

RELACIONES GENÉTICAS ENTRE LAS CARBONATITAS Y LAS ROCAS NEFELÍNICAS DEL COMPLEJO EL PICACHO, SIERRA DE TAMAULIPAS, NE DE MÉXICO

Juan Alonso Ramírez Fernández¹,
Jörg Keller²,
y Hans-Wolfgang Hubberten³

"Carbonatite magmatism is like a poorly managed industry, at the mercy of erratic supplies of raw materials, inefficient processing, wasteful storage of the inventory, and fitful distribution of the finished product". D.S. Barker, 1996.

RESUMEN

El Picacho es un complejo magmático terciario de tipo anular de aproximadamente 9 km² que se localiza en la parte este de la Sierra de Tamaulipas, a 70 km al sureste de Cd. Victoria. El complejo está emplazado en un valle elíptico bordeado por calizas de la Formación Tamaulipas Superior de Cretácico Inferior. Consta principalmente de gabros alcalinos bordeados de manera irregular por cuerpos subhorizontales de granitos y de sienitas nefelínicas. En el centro del complejo, un cuello de aproximadamente 600 m de diámetro, compuesto de rocas nefelínicas (sienitas nefelínicas, ijolitas y melteigitas, entre otras), corta a los gabros, formando una aureola de fenitización. Los datos geoquímicos indican un proceso de diferenciación de las rocas nefelínicas que va de las melteigitas, ijolitas hasta las sienitas nefelínicas, habiéndose reconocido por lo menos dos pulsos magmáticos. Los gabros cercanos al contacto y las sienitas nefelínicas del primer pulso fueron fenitizados por fluidos alcalinos de carácter sódico provenientes del magma ijolítico del segundo pulso.

En El Picacho existen por lo menos dos afloramientos de carbonatitas ricas en Th e Y. En el primero cortan a las rocas nefelínicas y en el otro donde se emplazaron en gabros. Las primeras, soevitas, son de grano grueso y contienen calcita y óxidos de hierro en bandas, además de pirita, siderita, cuarzo, calcedonia, barita y bastnäsita-(La, Ce). Las segundas, alvikitas, contienen calcita, ankerita, pirita, plagioclasa, ilmenorutilo, siderita, fluorapatita, barita, calcedonia y por lo menos tres tipos de minerales de REE (bastnäsita de Th, britolita de Y con Th y cheralita).

Determinaciones isotópicas de C y O indican que las carbonatitas, aunque fraccionadas y reequilibradas con soluciones hidrotermales en diferente grado, provienen del manto. Cristales de calcita intersticial en las sienitas nefelínicas muestran una isotopía similar a la de rocas del manto e incluso es más primitiva que las de las carbonatitas de El Picacho. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ PDB van de -4.029 a -6.133 ‰ y los de $\delta^{18}\text{O}$ SMOW de 13.020 a 19.530 ‰. Se postula un proceso de inmiscibilidad líquida con la separación de un líquido carbonatítico de un magma silíceo rico en CO₂. Las soevitas y las alvikitas se originaron del primer tipo de magma, mientras que las rocas nefelínicas serían el producto del segundo. Asimismo es probable una inmiscibilidad entre el magma carbonatítico y un líquido enriquecido en fósforo, que explicaría la existencia de diques de apatita y calcedonia en el centro de El Picacho.

Palabras clave: Carbonatitas, rocas alcalinas, minerales de REE, magmatismo, Tamaulipas, México.

ABSTRACT

El Picacho is an annular Tertiary magmatic complex with a surface of 9 km². It is situated in the Eastern part of the Sierra de Tamaulipas, 70 km Southeast of Ciudad Victoria. The complex has an elliptical shape and is bordered by Lower Cretaceous limestones of the Tamaulipas Superior Formation. El Picacho complex consists mainly of alkaline gabbros surrounded irregularly by granites and nepheline syenites. In its central part a semicircular body of nephelinitic rocks (nepheline syenites, ijolites and melteigites, among other varieties) cuts the gabbroic rocks, forming a fenitization aureole. The geochemical data indicate a differentiation process in the nephelinitic rocks from melteigites and ijolites to nepheline syenites.

¹ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, A.P. 104, 67700 Linares, N.L., México. juanaram@ccr.dsi.uanl.mx

² Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Universität Freiburg, Albertstr. 23b, 79104 Freiburg, Alemania. jkeller@ruf.uni-freiburg.de

³ Alfred-Wegener Institut für Meeres- und Polarforschung, Telegrafenberg A43, 14473 Potsdam, Alemania. hubbert@awi-potsdam.de

At least two magmatic pulses compose this unit. The gabbros at the contact and the nepheline syenites from the first pulse were later fenitized by alkaline fluids, coming from the ijolitic magma from the second pulse. The alkaline metasomatism has a sodic character.

Cutting the nephelinitic rocks in the centre of the complex and the gabbros outside of the central body, two Th-Y rich carbonatite dykes were recognized. The first is a coarse grained soevite and consists of calcite, bands of iron oxides, pyrite, siderite, quartz, chalcedony, barite and bastnäsité-(La,Ce). The other dyke is alvikitic and is composed of calcite, ankerite, pyrite, plagioclase, ilmenorutile, siderite, fluorapatite, barite, chalcedony and at least three REE-minerals (Th-bastnäsité, Y-Th-britholite and cheralite).

C and O isotopic determinations point out to a mantle origin of the carbonatites. However, they are fractionated and reequilibrated with hydrothermal solutions at different degrees. Interstitial calcites from the nepheline syenites have isotopic values similar to those of the mantle and are even more primitive than those of the carbonatites of El Picacho. The values of $\delta^{13}\text{C}$ PDB range from -4.029 to -6.133 ‰, while $\delta^{18}\text{O}$ SMOW vary from 13.020 to 19.530 ‰. We postulate a process of liquid immiscibility with the separation of a carbonate melt from an initially CO_2 -rich silicate magma. The soevites and the alvikites originated from the first magma, while the nephelinitic rocks represent the product from the silicate magma. In the same way, a separation of a phosphorous enriched melt from the carbonatitic magma could be responsible for the origin of the apatite rich dykes in the centre of El Picacho.

Keywords: Carbonatites, alkaline rocks, REE-minerals, magmatism, Tamaulipas, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El complejo intrusivo El Picacho destaca por sus variedades litológicas únicas en toda la Provincia Mexicana Alcalina Oriental. El interés científico por esta zona fue despertado por la presencia de diques radioactivos de apatita enriquecidos con elementos de las Tierras Raras (REE por sus siglas en inglés) y de rocas ricas en nefelina (Elías-Herrera *et al.*, 1990 y 1991). El enriquecimiento de las REE tuvo lugar, según estos autores, durante una fase hidrotermal tardía, por fluidos provenientes probablemente de un magma carbonatítico. No reportaron ningún cuerpo de esta naturaleza en superficie, pero supusieron la presencia de uno en profundidad. Sin embargo, en un reporte técnico del Consejo de Recursos Minerales, Hernández-Palacios (1989) hace ya una breve mención de la existencia de carbonatitas en El Picacho, aunque sin hacer una descripción y análisis detallados. Este autor las asocia a una zona de fenitización en el centro del complejo. Ramírez-Fernández y Keller (1995, 1997), y Ramírez-Fernández (1996) describen en El Picacho lo que representa el primer afloramiento comprobado de carbonatitas en México.

En este trabajo se discuten nuevos datos geológicos, mineralógicos y geoquímicos sobre las relaciones de las rocas nefelínicas con las carbonatitas de este interesante complejo.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En el este y noreste de México afloran aisladamente complejos magmáticos de carácter predominantemente alcalino, que conforman la denominada Provincia Mexicana Alcalina Oriental (PMAO, Figura 1), misma que fue descrita por primera vez por Demant y Robin (1975). La provincia se extiende casi 2,000 km desde el sur de los Estados Unidos

hasta el este de México (Veracruz) considerándose como la continuación de la Provincia de Trans-Pecos (Texas). Los centros magmáticos en México, siete en total, están alineados en forma paralela a la paleotrinchera del Pacífico, así como a la costa del Golfo de México, especialmente en su sección sur.

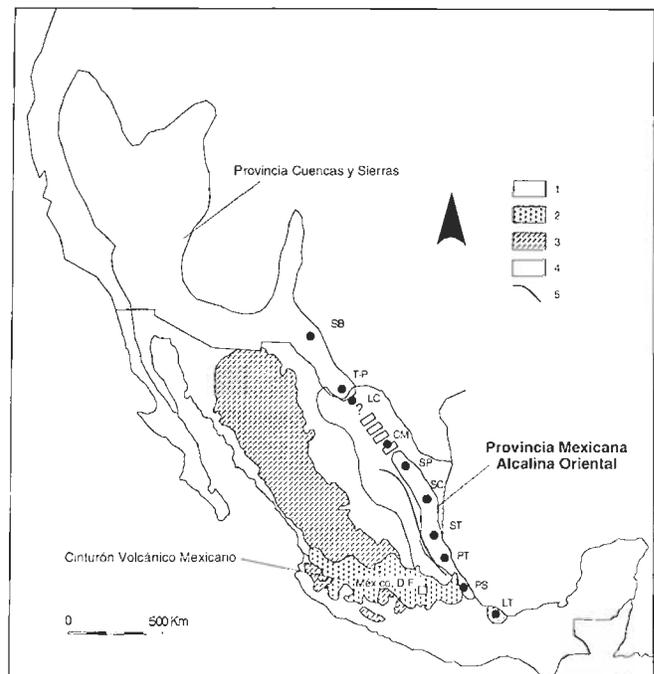


Figura 1. Localidades de la Provincia Mexicana Alcalina Oriental (PMAO). PS Palma Sola, PT Planicie de Tampico, ST Sierra de Tamaulipas, SC Sierra de San Carlos, SP Sierra de Picachos, CM Candela Monclova, LC La Cueva, T-P Trans-Pecos (USA), SB Sierra Blanca (USA). Provincias magmáticas: 1 Provincia Mexicana Alcalina Oriental, 2 Cinturón Volcánico Mexicano (LT Los Tuxtlas), 3 Sierra Madre Occidental, 4 Provincia Cuencas y Sierras, 5 Sierra Madre Oriental. Modificado de Demant y Robin (1975), Nelson y González-Caver (1992), Aguirre-Díaz y McDowell (1993) y Ramírez-Fernández (1996).

El origen del magmatismo en la PMAO se ha discutido como el producto de un sistema de rifting continental, posiblemente como una extensión del Rift del Río Grande, Texas (Robin, 1982). Sin embargo, la existencia de este propuesto rift no es avalado por evidencias de campo. Por otra parte, en algunas localidades de esta provincia, específicamente en la Sierra de San Carlos (Nick, 1988) y en la Sierra de Tamaulipas (Ramírez-Fernández, 1996 y Ramírez-Fernández y Keller, 1997), existen intrusivos que, según su firma geoquímica, se relacionan con un ambiente de subducción asociado a la antigua Placa de Farallón y probablemente contemporáneo al evento orogénico laramídico del Terciario Inferior. Estos intrusivos se consideran, por sus relaciones de campo, como los más antiguos dentro de sus respectivos complejos. Los intrusivos más alcalinos y más diferenciados, así como la totalidad de las rocas volcánicas de estas localidades, se formaron durante una fase extensiva postlaramídica durante el Terciario y Cuaternario, en un ambiente netamente de intraplaca (Ramírez-Fernández, 1996). Esta extensión seguramente está relacionada con la subsidencia del Golfo de México, proceso documentado en superficie por una serie de fallas normales en la Planicie Costera (e.g., en la carretera Soto La Marina a La Pesca). Este tipo de cambio en el régimen geotectónico ha sido observado en otras localidades

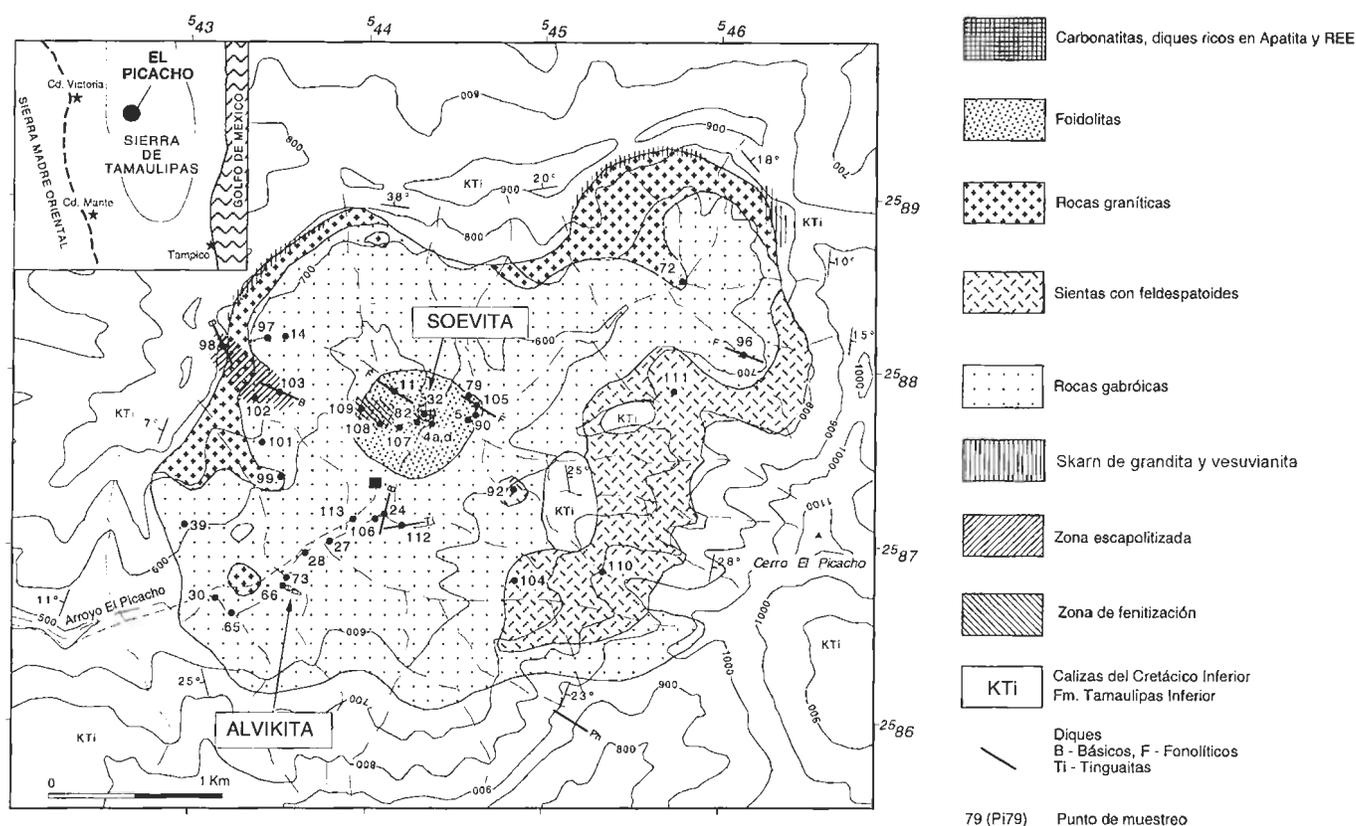
al noroeste, por ejemplo en la provincia de Trans-Pecos, Texas (Price *et al.*, 1987).

Las rocas intrusivas de los complejos de la PMAO cortan calizas y margas cretácicas mientras que las extrusivas sobreyacen a margas del Cretácico Superior al Terciario, tanto del Miogeoclinal del Golfo de México, como de la Plataforma de Coahuila (Ortega Gutiérrez *et al.*, 1992). La edad de los complejos magmáticos disminuye hacia el sur, desde el Terciario Inferior hasta el Cuaternario (Sewell, 1968; McKnight, 1963, Bloomfield y Cepeda Dávila, 1973; Cantagrel y Robin, 1979; Seibertz, 1990).

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO EL PICACHO

El complejo El Picacho se localiza en la región este de la Sierra de Tamaulipas (ST), formando un pequeño complejo satélite, entre los 98°32' y 98°35' LW y los 23°23' y 23°25' LN y con alturas que varían entre 500 y 1,160 msnm (DETENAL, 1980). El Picacho es un valle elíptico y casi cerrado de escasos 9 km², contrastando con la mayoría de los cuerpos intrusivos de la ST que forman domos y troncos elevados.

La variación en las litologías hacen de El Picacho una localidad única dentro de la Provincia Alcalina (Figura 2). La geología de esta área fue descrita por Elías-Herrera (1984),



Hernández-Palacios (1989), Elías-Herrera *et al.* (1990 y 1991) y más recientemente por Ramírez-Fernández y Keller (1995) y Ramírez-Fernández (1996). El complejo intrusivo es bordeado en su totalidad por calizas micríticas masivas de la Formación Tamaulipas Superior (Cretácico Inferior), que se pueden reconocer en la entrada al valle, en el cañón formado por el arroyo El Picacho. Las calizas presentan rumbos tangenciales al contacto con echados de 7 a 38°, producto del levantamiento provocado por la intrusión.

Por la distribución de las rocas intrusivas, El Picacho semeja un complejo del tipo anular. Litológicamente dominan rocas gabróicas con fuertes variaciones petrográficas en escala hasta de decímetros, por lo que han sido cartografiadas como una sola unidad (Figura 2). Esta unidad forma aproximadamente el 70% en superficie de las rocas magmáticas. En la parte oeste del cuerpo de gabros se observa una clara variación gradual hacia rocas monzodioríticas. La unidad gabróica está bordeada por cuerpos subhorizontales de granito y sienita nefelínica, emplazados entre ésta y las calizas de la cobertura. En la parte central del complejo un tronco semicircular de rocas nefelínicas, de por lo menos dos generaciones magmáticas y de aproximadamente 600 m de diámetro, corta de manera discordante a los gabros. Asociadas a las rocas nefelínicas se presenta una aureola muy irregular de



Figura 3. Afloramiento del dique de soevita, punto Pi32.



Figura 4. Dique alvikítico cortando a rocas gabróicas y diques a lo largo de una zona de fracturas. Punto Pi66.

fenitización así como diques radioactivos ricos en REE sumamente alterados (Elías-Herrera *et al.*, 1991).

En esta parte del complejo y en el arroyo central cortando los gabros, fueron encontrados dos diques de naturaleza indudablemente carbonatítica (Figuras 2, 3 y 4; (Ramírez-Fernández, 1996, y Ramírez-Fernández y Keller, 1995, 1997). El primero de ellos se encuentra localizado directamente en una zona donde el Consejo de Recursos Minerales realizó una intensa campaña de prospección de los diques radioactivos ricos en REE. Estos últimos son difícilmente reconocibles por encontrarse ya aterradas las antiguas trincheras de exploración. Ahí se localiza un dique de soevita sin continuidad clara de aproximadamente 50 cm de espesor y con una orientación de 25° NE y con un echado vertical (Figura 3). La soevita sobresale del terreno aproximadamente 50 cm, encontrándose expuesta por los trabajos de excavación. El segundo afloramiento de carbonatitas es un dique alvikítico de aproximadamente 5 cm de espesor, que tiene una orientación de 90°E/65°N y que corta claramente a los gabros en una zona de fracturas de unos 30 cm de ancho (Figura 4).

El complejo es cortado, especialmente la unidad gabróica, por enjambres de diques básicos, fonolíticos y por lamprófidos alcalinos con direcciones preferenciales SW-NE y E-W.

Se estima de manera general y por las relaciones de campo, una edad oligoceno-miocénica para las rocas intrusivas, sin que se hayan realizado hasta el momento fechamientos radiométricos. En comparación, Camacho-Angulo (1993) reporta edades de 24 ± 1 Ma a 17.5 ± 0.8 Ma (K-Ar, Oligoceno a Mioceno) para el domo Las Alazanas que está compuesto por granitos de feldespato alcalino (Ramírez-Fernández, 1996) y que se localiza en la parte este de la Sierra de Tamaulipas.

DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

A continuación se describen brevemente las características petrográficas de las diferentes unidades litológicas. Con base en las relaciones de campo se estableció la siguiente secuencia intrusiva:

Gabros—sienitas nefelínicas del borde—diques básicos y lamprófidos alcalinos—granitos del borde—rocas nefelínicas, fenitización, diques radiactivos y carbonatitas—diques fonolíticos. Para la distribución de las unidades ver la Figura 2. La Tabla 1 contiene los contenidos modales de muestras representativas.

ROCAS GABRÓICAS

En esta unidad se incluye una gran variedad de rocas gabrómicas (gabros hasta monzodioritas) de grano mediano a grueso, con color gris hasta casi negro. Predominan texturas granudas hipidiomórficas a xenomórficas y en algunos casos, porfiríticas. Esporádicamente se observan texturas de cumulatos bandeados.

Las fases minerales más abundantes son plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, anfíbol, magnetita, ilmenita, biotita y en menor importancia, feldespato alcalino, nefelina y ortopiroxeno (Figura 5, Tabla 1), así como accesorios tales como titanita, apatita y secundarios como clorita, epidota, serpentina, escapolita y sericita.

Los cristales de plagioclasa son por lo general hipidiomórficos y su composición varía entre bitownita y andesina en los gabros de olivino y desde andesina a oligoclasa en las monzodioritas. Únicamente la plagioclasa de los gabros escapolitizados son anortitas. Por este proceso se formó escapolita a costa de la plagioclasa debido a un proceso de alteración pneumatolítica o hidrotermal por la entrada de soluciones ricas en CO_2 y Cl a lo largo de una zona de fracturas en el flanco noreste del complejo (Figura 2). La escapolita cristaliza de manera intersticial o bien en los bordes de la plagioclasa, asociada comúnmente a epidota.

En esta unidad predomina olivino con hábito granular xenomórfico con composiciones ricas en Mg y con entrecrecimientos simplectíticos de óxidos de Fe y Ti.

Los cristales de piroxeno son xenomórficos a hipidiomórficos, con zonaciones de colores (rosáceo a parduzco) y maclados. Es común observar inclusiones microcristalinas de rutilo orientadas en dos direcciones y que fueron formadas por la exsolución del Ti. Según la clasificación de Morimoto (1988) se trata de diopsido, augita y enstatita. El ortopiroxeno aparece sólo como producto de la reacción peritética de olivino con el magma enriquecido en SiO_2 durante la diferenciación. La temperatura de cristalización calculada según Wood y Banno (1973) y Wells (1977) con el par Cpx-Opx es de 918 hasta 956°C (Ramírez-Fernández, 1996).

La kaersutita bordea o sustituye en la mayoría de los casos al clinopiroxeno, por procesos de uralitización causados

por la entrada de una fase magmática tardía con fluidos ricos en H_2O (Fletcher y Beddoe-Stephens, 1987).

SIENITAS NEFELÍNICAS DEL BORDE

Esta unidad forma un cuerpo subhorizontal, emplazado entre los gabros y las calizas en el lado este de El Picacho (Figura 2). Las relaciones de campo y la mineralogía indican que esta unidad no se relaciona con las rocas nefelínicas del centro. La unidad está compuesta por rocas granulares hipidiomórficas de color gris claro a verdosos con variaciones de sienitas con nefelina y sodalita, monzosienitas de nefelina hasta sienitas de feldespato alcalino con feldespatoideos. Los componentes son ortoclasa, anfíbol (kaersutita a hastingsita), plagioclasa, nefelina (máx. 16 %), clinopiroxeno (dióspido a hedenbergita) y accesorios como melanita (granate de Ti) (Tabla 1).

GRANITOS DEL BORDE

De una manera similar que al borde este, en el lado occidental aflora un cuerpo subhorizontal entre los gabros y las calizas de la Formación Tamaulipas Superior (Figura 2). Se trata de rocas graníticas con variaciones de granitos de feldespato alcalino hasta sienitas de cuarzo, ligeramente rosáceas, con textura granular xenomórfica hasta porfirítica. Se componen de ortoclasa peritítica, cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno, biotita, magnetita y accesorios como apatita y anfíboles (hornblenda de Mg) (Tabla 1). Los feldespatos de Na-K y el cuarzo forman en algunos casos entrecrecimientos micrográficos, típicos de granitos que se emplazan en niveles someros o bien con bajas $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$, teniendo lugar una solución sólida completa de los feldespatos alcalinos (Shelley, 1992).

ROCAS NEFELÍNICAS

La unidad de rocas nefelínicas forma un pequeño tronco que corta la unidad gabrómica en la parte central del complejo (Figura 2). Los afloramientos son aislados, no habiéndose encontrado en ningún lugar al contacto con los gabros. Se trata en su mayoría de rocas granudas hasta porfiríticas, de grano mediano y de color gris verdoso a rosáceo, que contrasta con los colores oscuros de los gabros. En una sola localidad se observó una textura tipo *spinifex*, con crecimiento acicular de los piroxenos, formados así probablemente durante un enfriamiento y crecimiento rápido (*quench*) al emplazarse en los gabros ya enfriados.

El estudio petrográfico de muestras representativas indica que se trata de sienitas nefelínicas, ijolitas, ijolitas con feldespato y melteigitas libres de feldespatos, según la clasificación de Sarantsina y Shinkarev (1967, citado en Sørensen, 1974) (Figura 6, Tabla 1). Básicamente estas rocas están compuestas de nefelina, clinopiroxeno, ortoclasa, opacos y accesorios como sodalita, cancrinita, calcita primaria, apatita, entre otros. La ortoclasa es tabular a granular con exsoluciones

Tabla 1. Resultados de análisis modales de muestras representativas. Conteos mínimos (

Muestra	Roca	Unidad	Pgl	FA	Qz	Ne	Cen	Sod	Anl	Ol	Cpx	Anf	Bio	Tit	Cal	Ap	Mu	Opacos	IC	Otros
Pi14	Gabro de ol	1	14.2							27.0	44.7	7.0	2.2					4.5	53.9	Ap, FA, Opx
Pi27a	Gabro	1	63.0							4.0	25.5	3.5	1.7					2.0	30.7	Cal
Pi28	Gabro de cpx-anf	1	24.2							6.2	50.7	12.2						3.5	62.9	Bio, Clo, Cal
Pi30a	Gabro de cpx-anf	1	34.0							1.0	24.0	24.0	14.0					2.3	62.0	Ap, Mi, FA
Pi30b	Monzodiorita	1	59.3	9.3							8.3	5.0	16.3					1.3	29.6	Ap, Tit
Pi39	Gabro de cpx-anf	1	15.7							23.5	51.2	0.5	0.5		1.5			7.0	76.7	Cal, Ep, Esp
Pi65	Gabro de Ne	1	35.5						14.5	26.0	13.5	7.0	7.0					2.5	46.5	Ap, Cal, Ne
Pi97	Gabro de ol	1	14.0						30.5	49.2	3.7	1.5	1.5					1.0	55.4	Mi, Ap, FA
Pi101	Gabro de cpx-anf Ne	1	43.0	2.3		0.5					10.2	22.7	11.5			2.6		8.7	44.4	Ap
Pi102	Gabro de Ne	1	55.0			1.6					25.6			2.6				1.0	41.8	11% Esc, Ep
Pi4a	Sienita de Ne	2		39.0		27.2	5.5	5.0			14.4		5.0		2.0			1.7	21.4	
Pi4d	Ijolita	2		6.0		54.7	1.7				34.0		1.0	2.0					37.0	Cal, Ap
Pi79e	Melteigita	2				16.2					54.2		1.5	13.2		5.7		9.0	74.6	Zr
Pi90	Ijolita defld	2		16.2		38.4	12.2				29.5		6.0	2.5				0.2	32.0	Ru
Pi107	Sienita de Ne	2		38.2		26.0	8.7		3.2		13.7		6.0		3.7			0.2	23.4	
Pi5a	Sien. de Ne fen.	3	1.7	52.7		11.5	4.0		6.5		17.0		0.5		1.7			4.0	19.2	Tit, Ap, Zr
Pi109	Gabro fenitizado	3	43.0	17.7		8.5			1.0		2.2	11.0	5.0		1.2	1.2	5.2	3.7	25.8	Ol, Cen
Pi92	Sienita de Ne y Sod	4	2.0	66.0		13.0		10.0			2.0		0.6	1.6			2.0	2.6	6.2	
Pi104	Monzosienita de Ne	4	34.3	35.7		15.0			3.0		3.5			1.1				2.8	8.7	Melanita
Pi110	Monzosienita de Ne	4	12.3	44.6		15.6			1.0					1.3				2.3	24.6	Cpx, Bio, Ap, Cal
Pi72	Granito de FA	5	1.6	63.3	25.6						5.0							1.0	8.0	Ap
Pi99	Sienita de Qz	5	12.6	69.0	10.3						3.6	1.8	3.0					0.3	6.9	Anf, Hem, Ap
Pi27e	Dique basanítico	6	29.2	3.5							12.5	39.5	1.5					5.7	57.5	Ap
Pi27d	Sannaita	7	21.2	30.5		1.5				3.7	2.0	35.5	5.5					5.0	40.2	Cal, Zr
Pi11	Dique fonolítico	8	6.0	64.4		6.3								5.0			1.7	8.3	Tit, Ru, Zr	

1. Rocas gabroicas; 2. Rocas nefelíticas; 3. Fenitas; 4. Sienitas nefelíticas; 5. Rocas graníticas; 6. Diques básicos; 7. Lamprofiros; 8. Diques fonolíticos; Pgl: Plagioclasa; FA: Feidspato alcalino; Qz: Cuarzo; Ne: Nefelina; Cen: Cancrinita; Sod: Sodalita; Anl: Analcima; Ol: Olivino; Cpx: Clinopiroxeno; Opx: Ortopiroxeno; Anf: Anfíbol; Bio: Biotita; Tit: Titanita; Cal: Calcita; Ap: Apatita; Mu: Muscovita; IC: Índice de color; Clo: Clorita; Mi: Mica; Ep: Epidota; Esp: Espinela; Esc: Escapolita; Zr: Zircón; Ru: Rutilo; Hem: Hematita.

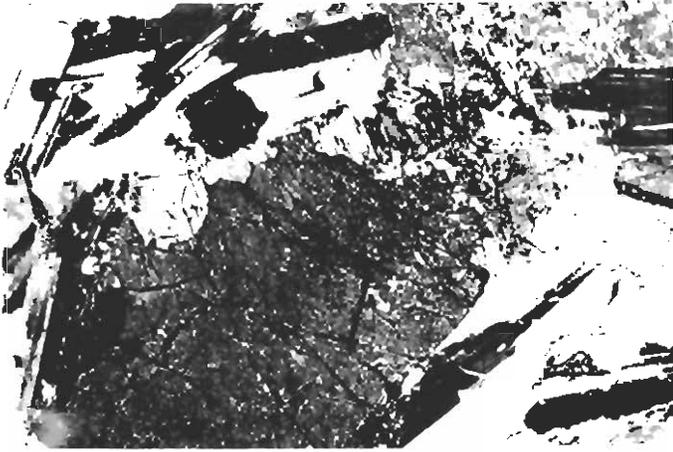


Figura 5. Gabro olivínico con borde de ortopiroxeno cristalizado a partir de la reacción peritética del olivino con el magma. Muestra Pi14, canto inferior 4.4 mm, NX.

peritéticas, en contraste con la nefelina que tiende a ser idiomórfica. El contenido modal de nefelina alcanza 55% en comparación con un máximo de 15 % en las sienitas nefelínicas del borde. En algunos casos se observa una cancrinitización parcial por la reacción de la nefelina con calcita (Figura 7). Los clinopiroxenos son diópsidos y augitas con zonaciones hacia los bordes verdes más ricos en Fe y Na, aumentando la componente de aegirina.

ROCAS FENITIZADAS

En la parte central de El Picacho, los gabros, las rocas nefelínicas de una primera generación y algunos diques fueron transformados por soluciones ricas en álcalis, proceso conocido como fenitización. El grado de la fenitización va de bajo grado a grado medio, según Morogan (1994). Bajo estas condiciones se pueden reconocer aún restos de los minerales originales, aunque con claras estructuras de sustitución, como por ejemplo, bordes de segunda generación formados por microcristales de augita aegirínica alrededor de diópsido y de magnetita en las metasienitas nefelínicas (Figura 8). Los minerales claros, ortoclasa micropertítica y albita, forman agregados complejos con nefelina. En algunas muestras de metasienitas nefelínicas porfíricas, los fenocristales de nefelina están completamente transformados a agregados radiales de cancrinita. En este caso se forma cancrinita por la reacción de calcita con nefelina, a XCO_2 altos. Es de mencionarse que en la unidad de rocas nefelínicas, únicamente las sienitas nefelínicas sufrieron los efectos del metasomatismo alcalino. Las ijolitas y melteigitas se presentan libres de cualquier cambio mineralógico. Esto soporta la hipótesis de la existencia de dos generaciones de rocas ricas en nefelina, donde la primera generación fue sujeta a fenitización por fluidos alcalinos de la segunda.

Los gabros cerca del contacto con el cuerpo central de rocas nefelínicas presentan entrecrecimientos complejos de

augita titanífera, biotita, kaersutita, titanita opacitizada, así como restos de olivino con calcita. Algunos piroxenos fueron uralitizados previamente a la fenitización. Los sectores leucocráticos están compuestos de complejos agregados de ortoclasa, albita y nefelina (parcialmente muscovitizada). La calcita cristaliza en intersticios junto con analcima. La textura es diferente a la de los gabros frescos, sin embargo, el contenido modal permite reconocer la roca original.

Algunos diques fonolíticos fueron también transformados a una fenita rica en albita tabular ordenada en forma subparalela. En los intersticios entre los feldespatos cristaliza cancrinita subprismática, con abundante augita egirínica acicular y biotita en escamas irregulares. También están presentes analcima, zircón y epidota.

CARBONATITAS DE Th e Y

Por lo menos dos afloramientos dentro de El Picacho fueron reconocidos como carbonatitas (Figura 2). El primero es una soevita granuda, de color rojizo de la parte central del complejo (Figura 3). Ésta muestra claros bandeamientos de óxidos de hierro y de carbonatos de calcio blancos a rojizos. El contenido modal presente es: óxidos de hierro (limonita según hematita y hematita según pirita), pirita, siderita, calcita, cuarzo, calcedonia y barita. En la superficie se reconocen además cristales de hasta 4 cm de hematita (especularita), cristalizada según pirita. Bajo el microscopio se pueden reconocer por lo menos dos fases de cristalización. En una primera fase se formaron cristales turbios de siderita, asociados a los óxidos. En la segunda cristalizó calcita clara en agregados tipo mosaico o bien radiales. El tamaño de la calcita es de 2 mm en promedio. Los carbonatos contienen entre 93 y 98 % de $CaCO_3$, hasta 7.5 % de $MgCO_3$ y hasta 1.4 % de $FeCO_3$.

En sectores irregulares aparece cuarzo junto con calcedonia amarillenta. En la calcedonia, o bien en la calcita radial, se pueden observar agregados radiales parduzcos de hasta 150 μm . La descripción de estos agregados coincide con los descritos como britolita (fosfato de REE) por Elias-Herrera y colaboradores (1991) en los diques de apatita. Mediciones con microsonda arrojaron que en este caso no se trata de fosfatos sino de fluorocarbonatos de REE del grupo de la bastnäsita, específicamente de una bastnäsita-(La, Ce) de Nd y Th (Figuras 9 y 10). La suma de los RE_2O_3 varía de 45.3 hasta 59.3 %. Y_2O_3 alcanza hasta 1.7%, ThO_2 hasta 5.9 % y F hasta 8.5 % (Tabla 2). La relación La_2O_3/Ce_2O_3 es ligeramente >1 . La bastnäsita es el portador principal de REE en complejos carbonatíticos primarios, por ejemplo, Mountain Pass, EUA, pero también en complejos hidrotermales como Bayan Obo, China (Peil, 1996). En comparación, las bastnäsitas del complejo carbonatítico de Kangankunde son más pobres en Nd_2O_3 y en ThO_2 pero más ricas en Ce_2O_3 (Wall y Mariano, 1996, Tabla 2).

El dique se considera por su grano grueso como soevita, de acuerdo a la definición de LeBas (1987). La soevita

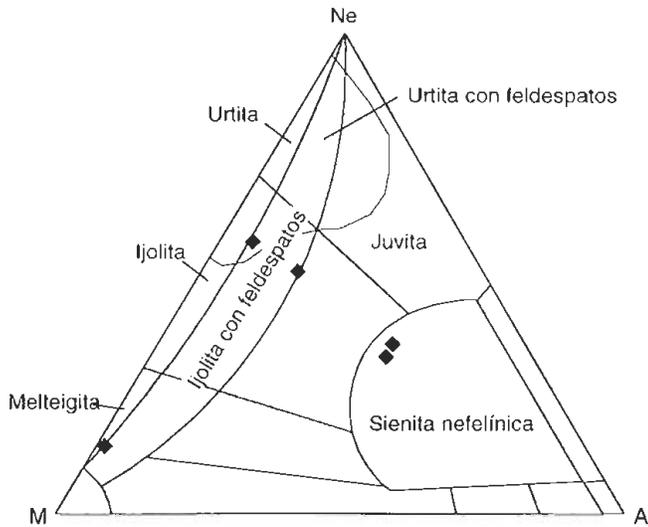


Figura 6. Diagrama Ne-A-M (nefelina-feldespatos alcalinos-máficos), según nomenclatura de Sarantsina y Shinkarev (1967, citado en Sørensen, 1974) para las rocas nefelínicas. El campo sombreado corresponde a muestras reportadas por Elias-Herrera y colaboradores (1991).



Figura 7. Sienita nefelínica con cancrinita, formada a partir de la reacción de fenocristales de nefelina con fluidos ricos en CO_2 . Muestra Pi4a, canto inferior 4.4 mm, NX.

contiene 32 % de carbonatos, 52 % de óxidos, 7 % de calcedonia, 3 % de cuarzo y 6% de minerales de REE. Según Streckeisen (1978), una carbonatita debe tener un contenido modal de carbonatos de por lo menos 50%; aunque esta definición no implica necesariamente un origen magmático, característica primordial para este tipo de rocas.

El segundo afloramiento es un dique también granular (Figura 4), pero de grano más fino que la soevita, por lo que se describe como alvikita. El dique se formó también en dos fases. En la primera cristalizó un mosaico de calcita (de 1 mm en promedio), ankerita turbia, pirita, plagioclasa, rutilo de Nb (ilmenorutilo, con hasta 11 % de Nb_2O_5), siderita diseminada, fluorapatita (con SrO hasta 1.4 %) y calcedonia. En la segunda generación se formaron vetillas compuestas exclusivamente de calcita y barita (Figura 11). El contenido de CaCO_3 varía desde 94 hasta 99 %. La calcita de las vetillas muestra componentes de SrCO_3 hasta de 3.8 %, indicando así un origen magmático primario ya que el Sr es captado por las carbonatitas tempranas (Hogarth, 1989). Además fue posible observar entrecrecimientos diseminados muy complejos de fluorocarbonatos y fosfatos de REE coexistiendo con apatita e ilmenorutilo (Figura 12). Por lo menos se pudieron reconocer tres fases diferentes de fluorocarbonatos y fosfatos de REE en base a sus composiciones (Tabla 2). Una de ellas es rica en CaO (hasta 18.6 %) y en ThO_2 (hasta 27 %), pudiéndose tratar de bastnäsita de Th. Ésta tiene la fórmula ideal $(\text{Ca}, \text{Y}, \text{La}, \text{Ce}, \text{Nd})\text{F}_2 \cdot \text{ThO}_2 \cdot (2\text{CO}_2) \cdot (3\text{HW})$ (Hölzel, 1989). La bastnäsita en la alvikita tiene hasta 18.7 % de $\Sigma\text{RE}_2\text{O}_3$ y contenidos de F menores que los de la soevita. La segunda fase es rica en P_2O_5 (hasta 22.3 %) e Y_2O_3 (hasta 35.8 %) pero más pobre en CaO (máximo 1.9 %) y F (máximo 0.8 %) que la bastnäsita de Th. Sin embargo sus contenidos de Y y P son

muy bajos para considerarla xenotima (YPO_4). Se puede tratar de una britolita de Y con Th (fórmula ideal $(\text{Y}, \text{Ca})_5(\text{SiO}_4, \text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F})$). La tercera fase es así mismo rica en P_2O_5 (~ 26 %), pero, al contrario de la segunda fase, es pobre en Y (< 0,3 %), pero más rica en SrO (~ 5,5 %) y REE (RE_2O_3 ~ 32 %). Los contenidos de La_2O_3 y Ce_2O_3 son aproximadamente iguales con 14 %. Esta tercera fase la hemos reconocido como una cheralita, que tiene la fórmula ideal $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Th})(\text{PO}_4, \text{SiO}_4)$. El dique alvikítico contiene 78% de carbonatos, 8% de barita, 7% de plagioclasa, 6% de opacos, 1% de minerales de REE y como accesorios apatita y calcedonia. Otras fases que también son típicas de carbonatitas, como pirocloro, monacita o anfíboles no están presentes en ninguna de las dos carbonatitas.

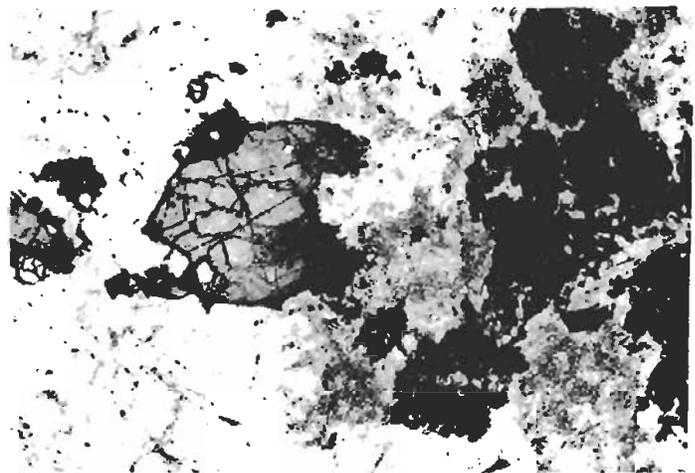


Figura 8. Fenita con bordes de cristales de augita aegirínica alrededor de diópsidos hipidiomórficos y de óxidos. A la derecha se observa sólo augita aegirínica a lo largo del frente de fenitización. Los minerales claros son ortoclasa y nefelina. Muestra Pi5a, canto inferior 4.4 mm, N II.

DIQUES

Especialmente las rocas gabróicas fueron cortadas por enjambres de diques de composición básica, así como por lamprófidos alcalinos. Las demás unidades, en especial las rocas nefelínicas fueron intrusionadas por diques de composición fonolítica en mucho menor escala.

Los diques básicos son oscuros, de grano fino y con un máximo de 50 cm de espesor. Según la composición geoquímica son basanitas, tefritas, hawaiitas, basaltos alcalinos, benmoreitas y tefrifonolitas. En campo se reconocen los lamprófidos por su color negro y su superficie casi vítrea. Se trata de camptonitas, en las que predominan augita titanífera y olivino como fenocristales, aunque también aparecen kaersutita, diópsido y biotita. La matriz está compuesta de plagioclasa, analcima, calcita así como las mismas especies que cristalizan como fenocristales.

Los diques fonolíticos son porfíricos con fenocristales de sanidino en una matriz pilotaxítica, compuesta de feldespatos, aegirina, nefelina (parcialmente transformada a natrolita), sodalita, anfíboles, calcita y alanita.

GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS NEFELÍNICAS, DE LAS FENITAS Y DE LAS CARBONATITAS DE Th-Y

El presente estudio se enfoca a una parte de las rocas intrusivas, en especial a las rocas nefelínicas, las fenitas y las carbonatitas. Sin embargo, se debe mencionar que aunque existe una secuencia de intrusiones, éstas presentan desarrollos geoquímicos propios, sin que existan claras relaciones que permitan dar por sentado una evolución comagmática generalizada. Se supone la existencia de por lo menos cinco tipos de magmas madre de diferentes fuentes y/o diferentes grados de fusión parcial y/o procesos de diferenciación (Ramírez-Fernández, 1996). Las Tablas 3 y 4 contienen datos geoquímicos de muestras representativas.

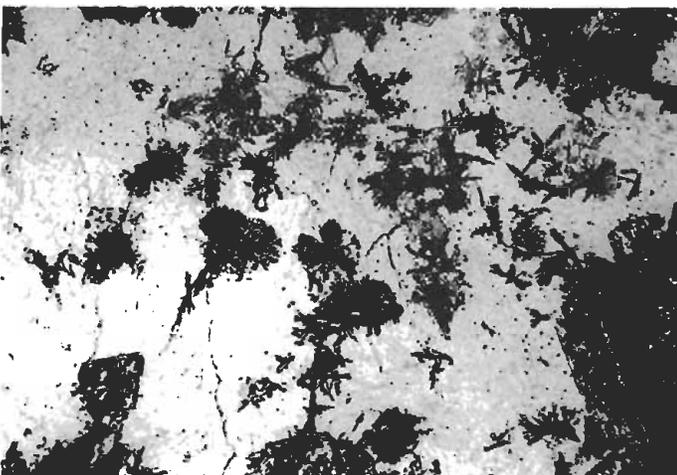


Figura 9. Soevita del punto Pi32. Se observan agregados aciculares radiales de bastnaesita en cristales de calcita, NII, canto inferior 2.17 mm.

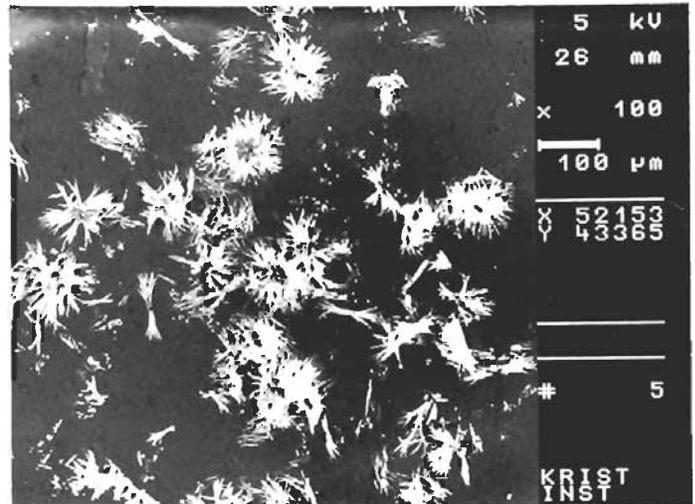


Figura 10. Soevita del punto Pi32. En la imagen de microscopio de barrido se observa claramente el carácter fibroso de los fluorocarbonatos de REE del grupo de la bastnaesita.

ROCAS NEFELÍNICAS

En este grupo se incluyen melteigitas, ijolitas, ijolitas con feldespato y sienitas nefelínicas del centro del complejo. El contenido de SiO_2 varía de 41.9 en la melteigita hasta 51.6 % en peso en las sienitas nefelínicas (Tabla 3). Graficando los contenidos de SiO_2 contra los demás óxidos mayores se observan disminuciones en los contenidos de TiO_2 , FeOt, MgO, CaO, P_2O_5 , mientras que Al_2O_3 , Na_2O (7.6 hasta 10.3 %) y K_2O (2.0 hasta 4.7 %) aumentan (Figura 13). Se trata de una serie comagmática de la melteigita libre de feldespatos, ijolita hasta la sienita nefelínica. En relación con las otras unidades se destacan los valores bajos de CaO y MgO y los contenidos altos de Na_2O . En la Figura 14 se grafican diagramas tipo Harker para los elementos traza. Tanto en los elementos trazas compatibles como en los incompatibles no se observan tendencias claras de diferenciación. Los elementos traza compatibles se presentan en concentraciones menores (máximo 20 ppm de Ni en la ijolita) en comparación con las otras unidades, descartando así que se trate de rocas primitivas. Las concentraciones de los elementos trazas incompatibles son altas, como por ejemplo Zr (924 a 1,361 ppm), saliendo así del campo de las otras unidades e indicando diferentes fuentes y/o procesos de fraccionación. Otros elementos no graficados tales como Hf (~35 ppm) y Nb (250 a 521 ppm) están presentes en concentraciones también altas.

El contenido normativo de nefelina varía de 34 a 40 %, mientras que el de acmita va desde 1.5 hasta 6.8 % (Tabla 3). Toda estas rocas muestran un carácter agpáitico con valores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 1.02 a 1.13.

FENITAS

Durante el proceso de fenitización, las rocas encajonantes son llevadas a condiciones de equilibrio con magmas álcali-silicatados o bien carbonatíticos por procesos

Tabla 2. Análisis por microsonda electrónica de minerales de REE en las carbonatitas.

Muestra	Pí66a	10*	11*	12*	13*										
Roca	Alvikita	Oz-R	Carb.	Carb.	Carb.										
Análisis	5.4-1	3.1-1	1.11-1	1.4-1	3.4-II	1.6-II	1.5-III	1.5-III	1.5-III	1.5-III	5.3-III	5.3-III			
SiO ₂	2.17	1.41	6.09	2.22	7.95	3.56	0.16	0.94	0.16	0.16	0.38	0.38	0.41	0.33	0.30
TiO ₂	0.00	0.00	0.09	0.00	0.15	0.00	0.79	0.34	0.79	0.34					
FeO	2.25	2.82	4.11	2.80	3.39	0.00	0.19	0.35	0.19	0.35					
MgO*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
CaO	15.08	16.97	16.62	18.64	1.91	1.20	3.01	3.12	3.01	3.12	0.29	0.29	0.48	0.27	0.60
Na ₂ O	0.11	0.10	0.14	0.08	0.12	0.03	0.11	0.08	0.11	0.08					
P ₂ O ₅	0.16	0.00	0.00	0.21	20.92	22.32	25.57		25.57						
SrO	1.62	1.64	1.47		0.06	0.16	5.66	5.41	5.66	5.41	0.50	0.50	0.37	0.61	0.80
Nb ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.14	0.00	0.06	0.00	0.06					
La ₂ O ₅	3.01	6.93	8.82	8.84	0.00	0.38	13.80	14.10	13.80	14.10	23.10	23.10	27.70	25.30	22.59
Ce ₂ O ₃	3.77	6.99	6.43	6.10	0.22	0.51	13.62	13.07	13.62	13.07	33.40	33.40	29.40	31.30	32.77
Pr ₂ O ₃															
Nd ₂ O ₃	3.69	2.49	2.16	3.77	0.15	0.31	5.36	4.21	5.36	4.21	7.80	7.80	5.60	7.10	7.81
Y ₂ O ₃	2.17	2.29	2.69	3.33	30.75	35.84	0.20	0.27	30.75	35.84	0.27	0.27			
ThO ₂	25.07	21.02	18.51	18.51	13.45	3.20	8.35	5.67	13.45	3.20					
F	2.54	2.55	3.77	3.15	0.20	0.80	0.61	0.69	0.61	0.69					
Total	61.61	65.21	70.94	67.65	79.35	68.45	77.43	74.12	77.43	74.12	68.67	68.67	66.06	67.51	66.36

Fórmula calculada a 24 (O), libre de volátiles															
Si	1.22	0.76	2.67	1.10	1.98	0.99	0.05	0.27	0.05	0.27	0.24	0.24	0.26	0.21	0.19
Ti	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.17	0.07	0.17	0.07					
Fe ²⁺	1.06	1.26	1.51	1.16	0.71	0.00	0.05	0.08	0.05	0.08					
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Ca	9.10	9.74	7.81	9.86	0.52	0.36	0.92	0.96	0.92	0.96	0.19	0.19	0.33	0.18	0.41
Na	0.12	0.10	0.12	0.08	0.06	0.02	0.06	0.04	0.06	0.04					
P	0.08	0.00	0.00	0.09	4.41	5.23	6.16	6.25	6.16	6.25					
Sr	0.53	0.51	0.37	0.00	0.01	0.0	0.93	0.90	0.93	0.90	0.18	0.18	0.14	0.23	0.30
Nb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La	0.63	1.37	1.03	1.10	0.02	0.05	1.42	1.49	1.42	1.49	5.32	5.32	6.60	5.94	5.38
Ce	0.78	1.37	1.03	1.10	0.02	0.05	1.42	1.37	1.42	1.37	7.64	7.64	6.95	7.29	7.74
Pr											0.73	0.73	0.49	0.60	0.35
Nd	0.74	0.48	0.34	0.66	0.01	0.03	0.54	0.43	0.54	0.43	1.74	1.74	1.29	1.61	1.80
Y	0.65	0.65	0.63	0.87	4.07	5.28	0.03	0.04	5.28	0.03					
Th	3.21	2.56	1.85	2.08	0.76	0.20	0.51	0.37	0.76	0.37					
Total	18.11	18.80	17.79	18.61	12.58	12.24	12.31	12.27	12.31	12.27	16.05	16.05	16.07	16.06	16.17

Muestra	Pi66a	10*	11*	12*	13*									
Roca	Alvikita	Qz-R	Carb.	Carb.	Carb.									
Análisis	5.4-I	3.1-I	1.11-I	1.4-I	3.4-II	1.6-II	3.4-II	1.5-III	1.5-III	1.5-III	5.3-III			
SiO ₂	2.17	1.41	6.09	2.22	7.95	3.56	0.16	0.94	0.16	0.94	0.38	0.41	0.33	0.30
TiO ₂	0.00	0.00	0.09	0.00	0.15	0.00	0.79	0.34	0.79	0.34				
FeO	2.25	2.82	4.11	2.80	3.39	0.00	0.19	0.35	0.19	0.35				
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
CaO	15.08	16.97	16.62	18.64	1.94	1.20	3.01	3.12	3.01	3.12	0.29	0.48	0.27	0.60
NazO	0.11	0.10	0.14	0.08	0.12	0.03	0.11	0.08	0.11	0.08				
P ₂ O ₅	0.16	0.00	0.00	0.21	20.92	22.32	25.57		22.32	25.57				
SrO	1.62	1.64	1.47	0.00	0.06	0.16	5.66	5.41	0.16	5.66	0.50	0.37	0.61	0.80
Nb ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.14	0.00	0.06	0.00	0.06				
LazO ₅	3.01	6.93	8.82	8.84	0.00	0.38	13.80	14.10	0.38	13.80	23.10	27.70	25.30	22.59
CezO ₃	3.77	6.99	6.43	6.10	0.22	0.51	13.62	13.07	0.51	13.62	33.40	29.40	31.30	32.77
Pr ₂ O ₃														
Nd ₂ O ₃	3.69	2.49	2.16	3.77	0.15	0.31	5.36	4.21	0.31	5.36	7.80	5.60	7.10	7.81
Y ₂ O ₃	2.17	2.29	2.69	3.33	30.75	35.84	0.20	0.27	30.75	35.84				
ThO ₂	25.07	21.02	18.51	13.45	3.20	8.35	5.67		3.20	8.35				
F	2.54	2.55	3.77	3.15	0.20	0.80	0.61	0.69	0.20	0.80				
Total	61.64	65.21	70.94	67.65	79.35	68.45	77.43	74.12	68.45	77.43	68.67	66.06	67.51	66.36

Fórmula calculada a 24 (O), libre de volátiles

Si	1.22	0.76	2.67	1.10	1.98	0.99	0.05	0.27	0.99	0.05	0.24	0.26	0.21	0.19
Ti	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.17	0.07	0.03	0.17				
Fe ²⁺	1.06	1.26	1.51	1.16	0.71	0.00	0.05	0.08	0.71	0.05				
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ca	9.10	9.74	7.81	9.86	0.52	0.36	0.92	0.96	0.52	0.92	0.19	0.33	0.18	0.41
Na	0.12	0.10	0.12	0.08	0.06	0.02	0.06	0.04	0.06	0.06				
P	0.08	0.00	0.00	0.09	4.41	5.23	6.16	6.25	4.41	5.23	0.18	0.14	0.23	0.30
Sr	0.53	0.51	0.37	0.01	0.01	0.0	0.93	0.90	0.01	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La	0.63	1.37	1.03	1.10	0.02	0.05	1.42	1.49	0.02	1.42	5.32	6.60	5.94	5.38
Ce	0.78	1.37	1.03	1.10	0.02	0.05	1.42	1.37	0.02	1.42	7.64	6.95	7.29	7.74
Pr											0.73	0.49	0.60	0.35
Nd	0.74	0.48	0.34	0.66	0.01	0.03	0.54	0.43	0.01	0.54	1.74	1.29	1.61	1.80
Y	0.65	0.65	0.63	0.87	4.07	5.28	0.03	0.04	4.07	5.28				
Th	3.21	2.56	1.85	2.08	0.76	0.20	0.54	0.37	0.76	0.54				
Total	18.11	18.80	17.79	18.61	12.58	12.24	12.31	12.27	12.58	12.31	16.05	16.07	16.06	16.17

Soev.: Soevita; Alv.: Alvikita; Qz-R.: Rocas ricas en cuarzo. Análisis realizados en un equipo Jeol 8600 Superprobe en la Universidad de Basilea, Suiza por J.A. Ramirez-Fernández. Los datos con * son del complejo de Kankankunde (Wall y Mariano, 1996).

de intercambio químico y físico. Aparte de la composición química del protolito y la alcalinidad de los fluidos, los gradientes de actividad de SiO_2 , Al_2O_3 y CaO , FeO/MgO , f_{O_2} y el gradiente de temperatura y la XCO_2 juegan un papel muy importante en este proceso (Morogan, 1994). Los agentes más comunes en los procesos de fenitización son las intrusiones ijolíticas o bien carbonatíticas.

Entre los cambios mineralógicos observados en los metagabros y metasienitas nefelínicas están la formación de augita egirínica, nefelina, cancrinita, calcita, biotita y muscovita a costa de fases primarias tales como diópsido, feldespato y olivino.

Para caracterizar el comportamiento geoquímico de la fenitización se normalizaron los contenidos de óxidos mayores y elementos traza de un gabro fenitizado (Tabla 3) contra la composición de un gabro sin efectos de metasomatismo (Figura 15). La fenita de gabro presenta un empobrecimiento relativo de TiO_2 , FeO , MgO , CaO y un enriquecimiento de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . Estos últimos óxidos se enriquecen hasta tres veces respecto al protolito. SiO_2 y MnO permanecen sin variación. La fenitización se da bajo condiciones oxidantes, siendo mayor la relación $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en el gabro fenitizado que en el protolito. La relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en los gabros es de aproximadamente de 3, mientras que en la fenita de gabro es de 2.6, dándose un enriquecimiento ligero de K_2O . Sin embargo en las fenitas de las sienitas nefelínica el enriquecimiento de Na_2O es claramente mayor, observable en el diagrama $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (Figura 16), caracterizando así una tendencia de intermedia a sódica (*sensu* Morogan, 1994).

Los elementos traza compatibles como Cr y Ni disminuyen, mientras que los elementos incompatibles se enriquecen, especialmente Rb, Y, Zr, Nb, Ba y La. Rb y Nb se enriquecen cuatro veces.

El empobrecimiento de CaO y MgO , el incremento de Al_2O_3 y el contenido de SiO_2 constante indica una fenitización provocada por la intrusión ijolítica. Por el contrario, en una fenitización provocada por carbonatitas, disminuyen SiO_2 y Al_2O_3 y aumentan CaO y MgO (Morogan, *op cit.*).

CARBONATITAS DE Th-Y

Las carbonatitas pueden ser clasificadas utilizando el diagrama triangular $\text{CaO-(FeO+Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO)-MgO}$ para análisis de roca total, según Wolley y Kempe (1989) (Figura 17). Según este criterio, la soevita y una de las muestras del dique alvikítico serían ferrocarbonatitas; otra muestra de la misma alvikita se clasifica como calciocarbonatita. Debido a que una gran parte del Fe está en los óxidos (hasta 30% modal en la soevita), y no en los carbonatos, consideramos más adecuado clasificarlas según los criterios petrográficos, en concordancia con Barker (1996).

Las muestras analizadas contienen cuarzo o calcedonia, que se refleja en contenidos de SiO_2 hasta 14.5 % en peso (Tabla 4). La presencia de cuarzo en drusas o calcedonia es

común en carbonatitas de hierro, por la desilificación de las rocas encajonantes por fenitización (Wolley y Kempe, 1989). La soevita está altamente oxidada, por lo que casi todo el Fe se presenta como Fe^{3+} (13,1 % Fe_2O_3), mientras que la alvikita contiene 3,6 % Fe_2O_3 y 4,9 % FeO . El contenido de álcalis es bajo (<1%), aunque éste no puede ser atribuido al proceso de fenitización, ya que especialmente las alvikitas no muestran ningún tipo de cambio mineralógico.

El contenido de P_2O_5 en la soevita es casi cero, pero la alvikita contiene hasta 3,5 %. En comparación, los diques ricos en apatita reportados por Elías-Herrera y colaboradores (1991), contienen cerca del 20 % de P_2O_5 .

El dique alvikítico presenta un alto contenido de SO_3^{2-} (> 5%) correlacionable con el contenido alto de Ba de hasta 30,000 ppm (3,4 % BaO) y con la cristalización de barita en vetillas. La relación de $\text{BaO}:\text{SrO}$ en la soevita es de 2 y en la alvikita de 9 hasta 12.

En comparación con composiciones promedio de carbonatitas (en Wolley y Kempe, 1989) las carbonatitas de El Picacho son pobres en Sr (580 a 2,500 ppm) y U (< 1,2 ppm). Por otra parte, las concentraciones de Th (520 a 1480 ppm) e Y (400 a 2,100 ppm) son muy altas, especialmente en las alvikitas (Tabla 4). Las siguientes concentraciones promedio son reportadas por los autores arriba mencionados: Sr: 5800 a 7450 ppm, U: 7 a 13 ppm, Th: 50 a 270 (máx. 720) ppm e Y: 60 a 200 (máximo 530) ppm.

La Figura 18 muestra un diagrama de elementos incompatibles normalizados contra el manto primordial para la soevita y el dique alvikítico. Además se incluyeron los datos de composiciones promedio para carbonatitas según Wolley y Kempe (1989). Las muestras del Picacho poseen un claro paralelismo con las carbonatitas promedio reportadas en la literatura. Se observan anomalías muy claras de U, K, Ta, Sr, P, Hf, Zr y Ti así como elevados contenidos de Ba, Th y LREE. Nelson y colaboradores (1988) mencionan que estas características geoquímicas son típicas y las explica por procesos de cristalización fraccionada de fases como titanita, perovskita, zircón, etc., después de un proceso de fusión parcial de una peridotita o eclogita con carbonatos. El contenido de REE de las carbonatitas es claramente más bajo que el de los diques ricos en apatita reportados por Elías-Herrera y colaboradores (1991) (Tabla 4). La SREE en la alvikita es de 3,670 ppm, mientras que la soevita contiene 5,900 ppm, contra 13,300 (muestra fresca) hasta 30,000 ppm en los diques de apatita. Wolley y Kempe (*op. cit.*) dan valores promedio de 3,700 ppm para calciocarbonatitas y 10,350 ppm para ferrocarbonatitas. Las carbonatitas de Magnet Cove, Arkansas (Nelson *et al.*, 1988), muestran en comparación, concentraciones de sólo 288 ppm. Los patrones de REE de la alvikita y la soevita normalizados contra condrita no son paralelos, llegando incluso a cruzarse (Figura 19). La soevita muestra una tendencia más continua de las LREE a las HREE con una relación La/Ybn de 130. Bajo condiciones normales, las altas relaciones LREE/HREE son una característica

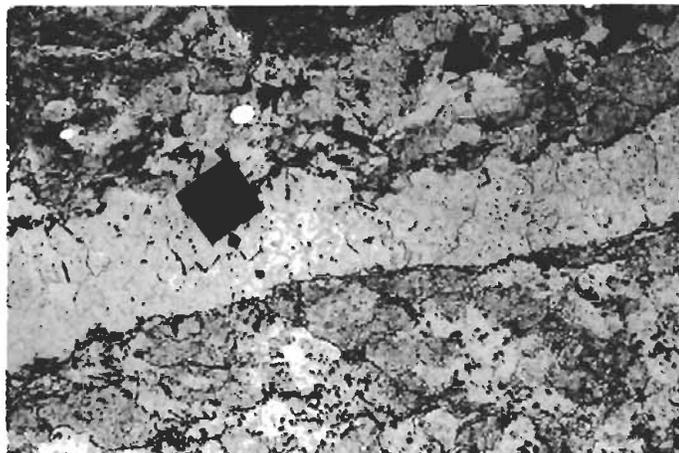


Figura 11. Dique alvikítico del punto Pi66a, mostrando dos generaciones de carbonatos. En la primera, la calcita es turbia. Barita aparece asociada a la calcita de la segunda generación, observable en la vetilla. Los opacos son pirita e ilmenorrutilo. NII, canto largo 5.47 mm.

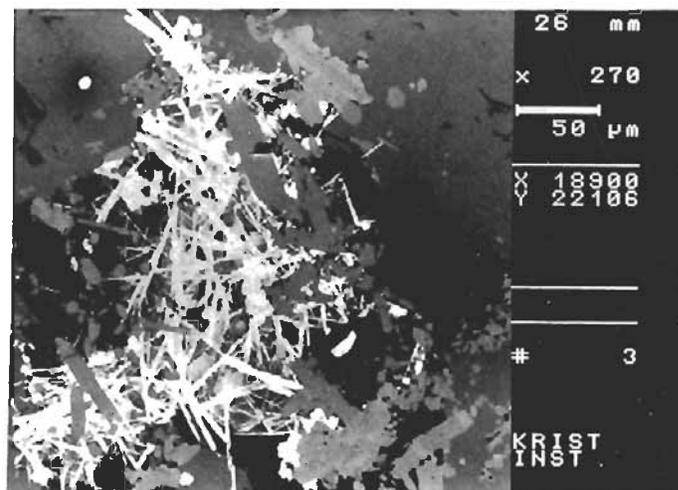


Figura 12. Imagen de microscopio de barrido de la alvikita del punto Pi66a. Bastnäsita se presenta en agregados radiales divergentes (tonos claros), asociados con apatita (tonos gris oscuro) e ilmenorrutilo (gris medio).

primaria (Nelson, *op. cit.*). Además, las LREE se enriquecen en los magma carbonatíticos respecto a los silicatados durante los procesos de inmiscibilidad carbonatos-silicatos (ver Hamilton *et al.*, 1989 y Keller y Spettel, 1995).

La alvikita muestra una tendencia anómala con una concavidad hacia arriba desde Ce hasta Eu, así como una baja relación La/Ybn de 7.3 (Figura 19). En comparación, Cullers y Graf (1984) reportan para carbonatitas relaciones de 7 hasta 1240. Esta anomalía fue observada también por Elías-Herrera y colaboradores (1991) en los diques de apatita e interpretada como producto de la fraccionación de minerales de REE como aeschynita de Nd ((Nd,Ce,Ca)(Ti,Nb)₂(O,OH)₆) o rabdofana de Nd ((Nd,Ce,La)(PO₄)(H₂O)), proceso aplicable probablemente a las carbonatitas. Un error analítico se descarta ya que los resultados provienen de diferentes laboratorios. El enriquecimiento de las REE en los diques de apatita respecto a la soevita y la alvikita se puede explicar por la acción de fluidos. Las REE (especialmente las LREE) se transportan más efectivamente en fases fluidas ricas en CO₂-H₂O en relación a líquidos silicatados/carbonatados.

Para determinar si las carbonatitas son magmáticas o bien hidrotermales, se determinaron las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los carbonatos de un total de 5 muestras. Tres muestras provienen del dique alvikítico (Pi66a, Pi66b y Pikmex), una es una soevita del centro del complejo y la última es calcita intersticial separada de una sienita nefelínica (Tabla 5).

En la Figura 20 se representan los resultados de las determinaciones isotópicas. Como orientación se graficaron también el campo de carbonatitas ígneas primarias (según Taylor *et al.*, 1967 y Hoefs, 1987), así como datos de carbonatitas del volcán Kaiserstuhl, Graben del Alto Rhin, Alemania (Hubberten *et al.*, 1988) y de metacalizas cretácicas de la Formación Cuesta del Cura de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas (Heinrich *et al.*, 1995).

Las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ son notablemente mayores que las de $\delta^{13}\text{C}$. Las calcitas intersticiales de la sienita nefelínica muestran los valores más primarios de todas las muestras ($\delta^{18}\text{O} +11,559\%$, $\delta^{13}\text{C} -6,133\%$). La alvikita muestra valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +12,205 a +13,430 ‰ y de $\delta^{13}\text{C}$ de -4,016 a -4,135 ‰, graficando fuera del cuadro de carbonatitas primarias, aunque dentro del campo de los diques carbonatíticos del Kaiserstuhl. La mayoría de las carbonatitas o carbonatos asociados a rocas alcalinas, pero también kimberlitas, presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 6 a 10 ‰ y $\delta^{13}\text{C}$ de -4 a -7 ‰ (Taylor *et al.*, 1967, Hoefs, 1987). Deines (1989) reporta que el 50% de las carbonatitas caen en este rango.

Procesos de intercambio isotópico a baja temperatura entre el magma carbonatítico y una fase gaseosa rica en H₂O, pueden ser responsables de la fraccionación ligera en la relación isotópica del oxígeno (Hubberten *et al.*, 1988). Los cristales de calcita intersticial de la sienita nefelínica y los de la alvikita son probablemente cogenéticos.

La soevita presenta altos valores de $\delta^{18}\text{O} \leq +19,353\%$ y de $\delta^{13}\text{C}$ de -4,857 ‰, esto debido a un reequilibrio más intenso con aguas meteóricas o bien con fluidos hidrotermales. En comparación, las metacalizas de San Carlos muestran valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (23 a 27 ‰ y +3 a -6 ‰), típicos para calizas cretácicas (Veizer y Hoefs, 1976).

DISCUSIÓN

La típica asociación carbonatitas-ijolitas-rocas félsicas alcalinas ocurre especialmente en complejos intrusivos someros, o sus equivalentes volcánicos, en ambientes de intraplaca continental y oceánica desde por lo menos tiempos proterozoicos (Platt, 1996). Como ejemplos se pueden mencionar el África del Este (Gregory Rift, Tanzania, etc.), Canadá (Ice River, Prairie Lake, Oka) y Brasil (Mato Preto,

Tabla 3. Análisis químicos de roca total de muestras representativas.

Muestra	Pi14	Pi30a	Pi30b	Pi39	Pi101	Pi4a	Pi4d	Pi79e	Pi90	Pi107	Pi92	Pi104	Pi72	Pi5a	Pi82	Pi82a	Pi108	Pi109
Unidad	G	G	G	G	G	RN	RN	G	G	Gg	G	G	RN	RN	F	F	F	F
SiO ₂	44.49	46.49	53.24	39.67	42.46	51.57	47.49	41.89	49.07	51.15	54.78	71.74	71.74	55.24	54.80	55.24	48.31	49.03
TiO ₂	2.13	3.21	1.92	5.33	4.22	0.86	1.61	1.85	1.59	0.82	0.77	0.86	0.37	0.67	0.33	0.35	0.44	1.98
Al ₂ O ₃	6.49	12.32	18.56	12.29	14.12	19.64	17.56	14.41	19.84	19.93	20.31	20.71	14.67	18.80	20.15	20.27	19.05	17.66
Fe ₂ O ₃	3.53	2.85	2.55	4.28	7.37	3.87	4.61	3.69	4.60	3.86	1.51	2.25	1.38	3.33	2.50	2.63	3.98	4.23
FeO	10.05	8.83	5.04	10.38	7.09	1.26	3.70	6.97	2.04	0.82	2.20	1.70	0.74	2.80	0.47	0.37	0.82	4.15
MnO	0.19	0.22	0.13	0.19	0.12	0.22	0.29	0.29	0.25	0.13	0.14	0.13	0.06	0.18	0.11	0.09	0.14	0.15
MgO	17.97	8.97	3.64	8.28	6.27	0.66	2.35	3.08	1.09	0.64	0.57	0.55	0.48	0.62	0.00	0.00	0.40	2.04
CaO	11.36	11.32	6.37	14.98	10.09	3.46	7.12	11.94	4.79	3.32	3.06	4.17	1.40	3.15	0.62	0.72	3.70	5.50
Na ₂ O	1.32	2.79	5.30	1.70	3.45	10.28	9.75	7.61	9.81	10.34	8.20	7.49	4.03	8.08	12.62	13.03	10.78	7.32
K ₂ O	0.50	1.62	2.52	0.62	1.67	4.74	3.58	2.03	4.66	4.55	4.42	4.20	5.12	4.55	3.49	3.25	3.83	2.79
P ₂ O ₅	0.17	0.37	0.53	0.59	1.46	0.23	0.39	2.06	0.35	0.11	0.14	0.16	0.13	0.20	0.04	0.06	0.14	0.84
H ₂ O ⁻	0.19	0.50	0.37	0.49	0.19	0.57	0.28	0.61	0.43	0.46	0.23	0.23	0.09	0.16	1.38	1.51	3.77	0.69
CO ₂	0.36	0.25	0.28	0.33	0.29	1.69	0.85	0.19	0.66	1.87	1.23	0.55	0.11	0.13	1.83	1.90	3.03	2.02
SO ₃	0.45	0.41	0.03	0.71	0.46	0.11	0.22	2.32	1.21	0.30	2.47	0.56	0.12	1.67	0.14	0.05	0.08	0.10
Suma	99.20	100.15	100.28	99.84	99.43	99.06	99.73	98.94	100.39	98.30	100.03	98.45	100.44	100.59	98.48	99.47	98.47	98.50
PPI	1.46	1.67	0.99	1.77	1.58	2.82	1.70	2.39	1.62	2.82	2.30	1.44	0.69	1.69	3.58	4.26	7.12	3.31

Sc	22	25	6	32	20		6	12	1	9	7	12			7		8	11
V	208	218	82	390	244		151	313	77	48	35	38			29		46	60
Cr	1143	397	34	16	45		69	13	11	0	6	0			0		2	9
Co	84	49	28	62	47		27	35	20	7	4	13			9		6	27
Ni	513	137	19	52	30		20	0	4	0	0	0			0		0	10
Cu						10	15	24		4	7	7	7	17	1	4	3	30
Zn						70	115	121		80	119	85	68	99	131	146	81	122
Ga						45	39	44		45	30	25	19	27	48	49	41	30
Rb	10	39	65	14	56		110	47	147	109	121	107	185	144	88	80	83	68
Sr	285	632	1150	738	995	1469	946	1489	2303	1723	931	1706	253	765	646	785	2720	872
Y	14	34	15	27	41		24	55	39	22	16	18	24	38	15	18	22	43
Zr	110	203	184	177	334		1071	1361	924	1359	546	386	280	519	1587	1468	1168	444
Nb	18	63	53	32	65		307	521	250	447	116	115	35	173	402	476	331	139
Ba	152	433	1114	196	420	1344	957	68	1798	1235	987	1406	1243	1073	705	721	1346	881
La	0	35	39	30	64		76	149	89	73	60	62	44	187	65	117	94	95
Hf							34	37		33	17	13	8	17	40	37	29	16
Pb	12	8	6	12	18		6	7	15	13	39	18	65	27	22	19	16	19
Th	12						7	0	12	21	19	15	26	25	45	54	53	15
U							8	1	0	5	6	0	5	5	14	9	4	0

Tabla 4. Análisis químicos de muestras seleccionadas de carbonatitas.

Muestra Roca Método	Pi32 Soevita FRX	Pi66a Alvikita FRX	Pi66b Alvikita FRX	Muestra Roca Método	Pi32 Soevita ICP-MS	Pi66a Alvikita INAA
SiO ₂	13.24	5.14	14.47	Sc	nd	17
TiO ₂	0.00	2.03	0.98	V	42	nd
Al ₂ O ₃	0.07	0.74	0.09	Cr	*	nd
Fe ₂ O ₃	13.12	3.59	nd	Co	2	11
FeO	0.16	4.89	6.10	Ni	*	nd
MnO	2.09	0.73	0.61	Cu	12	nd
MgO	1.01	2.39	2.02	Zn	62	461
CaO	37.86	37.04	35.93	Ga	10	nd
Na ₂ O	0.04	0.49	0.22	Ge	2	nd
K ₂ O	0.01	0.35	0.07	As	20	128
P ₂ O ₅	0.06	3.50	2.65	Rb	1	<14
H ₂ O ⁺	1.62	0.01	nd	Sr	785	nd
CO ₂	29.41	30.73	nd	Y	402	nd
SO ₃	0.21	5.16	nd	Zr	10	2023
Suma	98.90	96.79	57.04	Nb	4	nd
PPI*	32.38	29.30	nd	Mo	24	nd
V	42	167	125	Sb	1	1
Sr	579	2287	2453	Cs	0	<4
Y	534	2121	1487	Ba	1056	17500
Zr	0	63	122	La	1532	768
Nb	4	991	492	Ce	2312	1175
Ba	1267	21913	30819	Pr	284	nd
La	2719	818	1145	Nd	1127	390
Ce	4819	1288	1544	Sm	195	132
Nd	1549	480	517	Eu	70	85
Th	526	1402	1484	Gd	204	nd
U	1	0	0	Tb	30	74
#Mg	13.08	34.41	39.61	Dy	115	nd
				Ho	12	nd
				Er	27	nd
				Tm	2	nd
				Yb	8	75
				Lu	1	8
				Hf	*	1
				Ta	*	nd
				W	49	nd
				Tl	0	nd
				Pb	31	nd
				Bi	1	nd
				Th	568	1680
				U	1	<1

nd: no determinado; *: abajo del límite de detección; FRX: Fluorescencia de rayos X; PPI: Pérdida por ignición

(Universidad de Freiburg, Alemania, por J.A. Ramírez-Fernández); ICP-MS: Espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (laboratorio comercial Actlabs, Canadá); INAA: Análisis por activación neutrónica (Instituto Max Planck de Física Nuclear, Heidelberg, Alemania, por E. Pernicka).

Juquiá, Jacupiranga, etc.). Respecto al origen de estos complejos no existe duda de la proveniencia del manto de los magmas que generaron este tipo de asociación petrológica.

En algunas localidades del mundo (e.g., Kenia) las nefelinitas se presentan asociadas a basaltos, mientras que en

otras éstas son independientes (Hall, 1996). En El Picacho las ijolitas y los gabros no son correlacionables directamente según su geoquímica (Ramírez-Fernández, 1996). Por otra parte, si las ijolitas ocurren como producto de la fusión parcial de bajo grado del manto, se esperaría que los gabros

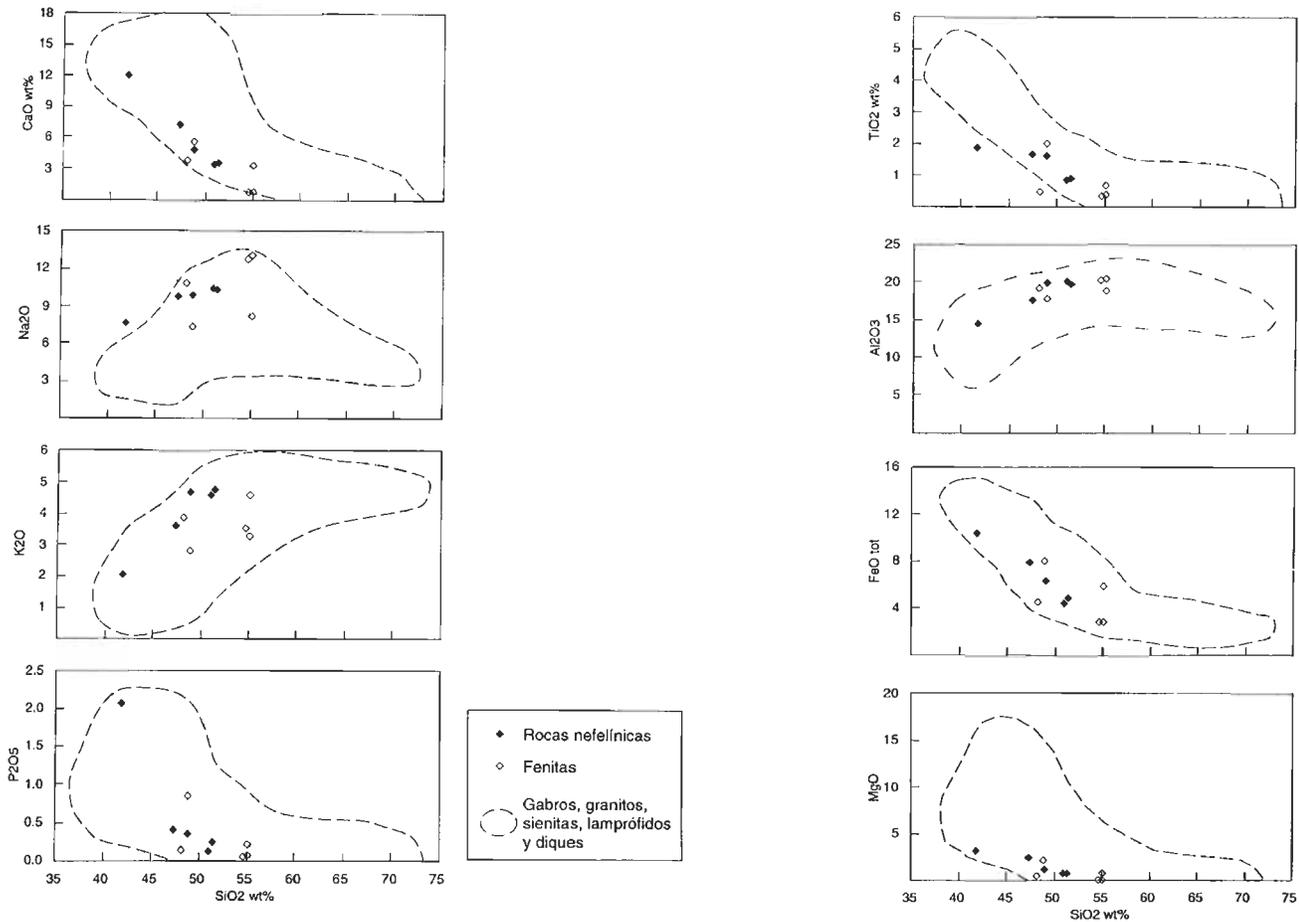
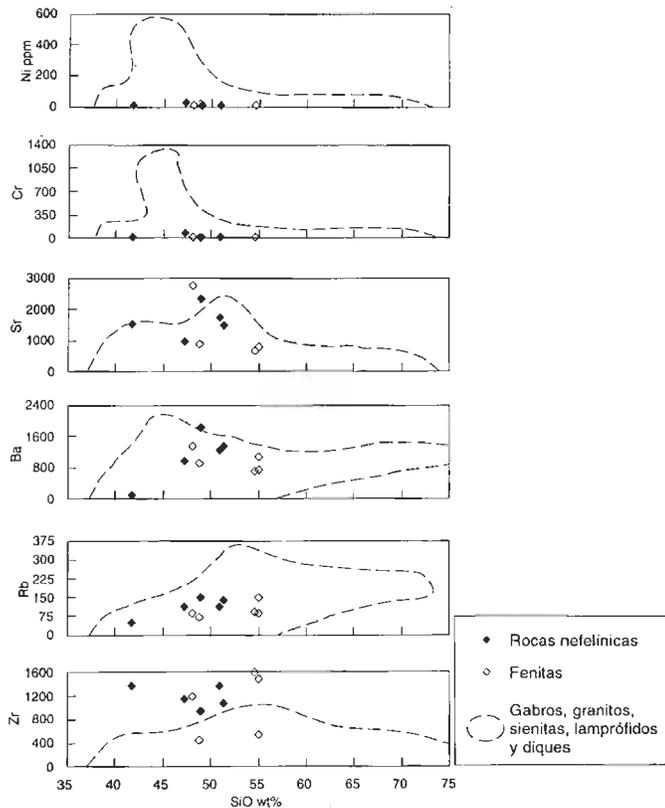


Figura 13. Diagramas de Harker para los elementos mayores de las rocas nefelínicas y fenitas.



aparecieran en un estadio mas tardío, al darse un grado de fusión mayor, situación que no se da en El Picacho. Según experimentos realizados por Olafsson y Eggler (1983), se pueden obtener magmas nefelínicos a partir de una peridotita con anfíbol o bien con anfíbol y carbonatos a altas presiones. Los gabros serían el producto de magmas menos alcalinos generados de lherzolitas menos hidratadas (Hall, 1996).

Para la generación de carbonatitas existen por lo menos tres posibilidades, como lo enumera Barker (1996). La primera es que éstas representen líquidos primarios del manto generados por la fusión parcial de una peridotita carbonatada del manto superior. La segunda es que las carbonatitas sean el producto de una fraccionación extrema cristal-líquido de magmas silicatados con carbonatos. La tercera sería la separación por inmiscibilidad de líquidos carbonatados y silicatados a partir de un magma silicatado con carbonatos. Las tres hipótesis han sido comprobadas experimentalmente y en campo, en diferentes grados.

En el caso de El Picacho las evidencias de campo indican que las carbonatitas se emplazaron posteriormente a las rocas nefelínicas. No se encontraron rocas híbridas que pudiesen representar un miembro intermedio entre las

Figura 14. Diagramas de Harker para los elementos traza de las rocas nefelínicas y fenitas.

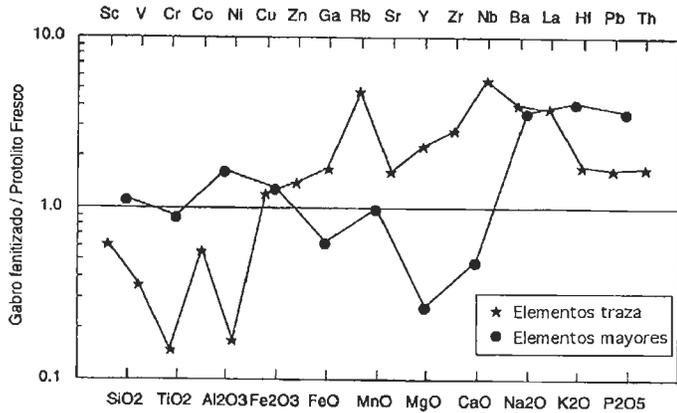


Figura 15. Composición de un gabro fenitizado (muestra Pi109) normalizada contra la composición promedio de un gabro fresco.

foidolitas y las carbonatitas. Estudios experimentales comprueban que el modelo de inmiscibilidad líquida es plausible tanto para carbonatitas ricas en álcalis (e.g., carbonatitas de sodio del Oldoinyo Lengai, Freestone y Hamilton, 1980 y Kjarsgaard *et al.* 1995), así como para carbonatitas pobres en álcalis (Kjarsgaard y Hamilton, 1989), como en el caso de El Picacho. Estos últimos autores demostraron experimentalmente que líquidos carbonatíticos ricos en CaCO_3 son inmiscibles con líquidos silicatados, persistiendo la zona de exsolución hasta presiones de 15 kb. Los pares formados por las rocas nefelínicas y las carbonatitas fueron graficados en el sistema $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Figura 21) para compararlos con los líquidos obtenidos por Kjarsgaard y Hamilton (*op. cit.*). Se observa que las rocas nefelínicas caen en el campo de los líquidos silicatados, mientras que las carbonatitas se acercan más al vértice $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$, exclusivamente por los contenidos altos de SiO_2 . Esto se expresa en el contenido modal de calcedonia y cuarzo, especialmente en la soevita.

Los cristales de calcita de las rocas nefelínicas y de las alvikitas presentan relaciones isotópicas (C y O), que permiten

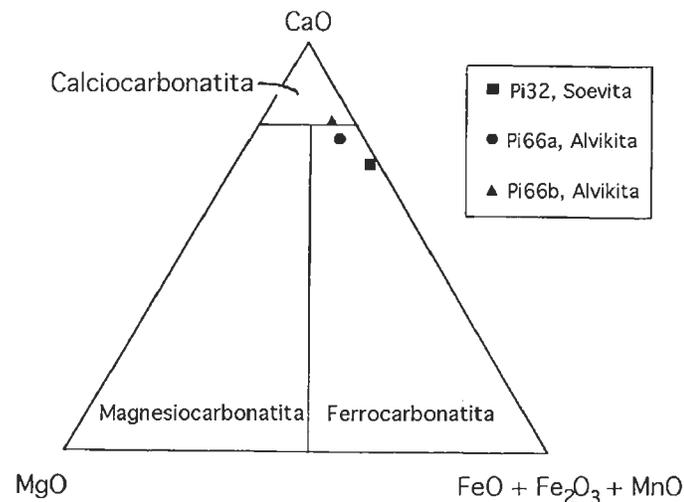


Figura 17. Clasificación de las carbonatitas en el diagrama $\text{CaO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) - \text{MgO}$ según Wolley y Kempe (1989).

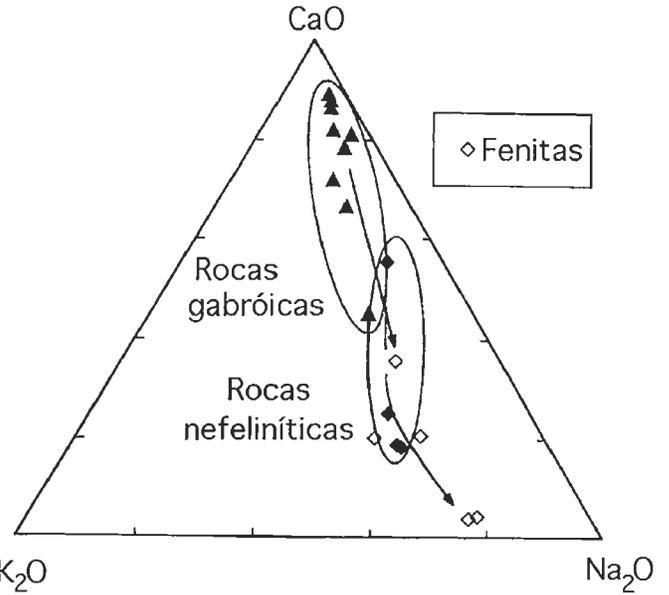


Figura 16. Desarrollo de las fenitas respecto a la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en el diagrama $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$.

suponer una relación muy estrecha entre ambas unidades. La calcita intersticial de las rocas nefelínicas pueden representar restos de un proceso de inmiscibilidad líquida. Los carbonatos magmáticos de ambas rocas provenientes del manto presentan valores isotópicos más altos que los obtenidos para carbonatitas primarias del manto por una fraccionación isotópica tardía. Una segregación de las carbonatitas como una restita altamente incompatible por enfriamiento/cristalización de una magma silicatado rico en carbonatos también es plausible.

Los contenidos altos de las REE pueden ser explicados por procesos de fraccionación a nivel cortical de un magma carbonatítico previamente enriquecido en estos elementos al fundirse los titanatos con REE presentes en pequeños

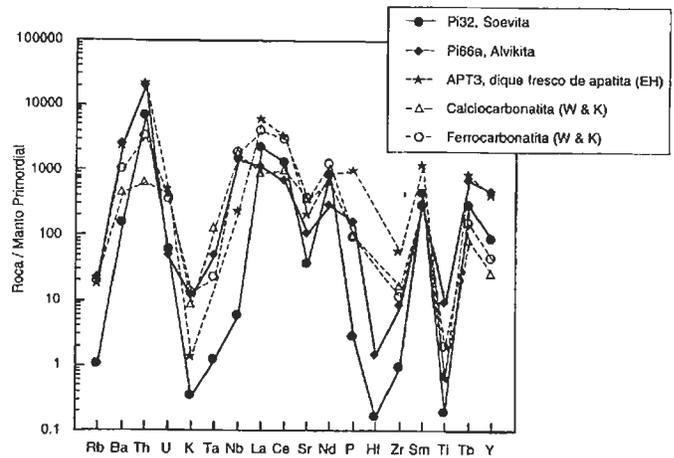


Figura 18. Elementos incompatibles de las carbonatitas y un dique rico en apatita (EH: Elías-Herrera *et al.*, 1991) comparado con calcicarbonatitas y ferrocarnatitas promedio de la literatura (W y K: Wolley y Kempe, 1989). Valores de normalización al manto primitivo según Sun y McDonough (1989).

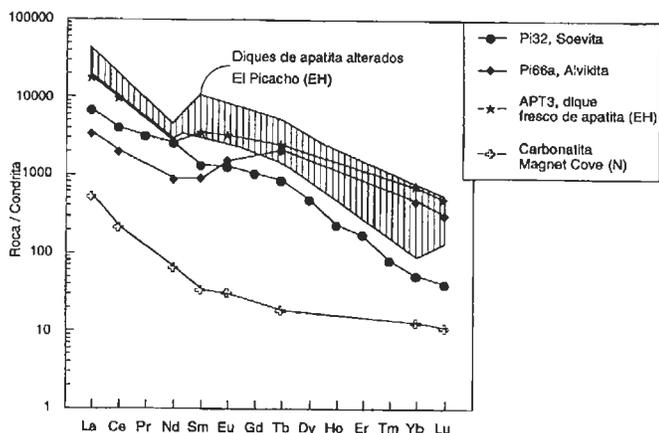


Figura 19. Distribución de la REE de las carbonatitas y un dique rico en apatita (EH: Elías-Herrera *et al.*, 1991) comparado con una carbonatita de Magnet Cove (Arkansas, N: Nelson *et al.*, 1988). Valores de normalización condrita C1 según Sun y MacDonough (1989).

porcentajes en el manto al momento de formarse el magma (Wyllie *et al.*, 1996).

Los diques ricos en apatita reportados por Elías-Herrera y colaboradores (1991) pueden ser interpretados como producto de procesos de acumulación de apatita por cristalización fraccionada o bien por un líquido residual enriquecido en fósforo, tal y como lo propusieron Sommerauer y Katz-Lehnert (1985) para diques de carbonatitas con glóbulos de apatita en el Kaiserstuhl (Graben del Alto Rhin, Alemania).

De acuerdo con las relaciones de campo y especialmente con las texturas micrográficas de los granitos del borde se infiere que el emplazamiento de los cuerpos intrusivos de El Picacho se dio en niveles someros. Tomando en cuenta la columna estratigráfica se puede considerar una profundidad de emplazamiento de 1,700 m (≈ 0.5 kb).

CONCLUSIONES

El complejo El Picacho de la Sierra de Tamaulipas ofrece la oportunidad única de estudiar tanto carbonatitas como rocas fenitizadas, sobre todo porque este tipo de asociación no es común en México.

En base a las relaciones geológicas, a los estudios mineralógicos y geoquímicos se considera que las carbonatitas se

Tabla 5. Mediciones de isótopos de C y O de muestras seleccionadas.

Muestra	Roca	$\delta^{13}C$ PDB	$\delta^{18}O$ SMOW
Pi32	Soevita	-4.857	19.353
Pi66a	Alvikita	-4.029	13.020
Pi66b	Alvikita	-4.016	13.430
Pikmex	Alvikita	-4.135	12.205
Pi4a	Calcita con sienita nefelínica	-6.133	11.559

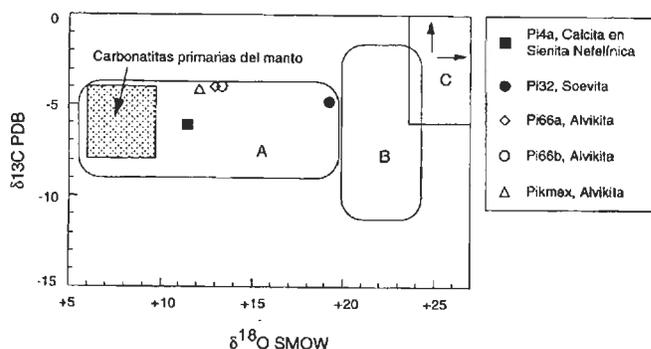


Figura 20. Comparación isotópica de carbono y oxígeno de las carbonatitas y calcita de una sienita nefelínica. Carbonatitas primarias según Taylor y colaboradores (1967) y Hoefs (1987). Carbonatitas del Kaiserstuhl según Hubberten y colaboradores (1988). A: diques, y B: carbonatos secundarios. C: Mármol de La Bufa del Diente (Sierra de San Carlos; Heinrich *et al.*, 1995).

produjeron por un proceso de inmiscibilidad líquida a partir de un magma silico carbonatado. Las rocas subsaturadas y ricas en nefelina representan el miembro silicatado. En un segundo proceso de inmiscibilidad se separó un magma rico en fósforo a partir del carbonatítico, dando lugar a los diques de apatita.

Hasta el momento El Picacho sigue siendo la única localidad de la Provincia Mexicana Alcalina Oriental donde afloran carbonatitas, aunque no se descarta que existan en otras regiones. Zonas probables serían la Sierra de San Carlos, donde podrían presentarse asociadas a sienitas nefelínicas, o bien las zonas profundas y de difícil acceso de la Sierra de Tamaulipas.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar se agradece a E. Pernicka (Instituto Max Planck de Física Nuclear de Heidelberg, Alemania) por las

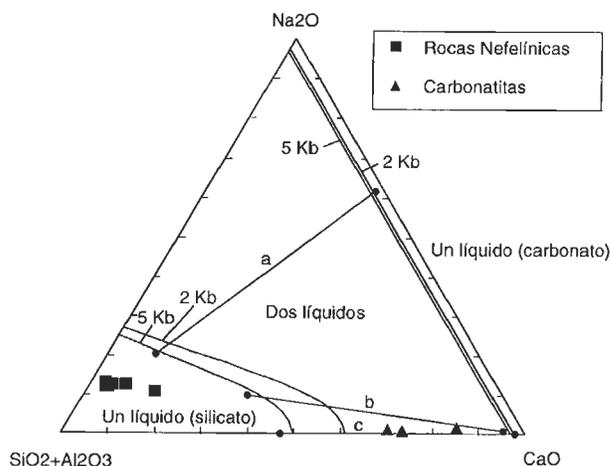


Figura 21. Campos experimentales de estabilidad para 2 y 5 kb en el sistema $SiO_2 + Al_2O_3 - Na_2O - CaO$ según Kjarsgaard y Hamilton (1989). Los pares indican composiciones de líquidos enfriados de composición carbonatítica y silicatada (a: BK34; b: BK10; y c: BK70).

determinaciones de elementos traza por medio de INAA. El primer autor recibió invaluable ayuda de Susanne Schmidt (Universidad de Basilea, Suiza) en el manejo y descifrado de la microsonda. Al personal técnico de la Universidad de Freiburg, en especial a la señora Hildegard Schlegel por la corrida de muestras en el equipo de Fluorescencia de Rayos X. Y claro, al personal técnico de la Facultad de Ciencias de la Tierra por la preparación de las muestras, no sólo de El Picacho. A la colega Ma. Teresa Orozco por sus comentarios y por la corrección exhaustiva de una versión anterior de este trabajo. El primer autor recibió apoyo del CONACyT en forma de una beca doctoral y del Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD) para una estancia en la Universidad de Freiburg.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G.J., y McDowell, F.W., 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, núm. 11, p. 1,435-1,444.
- Barker, D. S., 1996, Carbonatite Volcanism, in Mitchell, ed., *Undersaturated alkaline rocks—Mineralogy, petrogenesis and economic potential: Mineralogical Association of Canada, Short Courses Series*, 24, v. 24, p. 45-61.
- Bloomfield, K., y Céspedes-Dávila, Leovigildo, 1973, Oligocene alkaline igneous activity in NE-Mexico: *Geological Magazine*, v. 110, p. 551-555.
- Camacho-Angulo, F., 1993, *Compilación Geológica de la vertiente del Golfo de México, Área I: Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de Estudios Zona Golfo*, G43, 169 p.
- Cantagrel, J. M., y Robin, Claude, 1979, K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 99-114.
- Cullers, R. L., y Graf, J. L., 1984, Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust—predominantly basic and ultrabasic rocks, in Henderson, P., ed., *Rare Earth Element Geochemistry: Amsterdam, Netherlands, Elsevier, Developments in Geochemistry*, v. 2, p. 237-274.
- Deines, P., 1989, Stable isotope variations in carbonatites, in Bell, K., ed., *Carbonatites: London, Unwin Hyman*, p. 301-359.
- Demant, A., y Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, núm. 1, p. 70-83.
- DETENAL, 1980, [Hoja] Castellanos (F14B32), Tamaulipas: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, *Carta Topográfica escala 1:50,000*.
- Eliás-Herrera, Mariano, 1984, Rocas alcalinas y mineralización de lantánidos en el área El Picacho, Sierra de Tamaulipas: *Geomimet*, núm. 127, p. 61-75.
- Eliás-Herrera, Mariano; Rubínovich-Kogan, Raúl; Lozano-Santa Cruz, Rufino, y Sánchez-Zavala, J. L., 1990, Petrología y mineralización de Tierras Raras del complejo ígneo El Picacho, Sierra de Tamaulipas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín*, núm. 108, p. 24-97.
- Eliás-Herrera, Mariano; Rubínovich-Kogan, Raúl; Lozano-Santa Cruz, Rufino, y Sánchez-Zavala, J. L., 1991, Nepheline-rich foidolites and rare-earth mineralization in the El Picacho Tertiary intrusive complex, Sierra de Tamaulipas, Northeastern Mexico: *Canadian Mineralogist*, v. 29, p. 319-336.
- Fletcher, C. J. N., y Beddoe-Stephens, B., 1987, The petrology, chemistry and crystallisation history of the Velasco alkaline province, eastern Bolivia, in Fitton, J.G., y Upton, B.G.J., eds., *Alkaline Igneous Rocks: Geological Society of London, Special Publication*, núm. 30, p. 403-413.
- Freestone, I. C., y Hamilton, D. L., 1980, The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites—an experimental study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 105-117.
- Hall, A., 1996, *Igneous Petrology: Longman Group Limited*, 551 p.
- Hamilton, D. L., Bedson, P., y Esson, J., 1989, The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites, in Bell, K., ed., *Carbonatites: London, Unwin Hyman*, p. 405-427.
- Heinrich, W., Hoffbauer, R., y Hubberten, H. -W., 1995, Contrasting fluid flow patterns at the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, northeast Mexico—evidence from stable isotopes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 119, p. 362-376.
- Hernández-Palacios, D., 1989, Estudio geológico minero de semidetalle-detalle zona central de la asignación Picacho de Villa de Casas, Tamaulipas: Reporte Interno Consejo de Recursos Minerales, 25 p. (inédito).
- Hoefs, J., 1987, *Stable isotope geochemistry: Berlin, Germany, Springer*, 241 p.
- Hogarth, D. D., 1989, Pyrochlore, Apatite and Amphibole—Distinctive minerals in carbonatite, in Bell, K., ed., *Carbonatites: London, Unwin Hyman*, p. 105-148.
- Hölzel, A. R., 1989, *Systematics of Minerals: Mainz*, 584 p.
- Hubberten, H.-W., y Meyer, G., 1989, Stable isotope measurements on foraminifera, tests—experiences with an automatic commercial carbonate preparation device: *Terra abstracts*, v. 1, núm. 2, p. 80-81.
- Hubberten, H.-W., Katz-Lehnert, K., y Keller, J., 1988, Carbon and oxygen isotope investigations in carbonatites and related rocks from the Kaiserstuhl, Germany: *Chemical Geology*, v. 70, p. 257-274.
- Keller, J., y Spettel, B., 1995, The trace element composition and petrogenesis of natrocarbonatites, in Bell, K. y Keller, J., eds., *Carbonatite volcanism. Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites.: Berlin, Germany, Springer, IAVCEI Proceedings in Volcanology*, v. 4, p. 70-86.
- Kjarsgaard, B. A., y Hamilton, D. L., 1989, The genesis of carbonatites by immiscibility, in Bell, K., ed., *Carbonatites: London, Unwin Hyman*, p. 388-404.
- Kjarsgaard, B. A., Hamilton, D. L., y Peterson, T. D., 1995, Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility—Comparison of phase compositions in experimental and natural lavas from Oldoinyo Lengai, in Bell, K. y Keller, J., *Carbonatite volcanism. Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites.: Berlin, Germany, IAVCEI Proceedings in Volcanology*, v. 4, Springer, p. 163-190.
- Le Bas, M. J., 1987, Nephelinites and carbonatites, in Fitton, J.G. y Upton, B.G., eds., *Alkaline Igneous Rocks: Geological Society of London Special Publication*, núm. 30, p. 53-84.
- Lehnert, K., 1989, *Petrologie der Gangkarbonatite im Kaiserstuhl: Universidad de Freiburg, Alemania, Tesis Doctoral*, 290 p. (inédita).
- Mariano, A. N., 1989, Nature and economic mineralization in carbonatites and related rocks, in Bell, K., ed., *Carbonatites: London, Unwin Hyman Ltd.*, p. 149-176.
- McKnight, J. F., 1963, *Igneous rocks of the Sombretillo area, northern Sierra de Picachos, Nuevo León, Mexico: University of Texas at Austin, USA, Tesis de Maestría, Universidad de Texas en Austin*, 83 p. (inédita).
- Morimoto, N., 1988, Nomenclature of pyroxenes: *Fortschriften zur Mineralogie*, v. 66, p. 237-252.
- Morogan, V., 1994, Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization: *Terra Nova*, vol. 6, p. 166-176.
- Nelson, S.A., y González-Caver, Erika, 1992, Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 55, núm. 1-2, p. 85-96.
- Nelson, D. R., Chivas, A. R., Chapell, B. W., y McCulloch, M. T., 1988, Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 1-17.
- Nick, K., 1988, *Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexico): Universität Karlsruhe, Alemania, Tesis Doctoral*, 167 p. (inédita).
- Olafsson, M., y Eggler, D. H., 1983, Phase relations of amphibole, amphibole-

- carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite—petrologic constrains on the asthenosphere: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 305-315.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvárez, S. A. y Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, 5a. edición: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales. Mapa con texto explicativo, escala 1:2'000,000, 74 p.
- Pell, J., 1996, Mineral deposits associated with carbonatites and related alkaline igneous rocks, *in* Mitchell, ed., *Undersaturated alkaline rocks— Mineralogy, petrogenesis and economic potential: Mineralogical Association of Canada, Short Courses Series*, v. 24, p. 217-310.
- Platt, R. G., 1996, The Ijolite-Series rocks, *in* Mitchell, ed., *Undersaturated alkaline rocks—Mineralogy, petrogenesis and economic potential: Mineralogical Association of Canada, Short Courses Series*, v. 24, p. 101-121.
- Potts, P. J., 1987, *A handbook of silicate rock analysis: Glasgow, Blackie*, 622 p.
- Price, J. G., Henry, C. D., Barker, D. S., y Parker, D. F., 1987, Alkaline rocks of contrasting tectonic settings in Trans-Pecos Texas: *Geological Society of America Special Paper*, núm. 215, p. 335-346.
- Ramírez Fernández, J. A., 1996, Zur Petrogenese des Alkalikomplexes der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko: Freiburg, Alemania, Universidad de freiburg, 316 p. (inédita).
- Ramírez-Fernández, J. A., y Keller, J., 1995, Eastern Mexican Alkaline Province—The Sierra de Tamaulipas: *Terra Nova*, v. 7, núm. 1, p. 302 (resumen).
- Ramírez-Fernández, J. A., y Keller, J., 1997, The Sierra de Tamaulipas in NE Mexico—Transition from subduction related to intraplate Tertiary magmatism including carbonatites—Volcanic activity and the environment, IAVCEL, Puerto Vallarta, Mexico, General Assembly, January 19-24: Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial, p. 138 (resumen).
- Robin, C., 1982, Mexico, *in* Thorpe, R.S., ed., *Andesites: New York, John Wiley & Sons*, p. 137-147.
- Seibert, E., 1990, El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. II. Génesis y datación de un dique de basalto y su efecto al ambiente deposicional Medio-Cretácico de la Sierra de Tamaulipas (Cenomaniano/Turoniano, NE-México): Linares, N.L., *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra UANL*, v. 4, p. 99-123.
- Sewell, C. R., 1968, The Candela and Monclova belts of igneous intrusions - a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, Mexico: *Geological Society of America, Annual Meeting*, p. 273 (resumen).
- Shelley, D., 1992, *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope: London, Chapman & Hall*, 445 p.
- Sommerauer, J. y Katz-Lehnert, K., 1985, A new partial substitution mechanism of CO₃/CO₃OH and SiO₄ for the PO₄ group in hydroxyapatite from the Kaiserstuhl alkaline complex (SW-Germany): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, p. 360-368.
- Sørensen, H., 1974, *The Alkaline Rocks: London, John Wiley & Sons*, 622 p.
- Streckeisen, A., 1978, IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks; classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, núm. 134, p. 1-14.
- Sun, S.S., y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, *in* Saunders, A.D., y Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins: London, Geological Society, Special Publication*, núm. 42, p. 313-345.
- Taylor, H. P. Jr., Frechen, J., y Degens, E. T., 1967, Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany, and the Alnö district, Sweden: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p. 407-430.
- Veizer, J. y Hoefs, J., 1976, The nature of O¹⁸/O¹⁶ und C¹³/C¹² secular trends in sedimentary carbonate rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 40, p. 1387-1395.
- Wall, F., y Mariano, A. N., 1996, Rare earth minerals in carbonatites—a discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi. *in* Jones, A.P., Wall, F. y Williams, C.T., eds., *Rare Earth Minerals. Chemistry, origin and ore deposits: London, The Mineralogical Society Series*, v. 7, p. 193-225.
- Wells, P. R. A., 1979, P-T conditions in the Moines of the central highlands, Scotland.: *Journal of the Geological Society of London*, v. 136, p. 663-671.
- Wolley, A. R. y Kempe, D. R. C., 1989, Carbonatites—Nomenclature, average chemical compositions, and element distribution, *in* Bell, K., ed., *Carbonatites: London, Unwin Hyman*, p. 1-14.
- Wood, B. y Banno, S., 1973, Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 42, p. 109-124.
- Wyllie, P. J., Jones, A. P., y Deng, J., 1996, Rare earth minerals in carbonate-rich melts from mantle to crust, *in* Jones, A.P., Wall, F. y Williams, C.T., eds., *Rare Earth Minerals. Chemistry, origin and ore deposits: London, The Mineralogical Society Series*, v. 7, p. 77-103.

Manuscrito recibido: Septiembre 13, 1997

Manuscrito revisado recibido: Junio 22, 1998

Manuscrito aceptado: Junio 29, 1998

MÉTODOS DE MUESTRO Y ANALÍTICOS

Se tomaron únicamente muestras frescas de 1 a 3 kg de pco. Éstas fueron pulverizadas en un molino de carburo de tungsteno en el Instituto de Investigaciones Eléctricas (Cuernavaca, Mor.). Las determinaciones de elementos mayores y traza se realizaron por medio de Fluorescencia de Rayos X en un equipo Phillips, tipo PW 1450/20 de la Universidad de Freiburg. Se utilizaron pastillas fundidas (con tetraborato de litio) y prensadas (con cera Hoechst Micropulver). El Fe²⁺ se determinó por titulación con KMnO₄. Los estándares utilizados fueron AGV1, STM-1, BCR-1, GSP-1, entre otros, para las rocas silicatadas y KAR1 (según Lehnert, 1989) para las carbonatitas. Según experiencias del Laboratorio de Geoquímica de Freiburg, la exactitud en la determinación de los elementos mayores es de ±1% y en los traza ±5%. La pérdida por ignición se determinó colocando las muestras en un horno a 1,050° por un período de 2 hr. CO₂ y H₂O⁺ se determinaron por espectrometría infrarroja (Leco RC-412). SO₃ se determinó en un Coulomat 701. Se hicieron mediciones por microsonda en un equipo Jeol 8600 Superprobe de la Universidad de Basilea, Suiza.

Los isótopos de C y O en los carbonatos se midieron en el Instituto Alfred Wegener (Bremerhaven, Alemania) en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251 equipado con un aditamento automático de preparación. La desviación estándar es de <0.04% y <0.06 % para carbón y oxígeno, respectivamente (Hubberten y Meyer, 1989). Las mediciones por INAA fueron realizadas por E. Pernicka en el Instituto Max Planck de Física Nuclear (Heidelberg, Alemania), según el método descrito por ejemplo en Potts (1987). Algunas series de elementos traza se midieron comercialmente en Activation Laboratories (Ancaster, Ontario).