. I: 173 pp. y Vol 2: Anexo. (Inédita).
- ARRANZ, E., LAGO, M. y POCOVI, A. (1991 a). Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides, en el sector de Bohi-Lago Negro, del Macizo de La Maladeta (Lérida). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 14, 1, pp.: 107.
- ARRANZ, E., LAGO, M. y POCOVI, A. (1991 b). Características geoquímicas de los granitoides de La Maladeta en su sector de Tahüll-Lago Negro (Lérida). *IV Congr. Geoquímica España*, Soria, (en prensa).
- ARRANZ, E., LAGO, M. y POCOVI, A. (1991 c). Petrología y estructura del Macizo de La Maladeta en el sector de Taüll-Estany Negre Cavallers (Pirineo de Lérida). *ILERDA (Ciencias)*, XLIX, (en prensa).
- ARRANZ, E., LAGO, M. y POCOVI, A. (1991 d). Petrología de los granitoides de La Maladeta en su sector de Tahüll y Lago Negro (Lérida). Comunicación a XIII.º Reunión Geología y Minería del N.O. Peninsular. *Lab. Xeol. Laxe*. (En prensa).
- MICHARD-VITRAC, A., ALBAREDE, F., DUPUIS, C. y TAYLOR, H.P. Jr. (1980). The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: Inferences from Sr, Pb and O studies on the Maladeta Igneous complex, Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineralogy and Petrology*, 72, 57-72.
- RHODES, J. M. (1981). Characteristics of primary basaltic magmas. In: *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, New York, 408-432.
- ROCK, N. M. S. (1991). *Lamprophyres*. Blackie, Glasgow, 285 p.
- WATERLOT, M. y CHARLET, J. M. (1983). El Carbonífero de los Pirineos. En: *Carbonífero y Pérmico de España*. —X.º Congr. Intern. de Estratigrafía y Geología del Carbonífero—. I. G. M. E., Madrid, 502 p.

Recibido, 24-I-92
Aceptado, 17-VIII-92