

# El vulcanismo alcalino del Triásico Superior de Mallorca (Mediterráneo Occidental)

Por M. NAVIDAD (\*) y M. ALVARO (\*\*)

## RESUMEN

El Triásico Superior de Mallorca presenta un tramo rojo vulcano-sedimentario inferior y un tramo carbonatado superior.

En ambos existen coladas volcánicas constituidas por basaltos olivínicos espilitizados de afinidad alcalina. Este magmatismo alcalino caracteriza una etapa de «rifting» intracontinental, y es relacionable con las manifestaciones volcánicas del Triás Superior de los Alpes occidentales, la Provenza y Corbières (Sur de Francia).

## ABSTRACT

In Majorca (Western Mediterranean), the Upper Triassic has two lithological units. The lower one is a volcanosedimentary red sequence, and the upper one is a shallow-water carbonate sequence. Both have several volcanic flows. The main volcanic rocks are alkaline olivine basalts, often transformed to spilitites. This alkaline magmatism is probably in relationship with an intracontinental rifting zone from western Alps to Betic Ranges, during Upper Triassic times.

## RESUME

Le Trias Supérieur de Majorque (Méditerranée occidentale comprend une série rouge inférieure vulcano-sédimentaire et une série supérieure carbonatée. Dans toutes les deux il y a des coulées volcaniques qui sont constituées par des basaltes à olivine spilitisés à affinité alcaline. Ce magmatisme alcalin caractérise un moment de «rifting» intracontinental qui peut être en relation avec les manifestations volcaniques du Trias Supérieur des Alpes occidentales, la Provence et les Corbières (Sud de la France).

## CONTEXTO REGIONAL

Los sedimentos triásicos son los más antiguos que afloran en la isla de Mallorca, siendo numerosos los autores que los han reconocido y descrito anteriormente: FALLOT (1922), DARDER (1932), COLOM (1975), MATAILLET y PECHOUX (1975), entre otros.

De manera esquemática el Triásico de Mallorca presenta cuatro unidades litoestratigráficas:

### 1. «Facies Buntsandstein»

Es un conjunto detrítico constituido por areniscas y limolitas rojas, de más de 500 metros de

(\*) Departamento de Petrología, Universidad Complutense de Madrid.

(\*\*) Compañía General de Sondeos, S. A.

potencia. No ha sido datado, y se atribuye al Triásico Inferior.

### 2. «Facies Muschelkalk»

Se trata de un conjunto formado por dos barras dolomíticas con un nivel rojo intermedio, de 150 a 200 m. de espesor. Hay hallazgos puntuales de fauna marina (lamelibranquios, cefalópodos) que aunque precisan ser revisados permiten atribuir a esta unidad una edad Triásico Medio.

### 3. «Facies Keuper»

Esta unidad consiste en un conjunto vulcano-clástico y evaporítico constituido por limolitas, margas y areniscas rojas, carniolas, yesos y rocas volcánicas. La importancia de la participación volcánica es variable de unas localidades a otras. No

hay criterios paleontológicos para su datación y su espesor es variable y de difícil estimación, aunque superior a los 150 metros.

### 4. «Infralías»

Es otro conjunto carbonatado constituido por dolomías, brechas, margas y limolitas, con intercalaciones ocasionales de rocas volcánicas en la Sierra Norte. Su espesor supera los 100 metros en la Sierra Norte y es mayor en la Sierra de Levante. Con frecuencia ha sido confundido con la «facies Muschelkalk» por su similitud litológica, o atribuido al Lías Inferior por su posición sobre la «facies Keuper». En la Sierra Norte de Mallorca BOUTET et al. (1982) han determinado una asociación palinológica que indica una edad Noriense.

Las dos unidades litoestratigráficas inferiores afloran exclusivamente, y de una manera reducida, en la Sierra Norte (fig. 1, en cuadro). Las dos unidades superiores afloran en toda la isla.

La «facies Keuper» es más potente y presenta mayor volumen de rocas volcánicas en el dominio estructural de la Sierra Norte. La unidad comúnmente denominada en la literatura «Infralías» o «Suprakeuper» corresponde a la Formación Felanitx (ALVARO et al., 1984), y presenta intercalaciones volcánicas ocasionales en la Sierra Norte, mientras que en el dominio de la Sierra de Levante aumenta su potencia y carece de rocas volcánicas.

Son escasas las referencias de índole petrológica sobre las rocas ígneas triásicas de Mallorca, pues, aunque su abundancia las hace destacar, las condiciones de afloramiento (masas caóticas embaladas, terrenos muy tectonizados con meteorización muy importante) dificultan su estudio. FALLOT (1922) recogió muestras que fueron estudiadas por LAPPARENT, y concluyó que se trataba de rocas básicas emplazadas mediante erupciones submarinas durante el Triás Medio y Superior, comparables a las espilitas triásicas de los Alpes franceses. MATAILLET y PECHOUX (1975), al estudiar la extremidad SO de la Sierra Norte, diferencian dentro las rocas eruptivas englobadas en el Triás un conjunto de rocas sanas, constituido por coladas y rocas subvolcánicas con composición de basaltos alcalinos (petrografía de M. Rossy y un análisis de elementos mayores), cuya edad no se atreven a establecer, y otro conjunto de rocas transformadas cuya composición no es posible averiguar y atribuyen al Triásico.

DEL OLMO et al. (1981) y ALVARO et al. describen por vez primera la serie triásica de Cala Tuent desde el punto de vista petrográfico y sedimentológico (Petrografía de M. AGUILAR).

## EL TRIASICO SUPERIOR DE LA SIERRA NORTE

El Triás Superior aflora ampliamente a lo largo de toda la Sierra Norte de Mallorca, generalmente en la base de las unidades aloctonas, cabalgamientos y núcleos de los anticlinales, ya que la «facies Keuper» juega el papel de nivel de despegue regional. Para su estudio se ha seleccionado la sección de Cala Tuent (X: 1.152.000, Y: 602.250, Hoja 38-25), donde se han preservado 250 metros de sedimentos de la «facies Keuper» y la formación Felanitx poco afectados por la tectónica y con buenas exposiciones. La serie estratigráfica de Cala Tuent (fig. 1) presenta dos tramos lito-lógicos:

1. *Tramo rojo inferior*, de unos 130 metros de espesor visible, equivalente a la «facies Keuper», y en el que predominan los materiales de procedencia volcánica. Está constituido por varias coladas masivas de basaltos vacuolares, limolitas y argilitas rojas, areniscas vulcanosedimentarias (cineritas y tufitas basálticas más o menos reelaboradas), carniolas y dolomías, yesoarenitas y costras calcáreas (suelos calcimorfos).
2. *Tramo carbonatado superior*, equivalente a la formación Felanitx o «dolomías tableadas del Infralías», del que se han medido unos 120 metros. Consiste en una alternancia de dolomías, calizas dolomíticas y brechas de colapso con intercalaciones de yesoarenitas, margas, lutitas rojas y verdes y dos niveles de basaltos a techo. Corresponden a secuencias «shallowing upwards».

El tramo rojo inferior es azoico y corresponde a sedimentos depositados en un ambiente continental en relación con un centro de emisión volcánico que aporta coladas y materiales de proyección subaérea. Las intercalaciones evaporíticas, que regionalmente pueden ser muy importantes (potentes masas de yesos) y la evolución vertical de la serie indican la posible relación con un am-

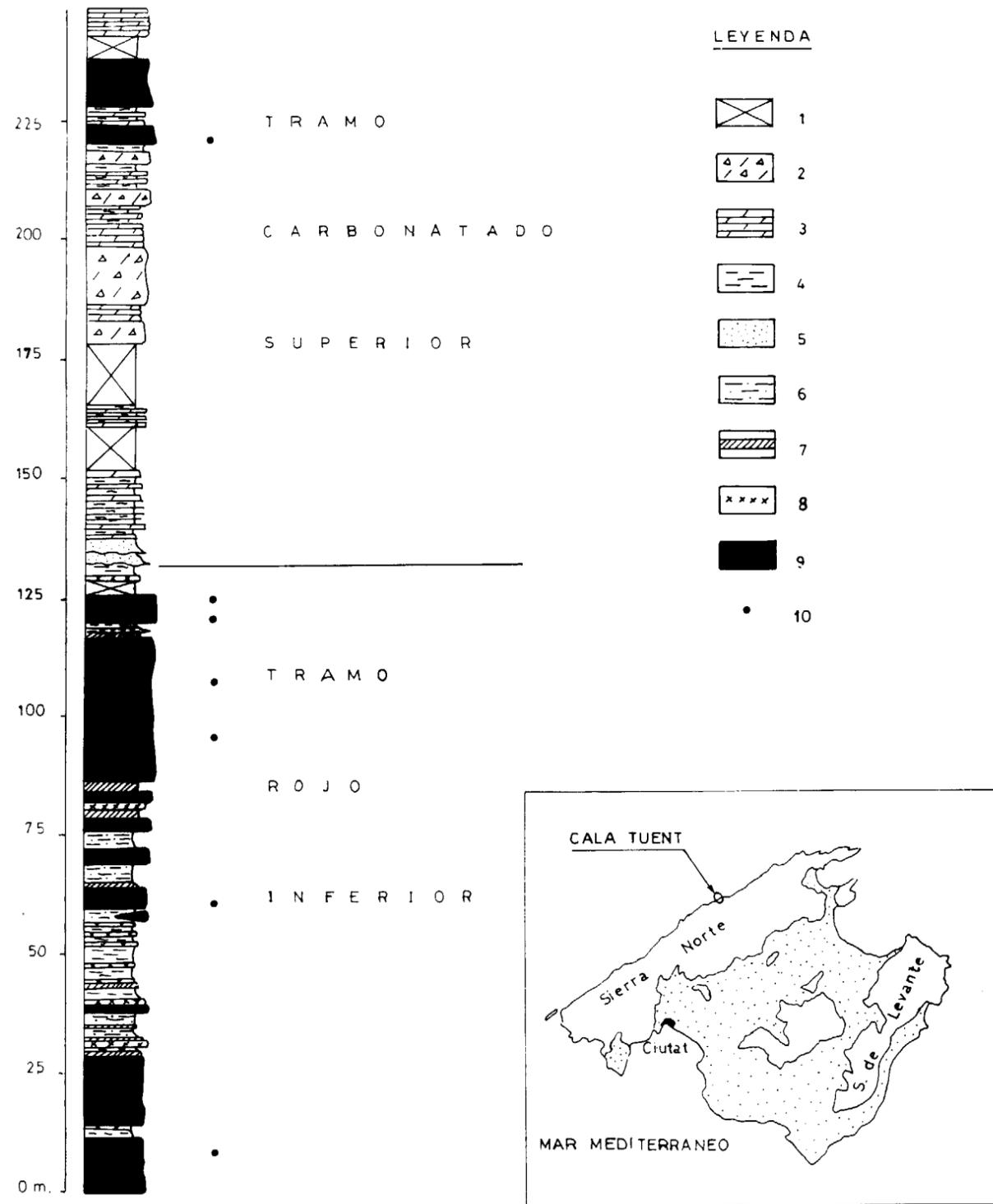


Figura 1.—Sección estratigráfica del Triásico Superior de Cala Tuent, Mallorca. La situación de Cala Tuent se muestra en el encuadre.

Leyenda: 1. Tramo cubierto. 2. Brechas de colapso. 3. Dolomías laminadas y granudas. 4. Arcillas y margas. 5. Areniscas yesíferas. 6. Limolitas arenosas. 7. Suelos calcimorfos. 8. Areniscas vulcanosedimentarias. 9. Coladas basálticas. 10. Muestras para análisis químicos.

biente costero de tipo «sebkha». Los niveles de suelos calcimorfos evidencian períodos de exposición subaérea prolongados. El tramo carbonatado superior corresponde a sedimentos inter y supramareales de una llanura de mareas con un ambiente árido. El emplazamiento de las rocas volcánicas se realiza en condiciones marinas. Generalmente este tramo es azoico, aunque en la zona de Valldemosa, donde no presenta intercalaciones volcánicas, se ha datado mediante pólenes como Noriense (BOUTET et al., 1982).

## LOS MATERIALES VOLCANICOS

### CONDICIONES DE AFLORAMIENTO

En el *Tramo rojo inferior* es notable la importancia que alcanzan las coladas basálticas, que representan el 60 por 100 del espesor medido en la sección. Los basaltos son de color negro, gris oscuro o rojizo, con abundantes vacuolas. Se disponen en coladas de 3 a 30 metros de espesor, en las que se diferencian de manera irregular basaltos masivos, tobas basálticas, brechas y piroclastos. La separación entre coladas amalgamadas puede estar marcada por zonas afaníticas de enfriamiento y niveles ferruginosos de alteración. Ocasionalmente contienen xenolitos de areniscas de la facies Buntsandstein. Es frecuente la presencia de suelos y nódulos ferralíticos y calcimorfos a techo de las coladas.

En el *Tramo carbonatado superior* la primera colada consiste en basaltos vacuolares verdes y grises, muy alterados. La colada superior son basaltos masivos de grano fino, marrón verdoso. Sus espesores son de 4 y 10 metros respectivamente.

### CARACTERES PETROGRAFICOS

El *Tramo rojo inferior*, que constituye la base visible de la serie estudiada, está formado por varias coladas sucesivas (al menos diez) de basaltos picríticos (Pl-Olv) con abundante material piroclástico (tobas aglomeráticas y cineritas) intercalado entre ellas.

El centro de las coladas está formado por basaltos de grano grueso con textura dolerítica típica. Son picritas en las que no se ha observado

clinopiroxeno como fenocristal. La base de las coladas la forman basaltos de grano fino espilitizados en mayor o menor grado, y en ellos desaparece el clinopiroxeno de la matriz.

Hacia el techo de la serie de Cala Tuent y dentro del *Tramo carbonatado superior* existen otras dos coladas de basaltos en las cuales aparece clinopiroxeno como fenocristal junto a la plagioclasa y el olivino.

### 1. Basaltos picríticos del Tramo rojo inferior

Texturalmente son tipos porfídicos con matriz diabásica intersectal que se hacen más vacuolares hacia el extremo de la colada. Composicionalmente están formados por Pl+Olv+óxidos metálicos, apareciendo el apatito como accesorio.

La plagioclasa es el componente mayoritario de estas rocas. Aparece en grandes cristales tabulares y aciculares formando el entramado de la roca en cuyos huecos cristaliza el olivino u otras fases de carácter deutérico tardío (albita, zeolitas, prenhita, carbonatos). Presentan maclas polisintéticas con ley de Ab, se encuentran reemplazadas por albita y por algo de feldespato potásico. Su composición (tabla III, análisis 1 y 2) es  $Ab_{80-93}$ .

El olivino aparece como fenocristal, bien formando glomerofenocristales de tipo idiomórfico entre las plagioclasas, o bien como cristales esqueléticos, corroídos o en punta de flecha. Están iddingsitizados en sus bordes y completamente sustituidos por un agregado fibroso de clorita exfoliada (tabla V, análisis 1, 2 y 3). En los tipos vacuolares no aparece esta sustitución estando el olivino oxidado y reemplazado, al igual que el vidrio y otros pseudomorfos, por óxidos metálicos. Estos, presentan composición de ilmenitas ( $Fe^{+3}Ti$ ) ( $Fe^{+2}M_n$ )  $O_3$  (tabla IV, análisis 1 y 2), son abundantes y aparecen diseminados por toda la roca; en general son intersticiales y parecen primarios, pero también aparecen como secundarios pseudomorfizando o ferromagnesianos.

Tanto las vacuolas como las cavidades intersectales aparecen en estos basaltos rellenos por fases deutéricas representantes de una importante actividad hidrotermal. Clorita y albita, junto a zeolitas, prenhitas y abundantes carbonatos reemplazan con frecuencia al vidrio cristalizado en dichas cavidades vacuolares. Análisis procedentes de algunas de estas vacuolas (tabla V, núms. 1 a 4) caracte-

rizan a estas fases como cloritas oxidadas (HEY, 1954):  $(\text{Si Al})_8 (\text{Al Fe Mn Mg Ca Na})_{12} \text{O}_{20}$ , en cuya estructura existe un reemplazamiento de Mg por Al y Mn en posición dioctaédrica ( $Y < 12$ , DEER et al., 1966) o también como glauconitas (tabla V, núm. 5):  $(\text{Si Al})_8 (\text{Fe Mg Al})_{3,5} (\text{K})_{1,5} \text{O}_{20}$ , lo que indica que el agua ha jugado un papel importante en la alteración de estos basaltos.

Acumulados. Aparecen de manera ocasional. Están formados exclusivamente por plagioclasa con textura intersecetal; las cavidades intersticiales aparecen rellenas por vidrio sustituido casi totalmente por zeolitas.

## 2. Basaltos con Oliv-Clpx-Pl del Tramo carbonatado superior

Texturalmente corresponden a tipos holocristalinos de grano medio de carácter diabásico y subofítico. En su asociación mineral aparece ya el clinopiroxeno como fenocristal junto al olivino y a la plagioclasa que constituye el entramado principal de la roca; apatito y esfena son abundantes como minerales accesorios.

A diferencia de los basaltos anteriormente descritos, estas rocas se encuentran menos transformadas, aunque también están afectadas por procesos de albitización y cloritización secundarios. Esta alteración se traduce en una albitización de la plagioclasa, que presenta una composición de  $\text{An}_{44-57}$  (tabla III, análisis 3, 4, 5 y 6). Aparece en microlitos orientados constituyendo la matriz fluidal de la roca y rodeando a los fenocristales de olivino y de clinopiroxeno. Este último está constituido por augita rica en calcio (fig. 2) cuya com-

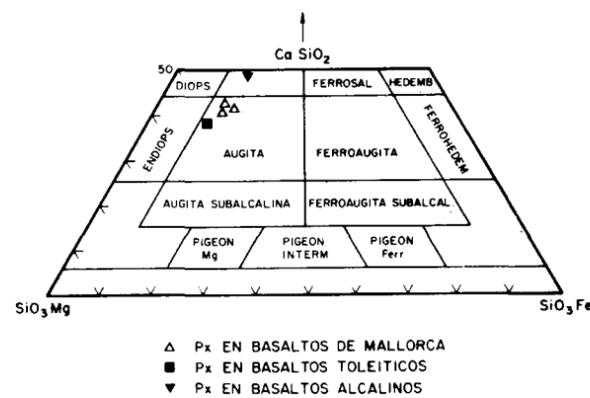


Figura 2.—Diagrama de HESS, H. H. (1949).

posición media corresponde a  $\text{Ca}_{40} \text{Mg}_{44} \text{Fe}_{15}$  (tabla II, análisis 1, 2, 3). Se asocia al olivino con disposición en corona, jamás lo incluye, siendo incluido por la plagioclasa; forma pequeños cristales subidiomorfos a veces zonados y maclados. Están relativamente frescos, por lo que su composición será considerada como criterio petrogenético.

Como minerales opacos se encuentra ilmenita primaria  $(\text{Fe}^{+3} \text{Ti}) (\text{Fe}^{+2} \text{Mn}) \text{O}_3$  (tabla IV, análisis 3, 4 y 5). Aparece intersticialmente entre las plagioclasas, es abundante y a veces de aspecto esquelético.

En estos basaltos, tanto las vacuolas como las cavidades intersticiales están rellenas por vidrio, que aparece con frecuencia sustituido por clorita y albita; los carbonatos son, sin embargo, muy escasos.

## 3. Espilitas

Corresponden a los niveles de grano fino, que aparecen en ambos tramos de la serie situados preferentemente en la base de las diferentes coladas.

Texturalmente son basaltos holocristalinos de grano muy fino, algo porfídicos y con matriz fluidal de tipo pilotáxico. Su composición es la misma que la de los basaltos plagioclásico-olivínicos del tramo rojo inferior, pero a diferencia de ellos, presentan clinopiroxeno en su matriz, asociado a olivino, biotita y opacos.

La espilitización secundaria se manifiesta en estos basaltos de grano fino por albitización completa de los microlitos tabulares y aciculares de plagioclasa, cloritización e iddingsitización del olivino y alteración de los ferromagnesianos.

Dentro de estas rocas son abundantes las vacuolas. En ellas y en los intersticios que quedan entre las plagioclasas se encuentran esferulitos procedentes de la desvitrificación del vidrio reemplazados por clorita, zeolitas, albita, carbonatos y prehnita.

## 4. Productos piroclásticos

Están formados por tobas y cineritas de proyección aérea, que se depositan intercalados entre las diferentes coladas.

Son rocas porfídicas con matriz microcriptocristalina, totalmente sustituida por carbonatos. En ocasiones se reconocen pseudomorfos de olivino totalmente reemplazados por carbonatos y óxidos de hierro, así como laminación de flujo en la matriz cinerítica. Son frecuentes los fragmentos volcánicos en las tobas que aparecen empastados por carbonatos, destacando en ellos olivinos ferruginizados, microlitos de plagioclasa y restos de ferromagnesianos. Juntos a estos fragmentos se engloban clastos de cuarzo policristalinos, mica blanca y anfíbol verde de carácter alcalino incluido en albita, ambos rellenando vesículas.

## GEOQUIMICA

Con el fin de caracterizar este vulcanismo y de encuadrarlo dentro de un determinado ámbito geodinámico, se han realizado siete análisis químicos. De ellos, tan sólo en cuatro (tabla I, análisis 1, 3, 5 y 7) se ha obtenido su composición mayoritaria, debido a que la fuerte alteración secundaria (espilitización) que afecta a estas rocas impide considerar sus análisis como datos fiables para el fin perseguido; por ello, únicamente serán considerados como criterio orientativo del grado de espilitización que presentan los materiales volcánicos. Por el contrario, debido a la escasa movilidad que sufren durante los procesos de espilitización y transformación algunos elementos traza (WINCHESTER y FLOYD, 1976), su contenido en estos basaltos será utilizado para caracterizar el magma original y su ámbito geodinámico (tabla I, análisis 1 a 7).

Con la misma finalidad se han obtenido análisis micropuntuales de los clinopiroxenos de los basaltos de una colada situada en el Tramo superior carbonatado de la serie de Cala Tuent (tabla II, análisis 1, 2 y 3); el resto de los análisis puntuales realizados en otras fases minerales constituyentes van dirigidos a obtener una información lo más fidedigna posible de las transformaciones que han sufrido los basaltos.

### 1. Caracterización del magma original

1. En función de los elementos traza que se comportan como inmóviles durante los procesos de espilitización (WINCHESTER y FLOYD, 1976-77; FLOYD y WINCHESTER, 1975-78) se observa:

a) Los basaltos que constituyen esta serie presentan un contenido elevado en Nb y la relación  $Y/\text{Nb} \ll 1$ . Estos contenidos, junto con la alta proporción de  $\text{TiO}_2$  que ellos presentan, los caracterizan como rocas de tipo alcalino.

b) La proyección de estos basaltos en los diagramas de discriminación que utilizan estos autores (op. cit.), para caracterizar los diferentes tipos de series magmáticas se sitúa dentro del campo de las rocas alcalinas (figuras 3 y 4), si bien existe una marcada tendencia de diferenciación en los tramos superiores de la serie que se manifiesta

TABLA I  
Análisis químicos de los basaltos

	1	3	5	7	2	4	6
SiO <sub>2</sub> ...	42,95	39,00	42,70	49,00			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ...	13,91	14,31	13,95	15,32			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ...	10,58	9,50	13,16	11,25			
FeO ...	0,98	4,15	0,99	1,51			
MnO ...	0,05	0,10	0,10	0,10			
MgO ...	11,08	14,10	8,66	4,83			
CaO ...	4,32	2,10	5,22	3,36			
Na <sub>2</sub> O ...	4,07	2,64	4,23	3,88			
K <sub>2</sub> O ...	0,26	1,35	0,99	3,47			
TiO <sub>2</sub> ...	1,85	3,30	1,82	2,11			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ...	0,49	0,61	0,28	0,34			
CO <sub>2</sub> ...	3,93	1,37	3,99	0,87			
H <sub>2</sub> O ...	4,55	6,99	3,93	3,79			
Total ...	99,02	99,52	100,02	99,83			
Ba ...	911	380	277	674	175	184	140
Ce ...	47	68	40	46	59	57	38
Ga ...	13	12	22	16	14	16	17
La ...	37	47	21	30	61	38	13
Nb ...	68	111	53	66	86	64	76
Ni ...	292	142	187	140	259	346	222
Pb ...	13	21	15	19	11	21	10
Rb ...	4	13	7	59	12	21	16
Sr ...	122	201	378	460	171	149	166
Th ...	4	5	4	3	3	7	2
Y ...	34	37	26	25	36	30	33
Zr ...	112	201	155	224	201	127	166
K/Rb ...	539	125	170	49	—	—	—
Y/Nb ...	0,5	0,33	0,49	0,38	0,42	0,47	0,43

Análisis 1 a 6: Basaltos del Tramo Rojo Inferior.  
Análisis 7: Basaltos del Tramo Carbonatado Superior.

**TABLA II**  
Composición de los Clinopiroxenos

	1	2	3	Media	Tol.	Alc.
SiO <sub>2</sub> .....	49,68	50,25	50,42	50,12	51,62	46,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,38	1,76	2,09	2,08	3,14	5,76
TiO <sub>2</sub> .....	1,05	1,10	1,33	1,16	0,72	3,21
FeO (*) .....	6,24	7,19	8,01	7,15	5,63	7,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,04	1,21	1,34	1,20	1,25	1,84
MnO .....	0,15	0,18	0,23	0,19	0,14	0,13
MgO .....	15,43	15,77	15,05	15,42	17,42	12,18
CaO .....	20,62	19,71	19,27	19,87	19,45	22,21
Na <sub>2</sub> O .....	0,34	0,30	0,38	0,34	0,32	0,81
K <sub>2</sub> O .....	0,05	—	0,02	0,02	0,01	0,10
TOTAL .....	97,68	98,25	99,02	—	99,70	100,12

Fórmula estructural en base a 6 oxígenos

Z:

Si .....	1,897	1,912	1,960	1,906	1,894	1,752
Al .....	0,103	0,079	0,090	0,093	0,106	0,248

Y:

Al .....	0,004	—	0,003	—	0,026	0,007
Ti .....	0,030	0,031	0,038	0,033	0,019	0,091
Fe <sup>3+</sup> .....	0,030	0,035	0,038	0,034	0,035	0,052

X:

Fe <sup>2+</sup> (*) .....	0,199	0,229	0,254	0,227	0,164	0,227
Mn .....	0,005	0,006	0,007	0,006	0,004	0,004
Mg .....	0,878	0,894	0,850	0,874	0,960	0,681

W:

Ca .....	0,844	0,803	0,782	0,810	0,763	0,893
Na .....	0,025	0,022	0,028	0,025	0,022	0,059
K .....	0,002	—	0,001	0,001	—	0,005

Al <sub>2</sub> .....	5,15	3,97	4,5	4,65	5,3	12,4
Z .....	2,000	1,991	2,000	1,999	2,000	2,000
WXY .....	2,17	2,020	2,001	2,010	2,006	2,019
Wo .....	43,25	40,95	40,64	—	39,70	48,19
En .....	45,00	45,59	44,18	—	49,94	36,75
F <sub>s</sub> .....	11,74	13,46	15,18	—	10,35	15,06

(\*) Deducido del Fe<sub>t</sub> a partir de la relación Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,1666 y según CANTHORN and COLLERSON (1974).

**Términos finales piroxénicos**

	1	2	3
Ac .....	2,75	2,21	2,89
Jd .....	—	—	—
CTA .....	3,00	3,14	3,79
CFA .....	0,23	1,25	0,93
TCh .....	2,22	0,17	0,41
Wo .....	39,27	37,78	36,53
En .....	43,71	44,58	42,47
Fs .....	7,48	10,06	12,91
Mg sobr. ....	1,39	0,82	0,07

**TABLA III**  
Composición de las Plagioclasas

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> .....	66,08	66,06	53,42	55,74	53,29	53,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19,31	20,34	27,97	26,96	28,17	27,76
TiO <sub>2</sub> .....	0,29	0,09	0,18	0,11	0,17	0,13
Fe .....	0,53	0,32	0,67	0,88	0,96	0,79
MnO .....	0,08	0,03	0,03	0,04	0,03	—
MgO .....	0,59	0,42	—	0,02	0,10	0,26
CaO .....	0,12	0,16	11,71	9,47	11,39	10,05
Na <sub>2</sub> O .....	11,10	9,30	4,57	6,13	4,88	5,52
K <sub>2</sub> O .....	0,22	3,34	0,40	0,43	0,36	0,59
TOTAL .....	98,33	100,06	98,94	99,09	99,35	99,06

Fórmula estructural en base a 32 oxígenos

Si .....	11,30	11,71	9,80	10,18	9,76	9,88
Al .....	4,07	4,25	6,05	5,66	6,08	6,00
Fe .....	0,08	0,05	0,10	0,13	0,15	0,12
Mn .....	0,01	0,05	—	0,01	—	—
Mg .....	0,16	0,11	—	—	0,03	0,07
Ca .....	0,02	0,03	2,30	1,85	2,23	1,97
Na .....	3,84	3,20	1,63	2,17	1,73	1,96
K .....	0,05	0,76	0,01	0,10	0,08	0,14
Ti .....	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Ab .....	98,11	80,26	40,42	52,64	42,73	48,18
An .....	0,61	0,75	57,23	44,91	55,18	48,42
Or .....	1,28	18,99	2,34	2,45	2,09	3,40

Análisis 1, 2: Basaltos picríticos del tramo rojo inferior.  
Análisis 3, 4, 5, 6: Basaltos microgranudos del tramo carbonatado superior.

**TABLA IV**  
Composición de Ilmenitas

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> .....	0,02	0,04	0,08	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,05	0,04	—	—	0,05
TiO <sub>2</sub> .....	48,45	48,30	52,41	51,63	52,29
FeO .....	40,39	40,12	44,07	43,03	43,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	6,95	7,97	3,63	4,76	3,16
MnO .....	3,13	3,31	2,98	3,36	3,14
MgO .....	0,02	—	0,02	—	0,01
CaO .....	0,05	0,08	0,15	0,10	0,10
Na <sub>2</sub> O .....	—	—	0,07	—	—
K <sub>2</sub> O .....	—	—	0,01	0,03	—
TOTAL .....	99,06	99,86	103,42	102,90	102,62

Fórmula estructural en base a 3 oxígenos

Si .....	0,001	0,001	0,02	—	—
Al .....	0,002	0,001	—	—	0,001
Fe <sup>3+</sup> .....	0,134	0,152	0,067	0,088	0,059
Ti .....	0,941	0,922	0,963	0,955	0,969
Mg .....	0,001	—	0,001	—	—
Fe <sup>2+</sup> .....	0,863	0,851	0,901	0,885	0,904
Mn .....	0,068	0,071	0,062	0,070	0,066
Ca .....	0,001	0,002	0,004	0,003	0,003

Análisis 1, 2: Basaltos picríticos del tramo rojo inferior.  
Análisis 3, 4, 5: Basaltos microgranudos del tramo carbonatado superior.

**TABLA V**  
Composición de las micas secundarias

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> .....	28,67	31,05	25,74	35,05	50,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14,11	15,06	12,75	14,54	21,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (1) .....	4,23	2,25	5,83	0,16	1,01
FeO .....	15,34	8,12	21,01	5,04	3,63
MnO .....	0,09	0,15	0,15	0,14	—
MgO .....	22,85	26,79	20,15	29,52	8,89
CaO .....	0,28	0,29	0,34	0,28	0,21
Na <sub>2</sub> O .....	0,05	—	0,03	0,03	—
K <sub>2</sub> O .....	0,33	—	0,63	0,02	6,71
TiO <sub>2</sub> .....	0,43	0,17	0,74	—	0,07
TOTAL .....	86,41	83,93	87,37	84,79	92,87

Fórmula estructural en base a 28 O (sin OH) (2)

Si .....	5,935	6,269	5,534	6,784	6,288
Al .....	2,07	1,731	2,466	1,216	1,712
Al .....	1,37	1,855	0,767	2,103	1,423
Ti .....	0,067	0,026	0,120	—	0,007
Fe <sup>3+</sup> .....	0,664	0,342	0,944	0,023	0,094
Fe <sup>2+</sup> .....	2,656	1,371	3,777	0,816	0,375
Mn .....	0,016	0,026	0,027	0,023	—
Mg .....	7,049	8,061	6,456	8,515	1,638
Ca .....	0,062	0,063	0,078	0,058	0,028
Na .....	0,020	—	0,013	0,011	—
K .....	0,087	—	0,173	0,005	1,058

(1) Recalculados sobre Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO=1,666.

(2) Fórmula estructural en base a 20 O (sin OH).

Análisis 1, 2, 3, 4: Cloritas (Mg Al Fe Mn Ti)<sub>12</sub> (Si Al)<sub>8</sub> O<sub>28</sub>.  
Análisis 5: Glauconita (Al, Fe, Mg)<sub>3,5</sub> (K)<sub>1,10</sub> (Si Al)<sub>8</sub> O<sub>20</sub>.

geoquímicamente por un aumento del SiO<sub>2</sub> respecto al índice Nb/Y (figura 4) y del K respecto al Rb (figura 5). En el primer caso dicha correlación constituye también un índice de la alcalinidad de la serie (PEARCE y CANN, 1973), y en el segundo (K/Rb) se observa que, a excepción de la roca 1 situada por debajo de la línea AC, el resto se proyecta en el dominio alcalino. Dicha excepción podría explicarse por el escaso contenido en potasio que presenta el tramo basal de la serie, originado posiblemente por la emigración de este elemento durante el proceso de espilitización.

2. En relación con la naturaleza del piroxeno contenido en estos basaltos se observa que:

a) Su composición (tabla II) comparada con los promedios dados por LE BAS (1962) para piroxenos típicos procedentes de magmas toleíticos (Tol) y alcalinos (Alc) es intermedia entre la de ambos tipos, correspondiendo a augitas próximas a salitas (figura 2), composición que es muy fre-

cuenta en piroxenos procedentes de rocas alcalinas. Su proyección en el diagrama que utiliza dicho autor se sitúa, sin embargo, fuera del campo defi-

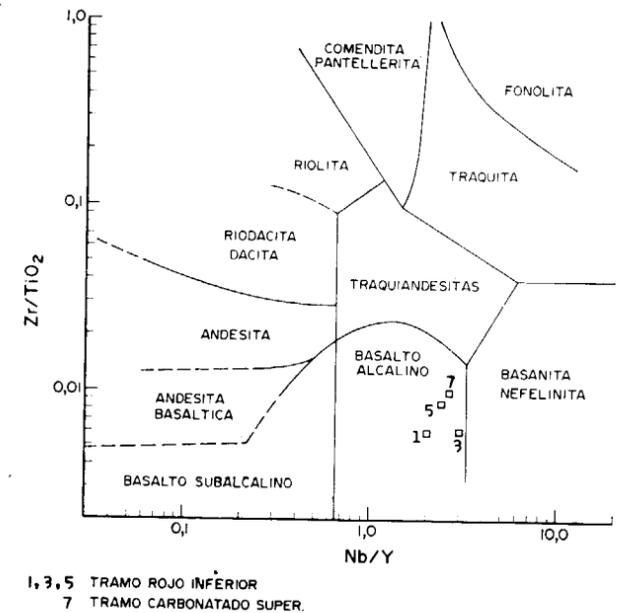


Figura 3.—Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> - Nb/Y (WINCHESTER y FLOYD, 1976).

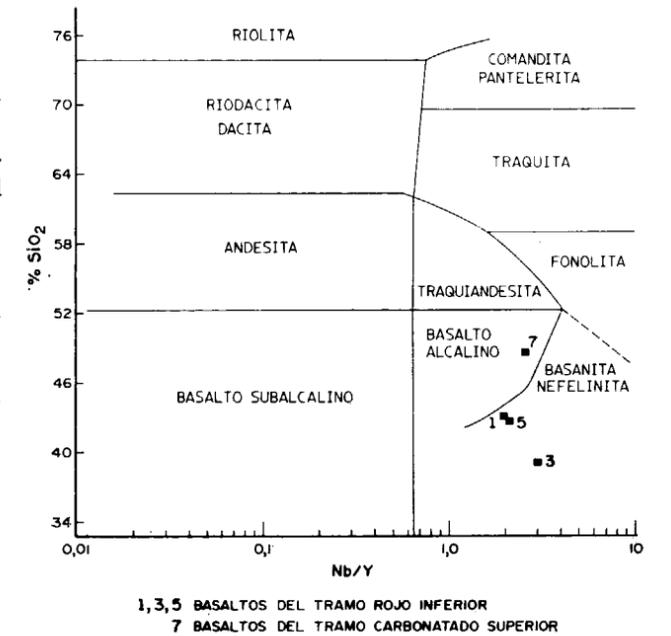


Figura 4.—Diagrama SiO<sub>2</sub> - Nb/Y (WINCHESTER y FLOYD, 1976).

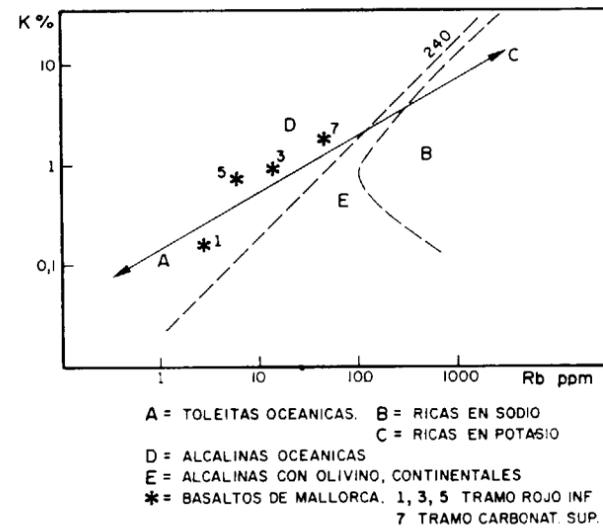


Figura 5.—Diagrama K - Rb (SCHROLL, 1968).

Por otra parte, el índice de coordinación  $Al_2$  utilizado por LE BAS (1962) como un criterio composicional para averiguar la naturaleza de los piroxenos, es en estos piroxenos muy bajo,  $Al_2 \approx 4.6$ , como sucede en los piroxenos toleíticos. Sin embargo, se diferencia de éstos en que presentan un contenido de titanio mayor ( $TiO_2 > 1$  por 100), y en que el sodio aparece en su molécula en forma de acmita (cuadro II, continuación) y nunca como jadeíta, que es lo frecuente en los piroxenos de procedencia toleítica (LE BAS, op. cit.).

A la vista de todos los datos anteriormente expuestos por lo que respecta a los elementos traza y aun con reservas en lo referente a la naturaleza de los piroxenos, parece que lo más lógico es interpretar estos *basaltos* como de *procedencia alcalina*.

2. Ambito Geodinámico

nido para las rocas alcalinas (figura 6), si bien hay que considerar que el promedio tipo que da dicho autor para piroxenos procedentes de magmas alcalinos tampoco se proyecta en el campo definido para rocas alcalinas normales (B), sino que se sitúa en el de las rocas peralcalinas.

1. A partir de la composición global de la roca y en función de los elementos que se comportan como inmóviles (Zr, Ti e Y), se observa que la proyección de estos basaltos en los diagramas de PEARCE y CANN (1973) y PEARCE y NORRY (1979) corresponde, en líneas generales, al dominio de intraplaca (figuras 7 y 8), observándose al

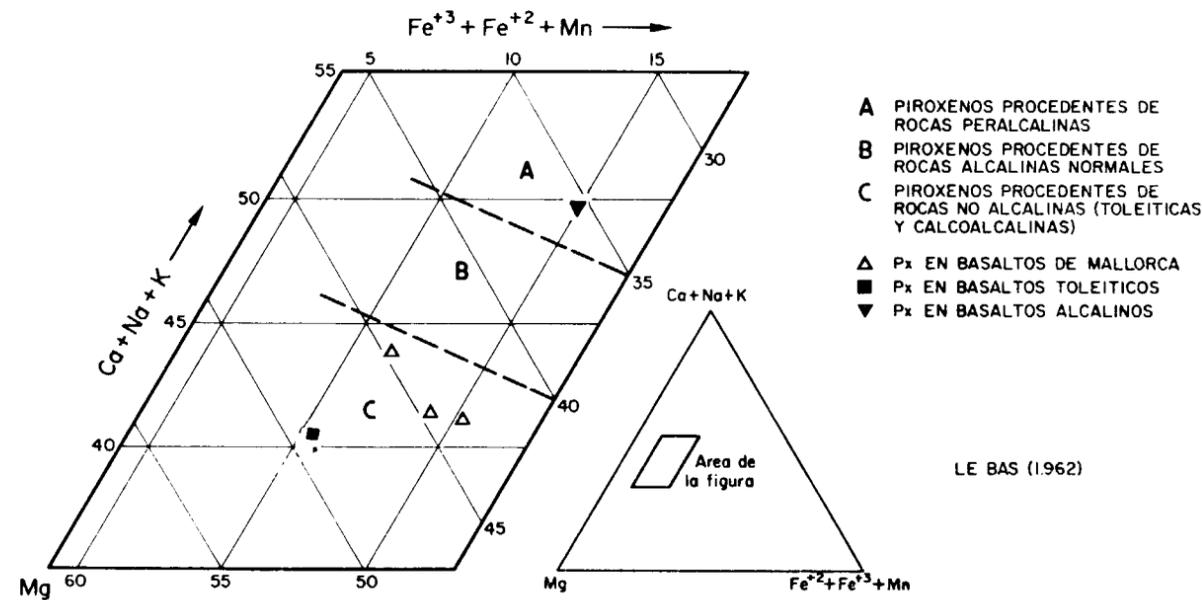


Figura 6.—Diagrama de LE BAS (1962).

mismo tiempo un enriquecimiento progresivo del Zr respecto al Ti, lo que es característico en este tipo de basaltos (op. cit.).

2. La composición de los piroxenos no puede considerarse como un factor decisivo en la determinación del ámbito geodinámico, ya que está en función de las diferentes variables ( $P_{H_2O}$ ,  $PO_2$ , etc.) que influyen directamente durante su cristalización (WATSON, 1976; CARMICHAEL et al., 1970; VERHOOGEN, 1962; BARBIERI et al., 1971). Sin embargo, NISBET y PEARCE (1977) señalan que las diferencias entre los piroxenos de intraplaca y los procedentes de otros ámbitos geodinámicos reside, al igual que en los magmas, en un contenido más elevado de Ti, Fe y Mn de los primeros con respecto al resto.

Considerando por otra parte que la proyección de los piroxenos estudiados en el diagrama que utilizan estos mismos autores para definir el ámbito geodinámico (figura 9) se sitúa en el dominio definido para los tipos de intraplaca (D) y muy próximo al de los piroxenos de procedencia alcalina (C), pensamos que en base a todos los datos anteriormente expuestos se pueden caracterizar estos basaltos como procedentes de un magma de naturaleza alcalina que habría sido generado en un ámbito de intraplaca.

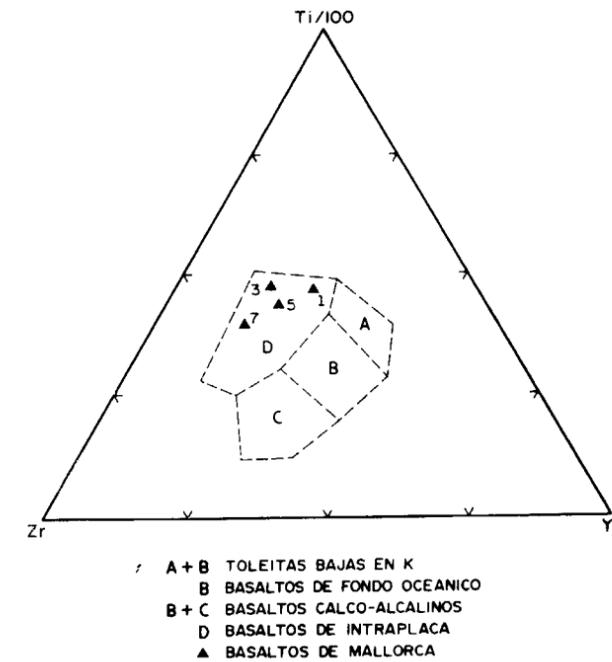


Figura 7.—Diagrama Ti/100 - Zr - Y.3 de PEARCE y CANN (1973).

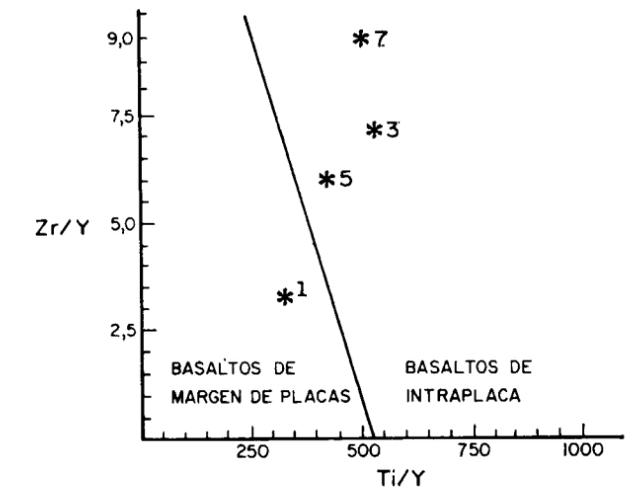


Figura 8.—Diagrama Zr/Y - Ti/Y de PEARCE y CANN (1973).

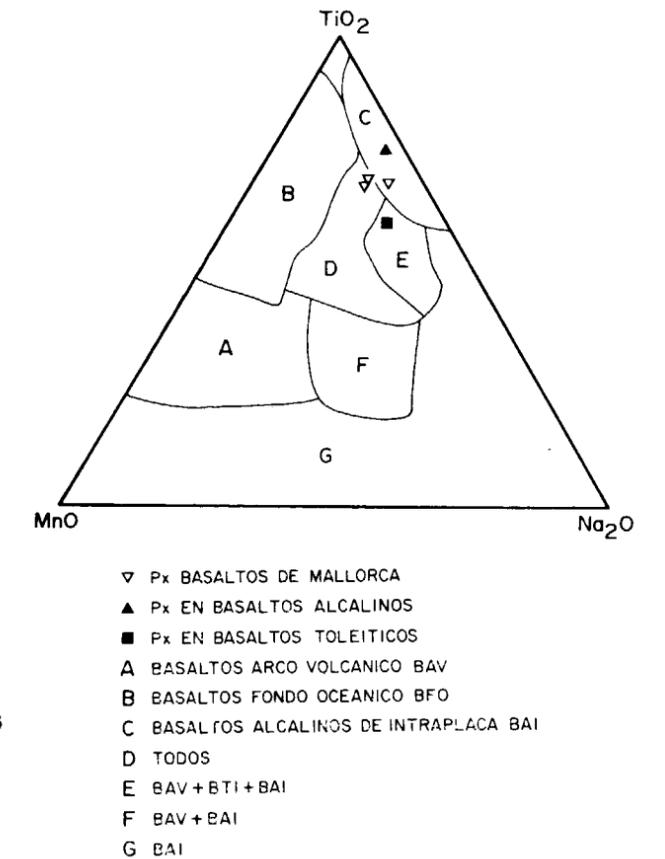


Figura 9.—Diagrama  $TiO_2$  -  $MnO$  -  $Na_2O$  (NISBET y PEARCE, 1977).

### 3. Alteraciones secundarias

De los cuatro análisis que se presentan en la tabla I, tres corresponden a los basaltos del Tramo rojo inferior de la serie (análisis 1, 3 y 5) y uno (análisis 7) al Tramo carbonatado superior. Son asimismo representativos de los tipos de grano fino los números 3 y 7 y de las facies de grano grueso los números 1 y 5.

A partir del quimismo que presenta esta serie se deduce que ha sido afectada por dos procesos secundarios: Oxidación y Espilitización.

#### Oxidación

Geoquímicamente se pone de manifiesto por el elevado contenido de  $Fe_2O_3$  frente a  $FeO$  que presentan estos basaltos. Petrográficamente es evidente por la presencia abundante de óxidos de hierro, procedentes de la alteración de ferromagnesianos y por la aparición de cloritas oxidadas reemplazando a olivinos o rellenando vacuolas y cavidades intersticiales. Esta alteración es más patente en el Tramo rojo inferior de la serie.

#### Espilitización

Es generalizada en toda la serie y se manifiesta con mayor intensidad en el Tramo rojo inferior, particularmente en sus facies de grano fino.

Su balance geoquímico se traduce en la pérdida de  $K_2O$ ,  $CaO$  y  $SiO_2$  con ganancia de  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $CO_2$  y  $H_2O$ . El  $Al_2O_3$  no juega aquí un papel preponderante.

Petrográficamente es de destacar la fuerte albitización y cloritización sufrida por estas rocas, que se evidencia en primer lugar por la abundante presencia de albita secundaria en vacuolas, cavidades intersticiales, etc., y por el reemplazamiento total de los fenocristales de plagioclasa primaria ( $Ab_{80-98}$ , tabla III); y en segundo lugar por la pseudomorfosis del olivino por agregados de clorita, característicamente exfoliados.

Hidratación y carbonatación son, pues, las características principales de este proceso de espilitización, en el que se pone de manifiesto el importante papel que ha desempeñado una fase fluida tardía en las transformaciones secundarias. Fluidos deutéricos cargados de  $CO_2$ ,  $Na^+$  y  $Mg^{++}$  serían los responsables, junto con las aguas marinas, no sólo de la albitización y cloritización sufrida

por estas rocas, sino también de la abundante aparición de carbonatos que están reemplazando vacuolas, fisuras y cavidades y diseminados por toda la roca.

### DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las rocas ígneas del Triásico Superior de la Sierra Norte de Mallorca se caracterizan por ser rocas de composición basáltica predominantemente efusivas, más exactamente basaltos olivínicos de afinidad alcalina, que aparecen fuertemente espilitizadas, y que se emplazaron en el contexto de un régimen distensivo intracontinental.

Por su composición, carácter y modo de yacimiento presentan grandes analogías con las vulcanitas de la misma edad descritas en el extremo oriental de los Pirineos (Corbières), Provenza y Alpes occidentales (Delfinado y zona brianconesa) (VATIN-PERIGNON et al., 1972; BEBIEN y GAGNY, 1980; AZAMBRE y ROSSY, 1981), mientras que muestran sensibles diferencias (emplazamiento subvolcánico, carácter toleítico) con las rocas ígneas triásicas («ofitas») del norte (Pirineos) y centro de la Península Ibérica (LAGO y POCOVI, 1980, 1982, 1984a; AZAMBRE et al., 1981) y del sur de Francia (BEBIEN y GAGNY, 1980; VATIN-PERIGNON et al., 1972) (figura 10).

Las relaciones temporales entre ambos conjuntos de rocas ígneas no pueden establecerse por el momento, y aunque la existencia de rocas espilitizadas en los niveles de carbonatos del «Infralías» de la Cordillera Ibérica (LAGO y POCOVI, 1984b) podría indicar un solapamiento espacial de dos procesos encadenados temporalmente, el inicio de la sedimentación carbonatada no debe considerarse como una referencia temporal.

En este contexto es muy atractiva la posibilidad de diferenciar, dentro del marco general del magmatismo triásico, una provincia toleítica ligada al Atlántico Central (Norteamérica, Meseta Ibérica, Norte de África) y una provincia alcalina ligada al margen europeo del Tethys occidental (figura 10).

El magmatismo alcalino caracteriza la etapa de «rifting» intracontinental del Triásico Superior en el borde meridional de la placa europea, a lo largo de una banda que se extiende desde los Alpes occidentales hacia las Cordilleras Béticas próxima a la futura línea de apertura del océano

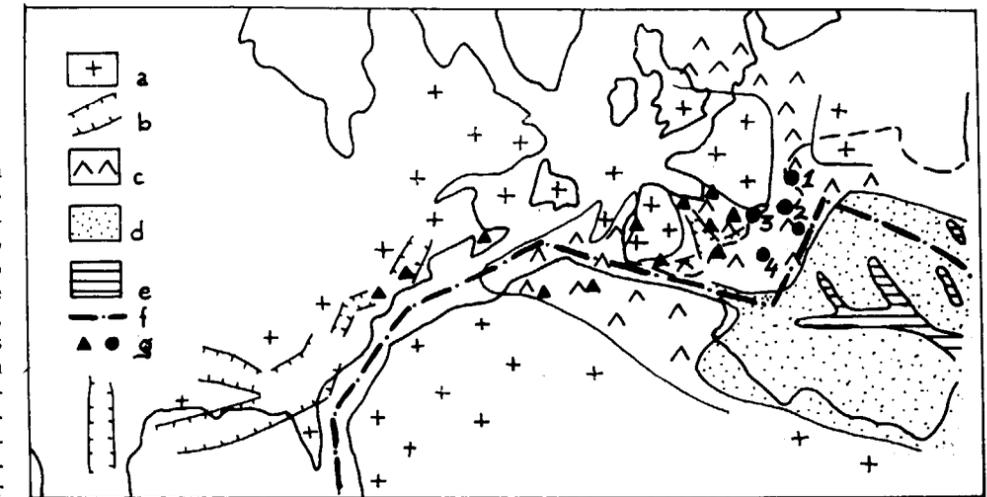


Figura 10.—Reconstrucción palinspática de la paleogeografía del Triásico Superior en el Mediterráneo occidental y el Atlántico central (modificado de BERNOULLI y LEMOINE, 1980). Símbolos: a. Áreas continentales con erosión o sedimentación continental local. b. Fosas con sedimentación clástica continental. c. Áreas ocasionalmente inundadas por el mar, incluyendo depósitos evaporíticos importantes. d. Cuencas muy subsidentes con depósitos potentes de carbonatos de plataforma. e. Cuencas principales con facies de aguas profundas. f. Posición de la línea de apertura del Tethys jurásico. g. Rocas volcánicas e intrusivas (diques y sills) de edad Triásico Medio-Superior. Los círculos corresponden al vulcanismo alcalino de los Alpes (Delfinado y zona brianconesa) (1), Provenza (2), Corbières (3) y Mallorca (4).

ligur-piamontés durante el Jurásico (ofiolitas), en contraste con el magmatismo toleítico que caracteriza la apertura del Atlántico Central. La actividad ígnea parece manifestarse bastante tiempo después (20 ó 30 m.a.) de iniciarse el proceso de «rifting» en el Triásico Inferior.

### AGRADECIMIENTOS

Los datos de campo para la realización de este trabajo se han obtenido durante el levantamiento del Mapa Geológico a escala 1:50.000 (MAGNA) de Mallorca para el IGME, realizado por CGS, S. A. Agradecemos a ambas instituciones la autorización y las facilidades prestadas para su realización, en especial en las personas de A. Barnolas (IGME), P. del Olmo (CGS) y J. Ramírez del Pozo (CGS).

Los análisis mediante microsonda electrónica se han realizado en el Laboratorio de Geocronología asociado al CNRS de Clermont-Ferrand (Francia). Nuestro agradecimiento para el director de dicho centro, Y. Viallette, que nos ha permitido realizar dicho estudio, así como a la Dra. Soledad Fernández Santín, del Departamento de Petrología de la Universidad de Madrid, por su valiosa ayuda en la elaboración y discusión de los datos.

### BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ, J., y NAVIDAD, M.: *Facies vulcanosedimentarias en el Trias Superior de la Sierra Norte de Mallorca*. Com. X Congr. Nac. Sedim. Menorca, pp. 6.27-2.28 (1983).
- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y SIMO, A.: *Estratigrafía del Jurásico*. En *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. Libro Guía de la Excursión. editor A. Barnolas, 263 pp., Palma de Mallorca (1984).
- AZAMBRE, B., y ROSSY, M.: *Caractere alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales*. Bull. Soc. Geol. France (7), 23 (3), 253-262 (1981).
- AZAMBRE, B.; ROSSY, B., y ELLOY, R.: *Les dolérites triasiques (ophitas) des Pyrénées: données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine*. Bull. Soc. Géol. France (7), 23 (3): 263-269 (1981).
- BARBIERI, F.; BIZOUARD, H., y VARET, J.: *Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic transitional basaltic magmas*. Contr. Miner. and Petrol., 33: 93-107 (1971).
- BEBIEN, J., y GAGNY, C.: *Volcanites du Precambrien au Crétacé et leurs signification géostrucurale*. En *Géologie de la France*, Mém. BRGM, núm. 107, pp. 99-135 (1980).
- BERNOULLI, D., y LEMOINE, M.: *Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation*. En *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. Mém. BRGM, número 115, pp. 169-179 (1980).
- BOURROUILH, R.: *Stratigraphie, sedimentologie et tectonique de l'île de Menorque et du l'île de Majorque (Baléa-*

- res). Thèse de doctorat en sciences. Trav. Lab. Médit. Ass. CNRS et Dpt. Geol. Struct. Univ. Paris VI (1973).
- BOUTET, C.; RANGHEARD, Y.; ROSENTHAL, P.; VISSCHER, H.; DURAND DELGAS, M.: *Découverte d'une microflore d'âge Norien dans la Sierra Norte de Majorque (Baléares, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 294: 1267-1270 (1982).
- CARMICHAEL, T.; NICHOLS, S., y SMITH, A. L.: *Silica activity in igneous rocks*. Am. Mineralogist, 55: 246-263 (1970).
- COLOM, G.: *Geología de Mallorca*. Dip. Prov. Baleares. Hist. Estud. Baleáricos, CSIC, 2 vols., 522 pp. (1975).
- DARDER, B.: *Mapa geológico de las Sierras de Levante de la isla de Mallorca, escala 1:50.000*. Editado por la Excma. Dip. Prov. de Baleares (1932).
- DEER, W. A.; HOWIE, R., y ZUSSMAN, J.: *An introduction to the rock forming minerals*. Ed. Longman (1966).
- DEL OLMO, P.; ALVARO, M.; BATLLE, A., y RAMÍREZ DEL POZO, J.: *Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (Magna)*. Hoja núm. 38-25 y 39-25), *La Calobra-Pollensa*. IGME (en prensa) (1981).
- FALLOT, P.: *Etude geologique de la Sierra de Majorque*. Thèse Paris et Liege, 480 pp. (1922).
- FLOYD, P. A., y WINCHESTER, J. A.: *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth and Planetary Sci. Letters., 27: 211-218 (1975).
- FLOYD, P. A., y WINCHESTER, J. A.: *Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements*. Chemical Geology, 21: 291-306 (1978).
- HEY, M. H.: *A new review of the chlorites*. Min Mag., 30: 277 (1954).
- LAGO, M., y POCOVI, A.: *Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del área de Aulet (Prepirineo meridional, provincia de Huesca)*. Acta Geol. Hisp., 15 (5): 141-151 (1980).
- LAGO, M., y POCOVI, A.: *Nota preliminar sobre la presencia de estructuras fluidales en las ofitas del área de Estopiñán (prov. de Huesca)*. Acta Geol. Hisp., 17 (4): 227-233 (1982).
- LAGO, M., y POCOVI, A.: *Aspectos geológicos y petrológicos de las doleritas triásicas (ofitas) de Cantabria*. Com. I Congr. Esp. Geología, tomo 2, pp. 147-160 (1984a).
- LAGO, M., y POCOVI, J.: *Las espilitas del área del Moncayo (Zaragoza-Soria): caracteres geológicos y petrológicos*. Com. I Congr. Esp. Geología, tomo 2, pp. 161-176 (1984b).
- LE BAS, M. J.: *The role of the aluminium igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*. Am. Jour. Sc., 260: 267-288 (1962).
- MATAILLET, R., y PECHOUX, J.: *Etude geologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne)*. These Fac. Sciences et Techniques de l'Univ. de Franche-Comté, 161 pp. (1975).
- NISBET, R., y PEARCE, A. A.: *Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting*. Contrib. Miner. Petrol., 63: 161-173 (1977).
- PEARCE, S. A., y CANN, J. R.: *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis*. Earth Planetary Sci. Letters, 19: 290-300 (1973).
- PEARCE, S. A., y NORRY, M. S.: *Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks*. Contr. Miner. Petrol. 69: 33-47 (1979).
- VATIN-PERIGNON, N.; JUTEAU, T., y LE FORT, P.: *Les filons du massif du Pelvoux (Alpes Occidentales françaises)*. Geol. Alpine, 48: 207-227 (1972).
- VERHOOGEN, J.: *Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks*. Am. Jour. Sci., 260: 211-220 (1962).
- WATSON, E. B.: *Two liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications*. Contrib. Miner. Petrol., 56: 119-134 (1976).
- WINCHESTER, J. A., y FLOYD, P. A.: *Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth Planetary Sc. Letters, 28: 459-469 (1976).
- WINCHESTER, J. A., y FLOYD, P. A.: *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chem. Geol., 20: 325-343 (1977).

Recibido: Diciembre 1984.