

ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LOS XENOLITOS CORTICALES Y MANTELARES PRESENTES EN LAS LAVAS DEL CERRO ATRAVESADO, FALCÓN CENTRAL, VENEZUELA

SEBASTIÁN GRANDE

Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica,
Departamento de Geología, Caracas, Venezuela. e-mail: sgrande52@gmail.com

Recibido: mayo de 2008

Recibido en forma final revisado: febrero de 2009

RESUMEN

En la parte central de la cuenca de Falcón se recolectaron muestras de lava basanítica de la chimenea de brecha norte del cerro Atravesado, uno de los más antiguos cuerpos subvolcánicos alcalino-máficos intrusivos del Mioceno de Falcón (edad Ar-Ar: 23-21 Ma). Estas rocas contienen abundantes xenolitos que han sido agrupados petrográficamente como sigue: nódulos mantelares de lherzolita (o harzburgita) con Cr-espinela; xenocristales de ortopiroxeno serpentizado, basamento precámbrico de alto grado (mármol con diópsido y flogopita, granulita máfica y anortosita); cuarcita y cuarcita micácea de bajo grado, caliza con foraminíferos plácticos cretácicos, chert negro y otras rocas sedimentarias de proveniencia incierta. Los xenolitos muestran una intensa alteración hidrotermal a carbonato-clorita debido a que el ascenso rápido del magma no permitió el pirometamorfismo, pero su intrusión en sedimentos pelíticos hidro-saturados desató una intensa circulación hidrotermal, que afectó a todas las rocas. En este trabajo ha sido comprobada la presencia de un basamento posiblemente del Proterozoico tardío de afinidad grenvilliana, de los orógenos del Paleozoico tardío o del Mesozoico, y de rocas sedimentarias cretácicas de la cuenca occidental de Venezuela, provenientes de las Napas de Lara subyacentes. Esto permite concluir que el basamento de la cuenca de Falcón central consta probablemente de napas imbricadas que involucran rocas formadas por al menos a cuatro ciclos o eventos tectónicos: de alto grado (grenvilliano), de bajo grado (caledoniano-apalache o de la cordillera del Caribe), proto-caribeño (margen pasivo Cretácico al norte de Sudamérica) y falconiano (retro-arco con actividad ígnea intraplaca asociada).

Palabras clave: Chimenea de brecha, Diatrema, Basanita, Grenvilliano, Nódulos mantelares, Foraminíferos, Cretácico.

PETROGRAHY OF CRUSTAL AND MANTLE XENOLITHS PRESENT IN THE LAVA OF CERRO ATRAVESADO, CENTRAL FALCÓN, VENEZUELA

ABSTRACT

Samples of basanitic lava were collected from North Cerro Atravesado breccia pipe, one of the oldest alkali-mafic subvolcanic bodies intrusive in the Miocene in Central Falcon Basin (Ar-Ar age: 23-21 Ma). These rocks contain abundant xenoliths which have been petrographically grouped as follows: lherzolite (or harzburgite) mantle nodules, serpentized orthopyroxene xenocrysts, grenvillian high grade basement (marble with diopside and phlogopite, mafic granulite and anorthosite); low grade quartzite and mica-quartzite; limestone containing Cretaceous planctic foraminifera, black chert and other sedimentary clastic rocks of uncertain origin. The xenoliths show intense carbonate-chlorite hydrothermal alteration since the rapid magma ascent did not allow for pyrometamorphism, but being intruded in water-saturated pelitic sediments unleashed an intense hydrothermal circulation which affected all the rock units. In this work, we prove the presence of a basement of probable Late Proterozoic and Grenvillian affinity, of Late Paleozoic or Mesozoic orogens, and of Cretaceous sedimentary rocks from the Venezuelan Western Basin present in the underlying Lara Nappes. It can be concluded that the basement of the Central Falcon Basin is probably formed by imbricated nappes that involve rocks pertaining to at least four tectonic cycles or events: high grade (Grenvillian), low grade (Caledonian-Appalachian or cordillera del Caribe), proto-Caribbean (Cretaceous passive margin in Northern South America), and Falconian (back-arc basin with intraplate igneous activity).

Keywords: Breccia pipe, Diatrema, Basanite, Grenvillian, Mantle nodules, Foraminifera, Cretaceous.

INTRODUCCIÓN

Desde hace décadas se conoce la presencia en la cuenca de Falcón central de unos cuerpos ígneos con litología volcánica, alineados en una franja con rumbo N65E, de unos 60 km de largo (figura 1) (Brueren, 1949; Muessig, 1978, 1979, 1984). Estas intrusiones subvolcánicas representan un corto episodio magmático ocurrido entre 23-15 Ma generado por magmas de origen mantelar que fueron intrusionados en los sedimentos poco consolidados de las ahora formaciones Paraíso y Pecaya, y de las napas mesozoico-cenozoicas y el basamento ígneo-metamórfico subyacentes, en el centro de la Cuenca de Falcón. Estudios realizados por Escorihuela & Rondón (2000), que incluyeron análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y traza de las rocas volcánicas, demostraron que se trata de rocas alcalino-máficas (basanita/tefrita/hawaita) de marco tectónico intraplaca, que han sido interpretadas como una posible cuenca de extensión (*pull-apart*), o como una cuenca de colapso orogénico retro-arco (*back-arc*) asociada al arco del Caribe, pero en su prolongación continental hacia el SO. (Grande, 2007) presentó un estudio preliminar de los xenolitos hallados por los mencionados autores en cerro Atravesado, reconociendo la presencia de nódulos mantelares y de rocas de alto grado metamórfico, como mármol y granulita máfica.

El episodio magmático oligo-mioceno de Falcón central generó unos 15 cuerpos ígneos menores entre los cuales se destacan por su tamaño kilométrico los cerros Agachiche y Manaure, de edad Ar-Ar 15,4 Ma (McMahon, 2001), y varias chimeneas y mantos intrusivos, entre los cuales se

halla el cerro Atravesado (figura 1b) que tiene unos 350 m de diámetro y consta de dos chimeneas, denominadas Norte y Sur (figura 2). Los primeros cuerpos intrusivos fueron chimeneas basáníticas, generadas por moderados porcentajes de fusión parcial en un manto enriquecido en elementos incompatibles y volátiles, emplazadas explosivamente y con un rápido ascenso a la corteza; pero a medida que la expansión cortical progresaba aumentó el porcentaje de fusión parcial y la fuente fue un manto agotado, que produjo lavas de naturaleza más basáltica. Es notable en las rocas volcánicas del cerro Atravesado su naturaleza brechada y la abundancia de xenolitos corticales y mantelares que contienen (figura 3), pudiéndose considerar como diatremas o chimeneas de brecha volcánicas. Debido a que la intrusión de estas chimeneas diatrémicas fue en sedimentos poco consolidados y saturados en agua, se desató una vigorosa circulación hidrotermal, que produjo la carbonatación y cloritización de las lavas y sus xenolitos por igual. Estas lavas máficas y ultrabásicas nunca alcanzaron el fondo marino, pues no muestran ni estructuras almohadilladas ni hialoclastitas.

En el estudio preliminar de Grande (2007) se sugirió la posibilidad de que estos xenolitos se podrían obtener de un muestreo vertical de toda la litósfera continental, comenzando por el manto superior mismo, y continuando con la corteza inferior, la corteza superior y las rocas sedimentarias supracorticales. El objetivo del presente trabajo fue el de corroborar la presencia del basamento de alto grado, de rocas probablemente pertenecientes a los orógenos del Paleozoico medio-tardío o del Mesozoico y de las Napas de

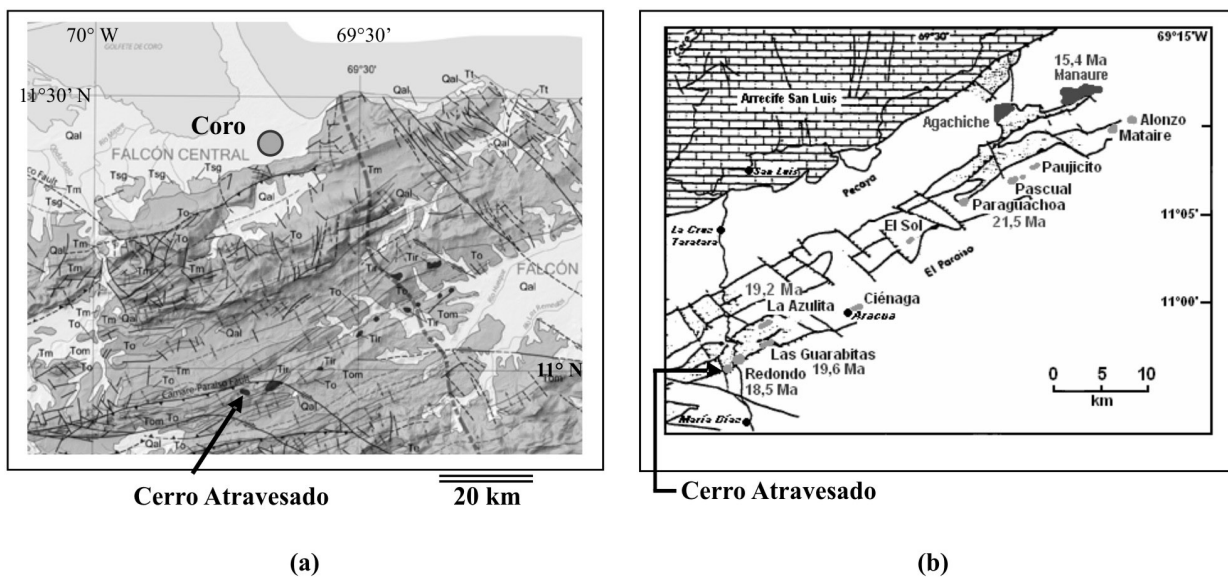


Figura 1. (a) Mapa de ubicación del cerro Atravesado y de los cuerpos ígneos emplazados en el episodio magmático del Oligo-Mioceno de Falcón central (Hackley *et al.* 2005). (b) Esquema de la cuenca de Falcón central mostrando las edades de los cuerpos ígneos intrusivos que se muestran en color gris. Tomado de McMahon (2001).

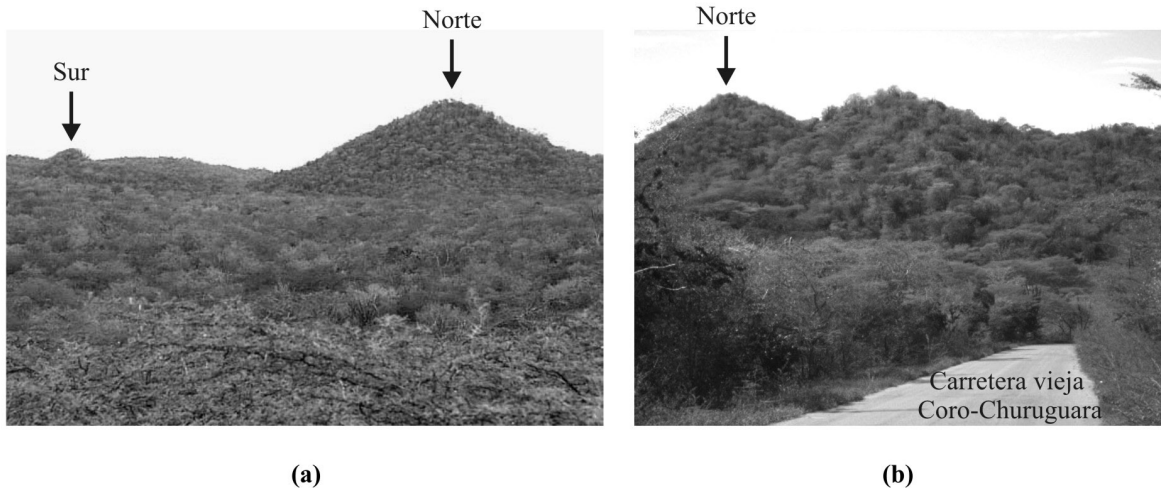


Figura 2. a) Panorámica del conjunto de chimeneas de brecha (diatremas) del cerro Atravesado.
 b) Del pequeño valle al este de la chimenea Norte (ver flecha blanca) provienen los variados xenolitos estudiados en este trabajo.



Figura 3. a) Afloramiento de lava con xenolitos en la ladera este del cerro Atravesado norte.
 b) Detalle de nódulo mantelar de 35 cm de diámetro *in situ* (muestra FA-53).

Lara, que incluirían secuencias cretácicas y terciarias.

METODOLOGÍA

Entre los años 2002 y 2008 en la ladera sur del cerro Atravesado Norte fueron recolectadas 24 muestras de mano de lavas con numerosos xenolitos, como bloques sueltos. También fueron recolectados, *in situ*, tres nódulos mantelares de peridotita espinélica, de hasta 35 cm de diámetro y uno de

anortosita de 20 cm de diámetro. En el presente trabajo se da una descripción petrográfica de las muestras, pero es de notar que algunas secciones finas de lava contienen varios xenolitos diferentes, mientras que otras fueron elaboradas en xenolitos decimétricos y abarcan una sola litología. La nomenclatura utilizada para identificar cada muestra y cada xenolito individual se explica en el anexo. La composición mineralógica se resume en las tablas 1 y 2.

Tabla 1. Composición modal de los xenolitos de origen ígneo en la lava del cerro Atravesado.

Muestra	Q*	Pl	Cpx*	Opx ⁺	Ol-S*	Cr-spn	Cb*	Op
FA-40	-	-	-	Tz	7	1	92	-
FA-41	2	-	-	Tz	56	2	40	-
FA-42	-	-	-	Tz	9	1	90	-
FA-43	-	-	-	Tz	57	2	39	Tz
FA-44A X2	-	-	-	Tz	83	-	16	1
FA-44B X1	-	-	-	Tz	85	-	14	1
FA-44BX	-	-	-	Tz	80	3	15	2
FA-51B X1	-	-	-	Tz	81	2	16	1
FA-53	-	-	-	Tz	77	2	17	4

Todas las muestras corresponden a la peridotita (lherzolita espinélica y lherzolita), y probablemente constituyen nódulos mantelares.

*: Clorita, serpentina, cuarzo y carbonatos son de origen hidrotermal, producto de la alteración del piroxenos y el Mg-olivino;

+: Incluye enstatita accesoria;

Abreviaturas: Q: cuarzo; Pl: plagioclasa; Ms: moscovita; Chl: clorita; Cb: carbonatos; Ttn: titanita; Ru: rutilo; Px: piroxeno; Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Phl: flogopita Cr-spn: Cr-espinela; Ol-S: olivino serpentinizado; Cb: carbonatos; Op: opacos.

Tabla 2. Composición modal de los xenolitos metamórficos en la lava del cerro Atravesado.

Muestra	Q	Pl	Ms-Chl	Px	Phl	Ttn-ru	Cb*	Litología	Origen probable
FA-38	2	---	13	---	---	Tz	81	Mármol diopsídico algo foliado	Basamento Precámbrico continental
FA-50 X1	---	---	---	32	17	1	50	Mármol diópsido-flogopítico	
FA-51B X1	---	---	---	36	15	---	49	Mármol diópsido-flogopítico	
FA-39	5	50		45	---	Tz	2	Granulita máfica (enderbita)	
FA-52	2	92	---	5	---	---	1*	(Meta)-anortosita	
FA-45 X1	70	4 ⁺	2	---	---	---	5*	Cuarcita micácea	Basamento Paleozoico o Mesozoico
FA-49A X1	73	1 ⁺	---	---	---	---	25*	Cuarcita (carbonatada)	
FA-49A X2	75	---	---	---	---	---	24*	Cuarcita (carbonatada)	

RESULTADOS

En las muestras recolectadas por Escorihuela & Rondón (2000) y Grande (2007, 2008), se reunió un conjunto de xenolitos centimétricos a decimétricos, que fueron agrupados como sigue:

- Nódulos mantelares serpentinizados y carbonatados de lherzolita o wherlita con Cr-espinela.
- Xenocristales de ortopiroxeno, serpentinizados y carbonatados.

- Rocas de aspecto gabroide, que incluyen granulita máfica y anortosita.
- Mármol de alto grado con diópsido y flogopita.
- Cuarcita micácea de bajo grado.
- Caliza fosilífera.
- Lutita, limolita e interestratificaciones de limolita y lutita.
- Chert negro (rico en materia orgánica).

Nódulos mantelares

Litológicamente corresponden a muestras de peridotita y en muestra de mano constituyen cuerpos esféricos a discoidales, con diámetro máximo de hasta 35 cm, embebidos en las lavas de la ladera sur del cerro Atravesado Norte (figura 3). Internamente muestran zonas periféricas de carbonatación de color pardo-marrón, probablemente debido a los carbonatos de Ca-Fe que remplazan a los piroxenos y zonas centrales de color verde de olivino y posible ortopiroxeno serpentinizados, pero de aspecto todavía ígneo y fresco. Es notable en estos nódulos la presencia de grandes cristales de 3-4 mm de Cr-espínela de color negruzco y brillo subadamantino (figuras 4 y 5). Petrográficamente son peridotitas con olivino serpentinizado a formas reticuladas y nodulares típicas (figura 6a), atravesadas por vetillas de crisotilo, con

algunos remanentes de cristales de ortopiroxeno serpentinizado, pero es difícil observar en ellas clinopiroxenos, pues están casi totalmente carbonatados, pero a pesar de ello se consideraron como de lherzolita o harzburgita espínélica. Su descripción petrográfica es la siguiente (tabla 1):

Olivino (serpentinizado): verde pálido, nodular, atravesado por retículas de vetas de crisotilo y pseudomorfizado a antigorita de aspecto plumoso o laminar. En parte las vetas de crisotilo han sido también carbonatadas y están orladas por microcristales opacos, posiblemente magnetita.

Clinopiroxeno (probable): totalmente alterado a carbonatos de Ca-Fe, se infiere su presencia debido a la existencia de parches de carbonato dentro de la peridotita.

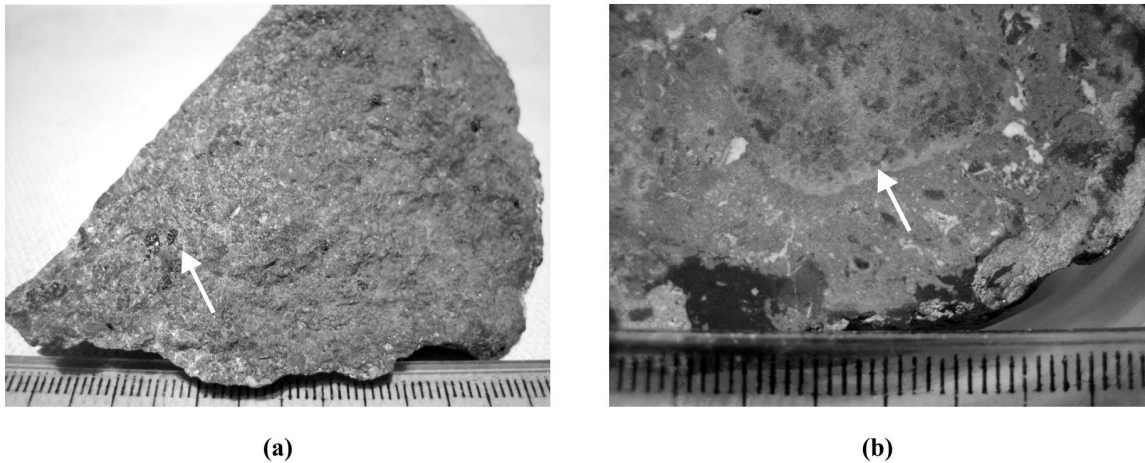


Figura 4. a) FA-53. Parte de un nódulo mantelar con Cr-espínela (flecha), se observa carbonatado (zona oscura del lado derecho) y serpentizado (zona clara del lado izquierdo). b) FA-44A X2. Lava con nódulo mantelar de peridotita espínélica con zona de reacción carbonatada (flecha). Escala en mm.

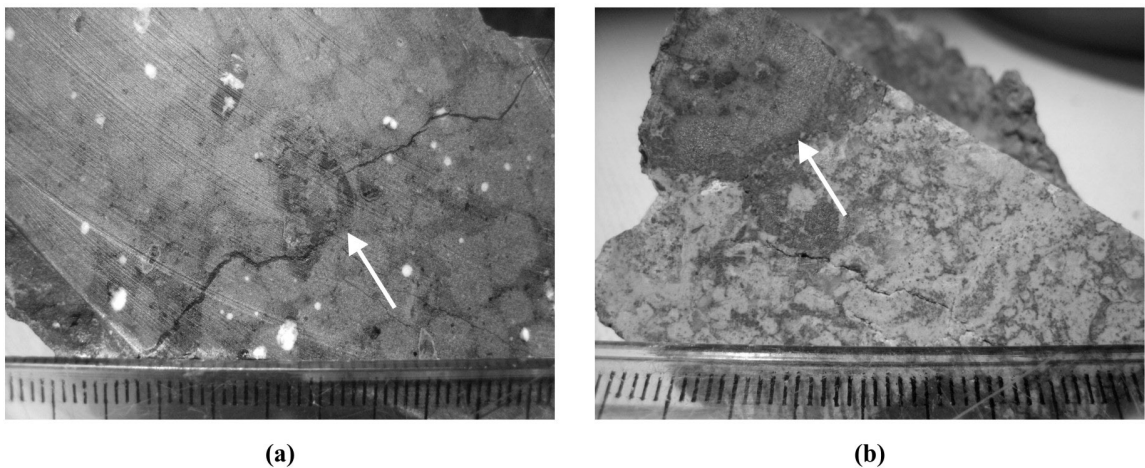
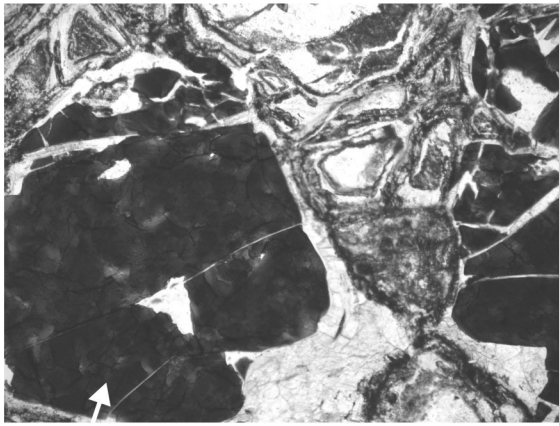
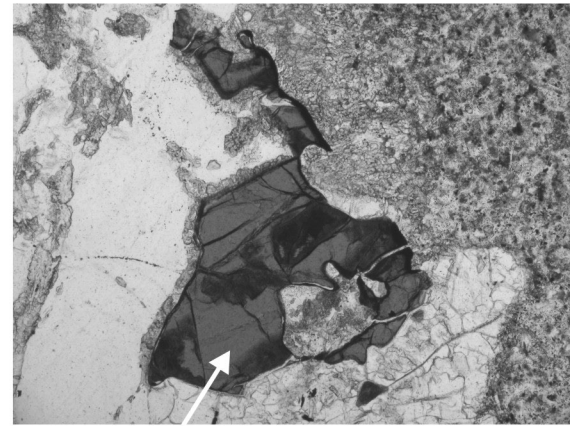


Figura 5. a) FA-51A. Lava variolítica con vetilla de crisotilo atravesando a un nódulo mantelar serpentizado (flecha). Nótese la zona de reacción (oscura) entre éste y la lava. b) FA-49A. Lava muy carbonatada con un nódulo mantelar serpentizado (flecha) mostrando zona de reacción de carbonato. Escala en mm.



Cr-espínela

(a)



Cr-espínela

(b)

0.2 mm

Figura 6. a) FA-53 sin nicoles (SN). Nódulo mantelar serpentinizado con Cr-espínela (oscuro). Nótese la extensa carbonatación de la serpentina previa y de los bordes del Cr-espínela. b) FA-42 SN. Contacto entre la basanita y un nódulo mantelar alterado. Nótese la delgada zona de alteración a carbonato alrededor del cristal de Cr-espínela.

Ortopiroxeno (serpentinizado): transformado a antigorita plumosa o laminar (bastita). Muy difícil de localizar en la matriz de olivino serpentinizado.

podría tratarse de siderita o ankerita, minerales que han sido hallados con frecuencia por el autor en estas lavas alteradas de Falcón.

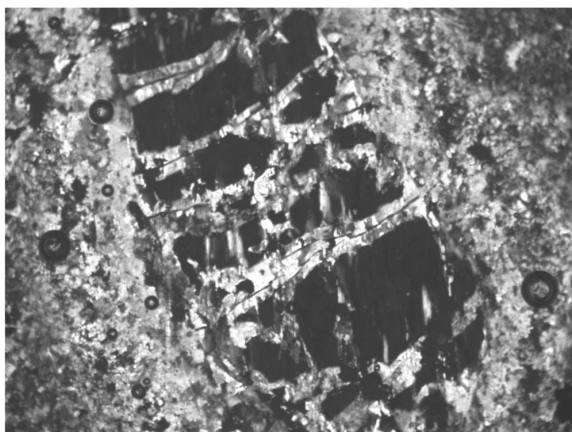
Cr-espínela: vistosos cristales ameboídales de intenso color pardo-naranja, fracturados, algo alterados a carbonatos de Ca-Fe, y con núcleos opacos de posible cromita (figura 6).

Xenocristales de ortopiroxeno

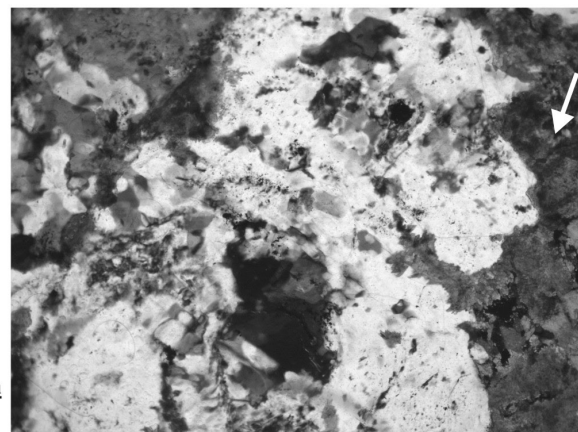
Alcanzan tamaños de hasta 7 mm de largo y se presentan aislados en la matriz volcánica. Están alterados a serpentina antigorítica, pero conservan continuidad óptica y extinción paralela (figura 7a), lo que atestigua que son cristales individuales fracturados de ortopiroxeno, separados de los nódulos mantelares que los contenían. Están cortados transversalmente por vetillas de carbonato y crisotilo y rodeados por una zona de reacción hidrotermal de carbonato y clorita.

Serpentina: como antigorita laminar y plumosa remplazando totalmente al olivino y al ortopiroxeno, o como crisotilo fibroso en vetillas que atraviesan los cristales de olivino serpentinizado, o que a veces cortan la lava ultrabásica.

Carbonatos: granulares, de aspecto algo sucio y oxidado,



(a)



(b)

0.2 mm

Figura 7. a) FA-51C X3 nicoles cruzados (NX). Xenocristal de ortopiroxeno serpentinizado (bastita), fracturado transversalmente. Vetillas de carbonato lo atraviesan y lo rodean. b) FA-39 NX. Xenolito de granulita (charnockita) máfica, nótese las complejas texturas antiperfíticas de la plagioclasa. La flecha indica piroxenos alterados.

Xenolitos de rocas metamórficas de alto grado

Estos comprenden granulita máfica, anortosita y mármol con diópsido y flogopita. Grande (2007) los interpretó como fragmentos de un basamento metamórfico de alto grado, de afinidad grevilliana, presente en varias localidades del NO de Venezuela, en forma de basamento de cuencas, bloques y olistolitos en conglomerados terciarios de las formaciones Nuezalito (Skerlec, 1976), Matatere (Martínez & Valletta, 2008) y Casupal (Lozano & Mussari, 2008), y en los afloramientos del cerro El Guayabo, estado Yaracuy (Grande *et al.* 2008; (Grande & Urbani, 2009). Su petrografía no deja lugar a dudas de su alto grado metamórfico (tabla 2).

Granulita máfica

Es un xenolito de 2 cm de diámetro embebido en la lava, de color pardo oscuro, grano medio, aspecto gabroide, con plagioclasa abundante y pseudomorfos de piroxenos cloritizados y/o carbonatados. Se evidencian texturas metamórficas típicas la facies de la granulita (figura 7b). La presencia de posibles pseudomorfos de orto o clinopiroxeno carbonatados y cloritizados permite clasificar estas rocas como posibles gabros charnockíticos. Los piroxenos están bastante descompuestos, pero es posible diferenciar los ortopiroxenos (ricos en Fe) de los clinopiroxenos (pobres en Fe) por su alteración a hidróxidos de Fe. A continuación se da su descripción petrográfica.

Plagioclasa: incolora, posiblemente oligoclasa-andesina, con maclado según la ley Carlsbad y bordes rectos. Tiene textura poiquiloblástica y mirmequítica, a menudo es antipertítica y contiene inclusiones de cuarzo de aspecto fibroso y alargado, junto con parches de Ca-Fe-carbonato.

Piroxenos (probables): pseudomorfos redondeados con hábito prismático corto. No puede acertarse el tipo de piroxeno debido a su alteración casi total a carbonatos ferruginosos y clorita, pero los granos más oscuros y ricos en Fe fueron posiblemente de ortopiroxeno rico en Fe.

Carbonatos: la calcita es incolora, granular y xenoblástica; los carbonatos de Ca-Fe (ankerita o siderita) son levemente pleocroicos en tonos marrones a pardos, de aspecto sucio y alterados a limonita. Todos provienen de la alteración de piroxenos y plagioclasa, aparecen como parches dentro de esta última y sustituyen al antiguo piroxeno, junto con la clorita. También aparecen como vetillas cortando a la plagioclasa y rodeándola, resaltando los bordes rectos de los granos.

Cuarzo: de probable origen hidrotermal, asociado a los carbonatos y la clorita como producto de alteración. A veces con hábito fibroso incluido en la plagioclasa.

Anortosita

Roca de color pardo claro con tintes verdosos, que conforma un xenolito decimétrico separado de la lava por la meteorización (figura 8a). La gran abundancia de plagioclasa (92%) permite clasificarla como anortosita. Pero son evidentes también las texturas metamórficas post-cristalización que exhibe la plagioclasa y la casi total alteración de los minerales máficos, posiblemente piroxenos (figura 8b). Su descripción petrográfica es la siguiente:

Plagioclasa: incolora, posiblemente andesina, sólo muestra algunas maclas según la ley Carlsbad. Con bordes rectos y poligonalizados, puntos triples frecuentes y no zonada, ex-

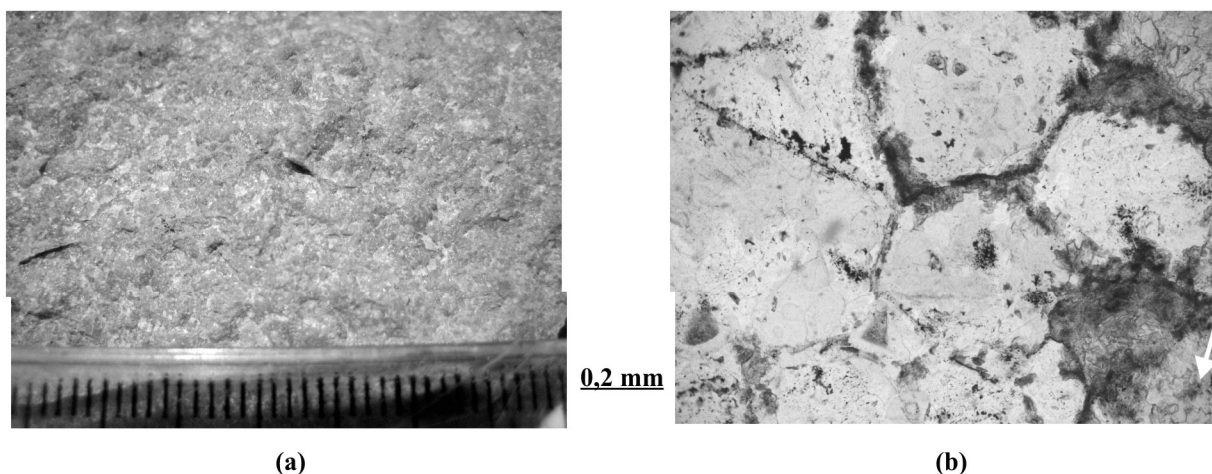


Figura 8. a) FA-52. Xenolito de anortosita carbonatado con textura equigranular. Escala en mm. b) FA-52 SN. Xenolito de anortosita. La plagioclasa muestra bordes rectos y poligonalizados, con puntos triples, típicos de texturas de acumulado que resaltan debido al carbonato y opacos de aspecto sucio.

hibe evidentes texturas de adcumulado a mesocumulado de origen primario (figuras 8b y 9). Son evidentes las texturas metamórficas posteriores a la cristalización, como poiquiloblástica, mirmequítica, y antipertítica. Contiene inclusiones de cuarzo fibroso y alargado, y parches de carbonato ferruginoso.

Piroxenos: marronzucos y casi totalmente alterados a clorita y óxidos. Por su hábito prismático corto pudiera tratarse de clinopiroxeno, pero la presencia de ortopiroxeno no puede ser descartada.

Carbonatos: producto de alteración de los minerales de la roca, donde los más afectados fueron los piroxenos cálcicos, pero la plagioclasa en lugares ha sido totalmente sustituida por parches de carbonato.

Clorita: producto de alteración de los minerales máficos primarios.

Opacos: probablemente sean el producto de alteración de los piroxenos. Algunos posiblemente sean Ti-magnetita o ilmenita debido al leucoxeno que los recubre.

Mármol de alto grado

Son rocas de grano medio a fino, con textura granoblástica a levemente foliada (figura 10). Su mineralogía es muy sencilla, constan a lo sumo de tres o cuatro fases esenciales y muy pocos accesorios. En estos mármoles de alto grado, las estructuras orgánicas han sido totalmente destruidas, pues son rocas recrystalizadas a muy altas temperaturas (> 750° C), en la facies de la granulita. Estos mármoles presentan abundantes silicatos, sobre todo máficos, como diópsido y flogopita (figura 11), lo que indica que las calizas dolomíticas o dolomías originales eran al menos arcillosas y/o silíceas.

El análisis petrográfico muestra la presencia de carbonato de aspecto limpio (posiblemente calcita o dolomita). El

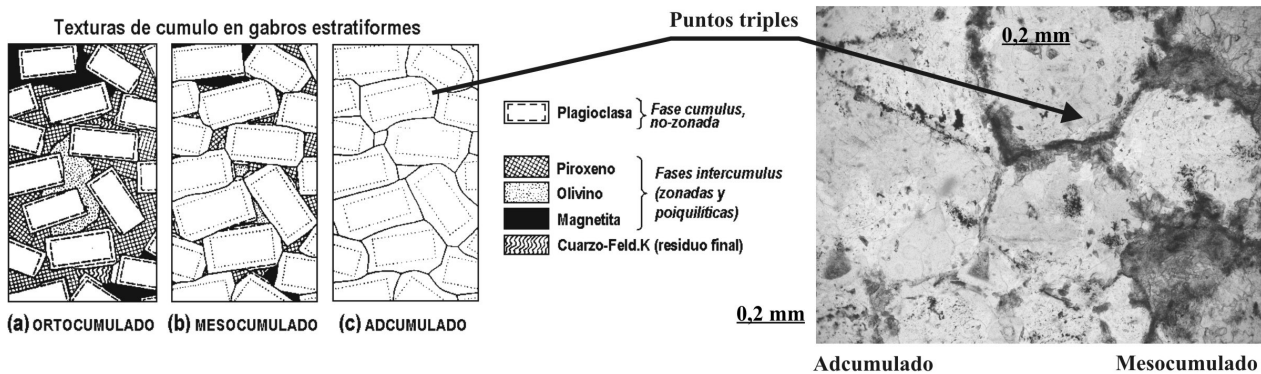


Figura 9. Se presenta como comparación las texturas de cúmulo que pueden presentar las rocas en complejos gabroides estratiformes. Traducido de Ehlers & Blatt (1982). Son evidentes las texturas de adcumulado a mesocumulado resaltadas por los bordes sucios carbonatados de los cristales de plagioclasa en la anortosita FA-52.

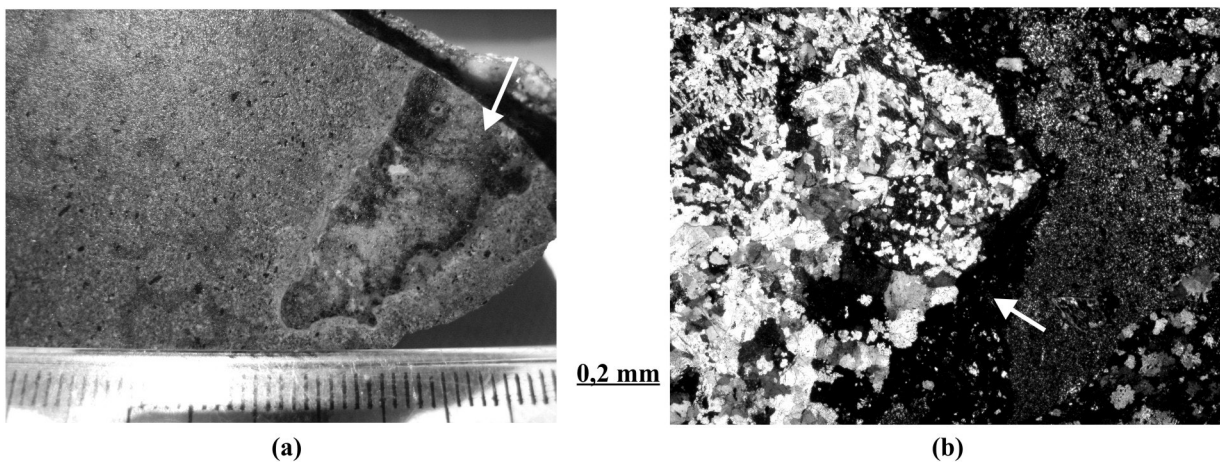


Figura 10. a) FA-48. Lava variolítica con xenolito de mármol de alto grado (flecha). Nótese la zona de reacción entre éste y la lava, formada mayormente por clorita (de color oscuro). Escala en mm. b) FA-38 NX. Xenolito de mármol mostrando una zona de reacción formada por clorita (flecha). Nótese la alteración de la lava.

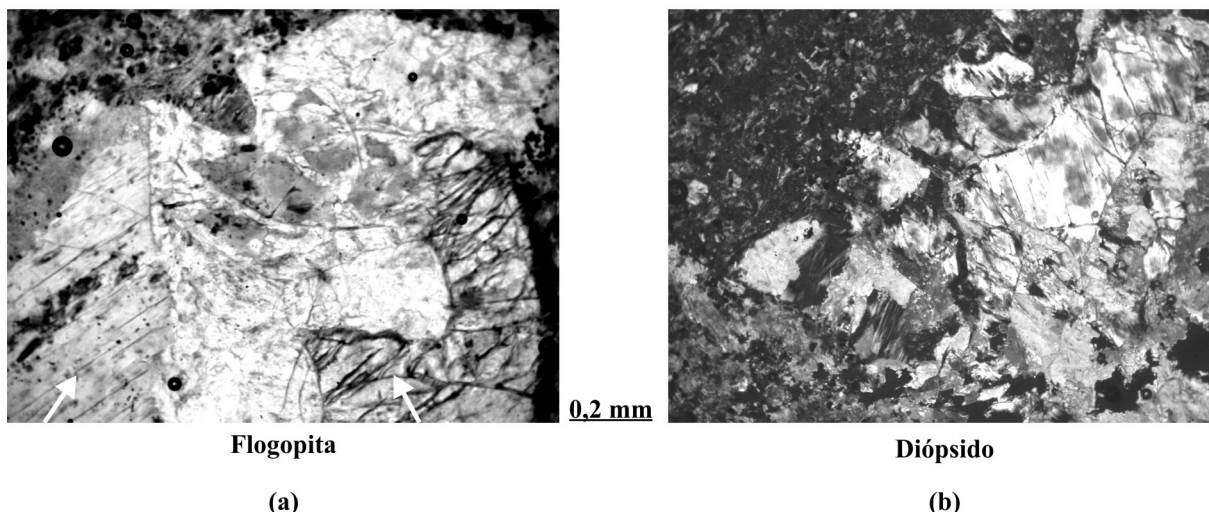


Figura 11. a) FA-50 X1.1 SN. Xenolito de mármol del basamento de alto grado.

Nótese la alteración de la flogopita a titanita-rutilo (flecha) y lo bien preservado que se halla el diópsido.
 (b) FA-50 X1.2 NX. Xenolito de mármol similar al anterior y ubicado en la misma muestra de lava FA-50.

piroxeno es diópsido muy pobre en Fe casi inalterado. Son conspicuas las hojuelas de flogopita:

Carbonato: incoloro, anhedral, de aspecto limpio, posiblemente calcita o dolomita, a menudo con textura de mortero, fuertemente triturado, con intensa deformación y plegamiento de las maclas polisintéticas.

Diópsido: neutro, subhedral a euhedral, casi siempre bien preservado (figura 11a), mostrando exsoluciones muy finas de ortopiroxeno, se trata de clinopiroxeno cálcico pobre en Fe. Los cristales a veces han sido sustituidos por el carbonato de la matriz o aparecen totalmente cloritizados.

Flogopita: débil pleocroísmo en tonos amarillentos a pardo-naranja, clivaje perfecto y hábito micáceo, con textura de “ojo de pájaro”. A veces muestra alteración a clorita y bandas de titanita-rutilo paralelas al clivaje (figura 11a).

Clorita: verde pálido, plumosa a fibrosa, forma agrupaciones aisladas que provienen de la alteración de cristales de clinopiroxeno magnesianos, de los cuales quedan algunas pequeñas reliquias; a veces presentes como alteración de la flogopita. También rodea a los xenolitos de mármol en el contacto con la lava encajante, como se observa en la figura 10b, donde ha sido producida por alteración y no forma parte de la roca original.

Cuarzo: incoloro, granular, escaso. Forma agregados donde es muy visible la poligonalización de los bordes rectos.

Apatito: incoloro, prismático-hexagonal, idioblástico con secciones prismáticas hexagonales, escaso.

Opacos: generalmente hematita en granos anhedrales.

Xenolitos de rocas metamórficas de bajo grado: cuarcita micácea y cuarcita

Algunos de los xenolitos son de cuarcita micácea foliada (figura 12), o de cuarcita granoblástica, con una mineralogía de bajo grado metamórfico. Su descripción petrográfica es la siguiente:

Cuarzo: en bandas granoblásticas de cristales finos a gruesos alternadas, a veces algunos cristales más grandes como porfidoclastos. Fuerte extinción ondulatoria y bordes suturados.

Biotita, muscovita o clorita: muy alteradas formando bandas lepidoblásticas paralelas, aunque el grado de alteración a limonita y opacos no permite acertar el tipo de mica, es evidente que se trata de un conjunto metamórfico pelítico de bajo grado, en la facies del esquisto verde.

Albita: incolora, xenoblástica, a veces con macla de Carlsbad (figura 12b). Su tamaño es algo mayor que el de los granos de cuarzo.

Xenolitos de rocas sedimentarias

Estos xenolitos fueron un hallazgo importante de este trabajo, pues ya se conocía de antemano la existencia de xenolitos ígneo-metamórficos y de nódulos mantelares en estas lavas (Grande, 2007). Dos litologías emblemáticas de la cuenca occidental cretácica de Venezuela han sido hallados en las lavas del cerro Atravesado: caliza microfósilífera (figuras 13, 14 y 15); y chert negro (figura 16); también

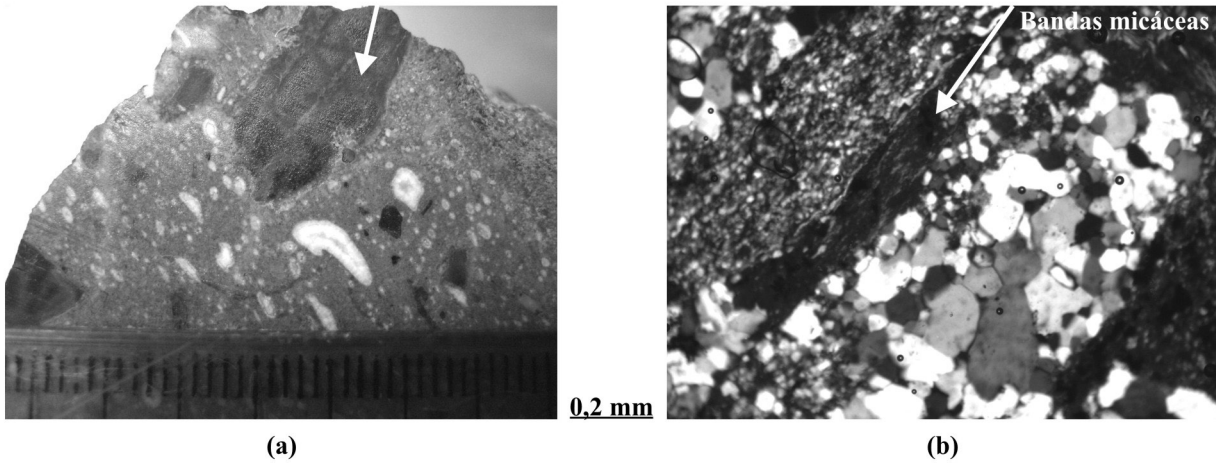


Figura 12. a) FA-45A. Xenolito de cuarcita micácea foliada (flecha). Se observan grandes amígdalas blanquecinas rellenas de carbonato zonadas concéntricamente. Escala en mm. b) FA-45A X1. Xenolito de cuarcita micácea. Las bandas micáceas (flecha) se ven oscuras debido a su alteración a limonita y clorita. Nótese la extinción ondulatoria del cuarzo y la presencia de plagioclasa albítica maclada según ley Carlsbad (Ab).

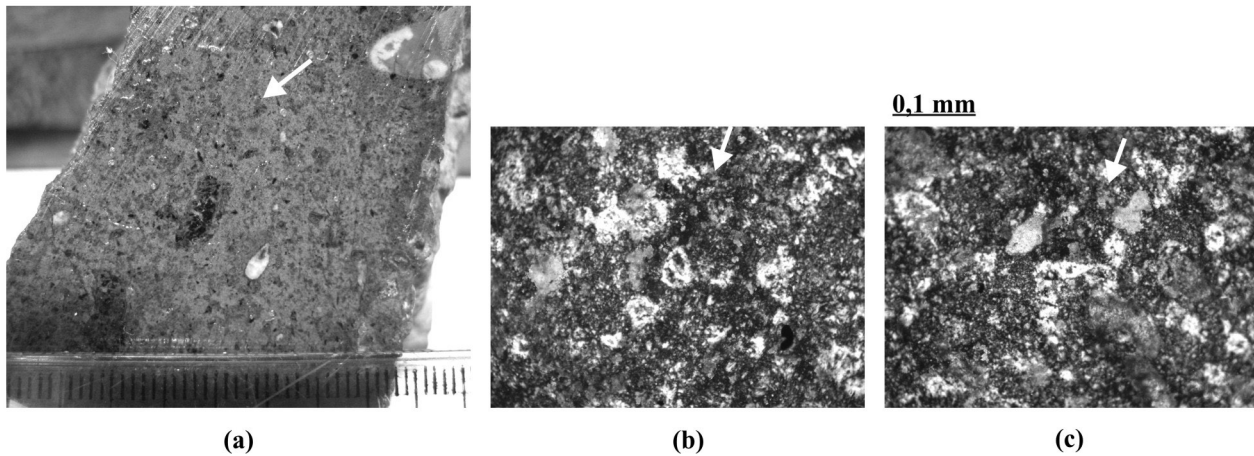


Figura 13. a) FA-51C. Lava con fragmento de caliza fosilífera y un xenocrystal de ortopiroxeno liberado de la peridotita que lo contenía (flecha). b) FA-51C X1.2 NX. Xenolito de caliza fosilífera (*wackstone*). c) FA-51C X1.3 NX. Nótese los posibles foraminíferos pláncnicos cretácicos silicificados (flechas).

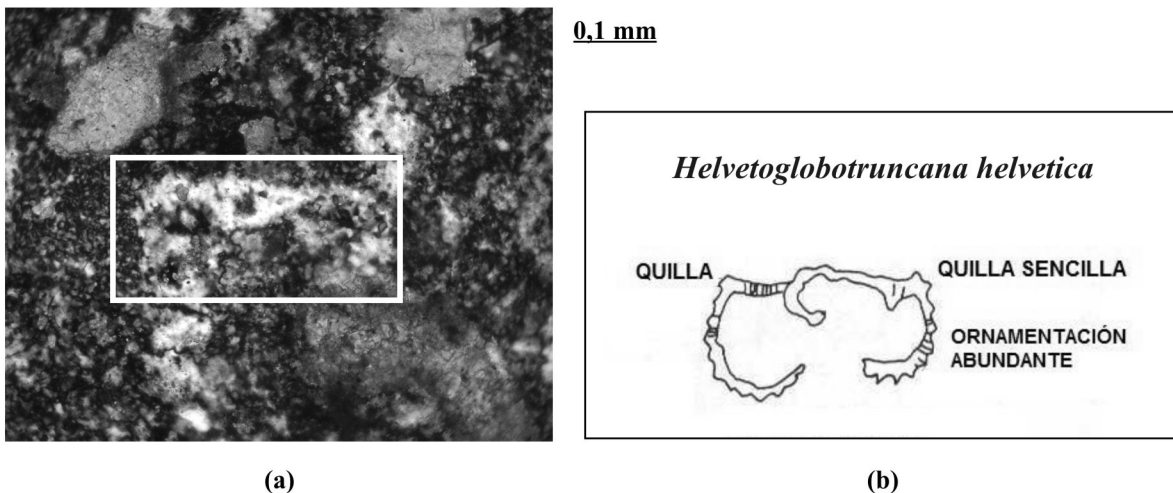


Figura 14. a) FA-51C X1.3 NX. Detalle de posible foraminífero pláncnico cretácico silicificado. b) Se muestra un esquema de la especie *Helvetoglobotruncana helvetica* puesto a la misma escala que el fósil en el recuadro en (a), donde se ve el parecido con el fósil hallado. Tomado y modificado de Stiler (1992).

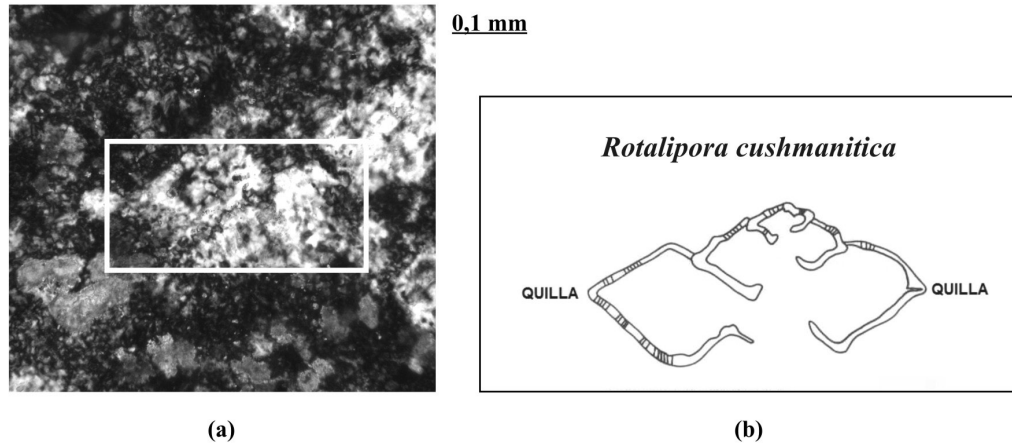


Figura 15. a) FA-51C X1.3 NX. Detalle de posible foraminífero pláctico cretácico silicificado. b) Se muestra un esquema de la especie *Rotalipora cushmani* que muestra cierto parecido al fósil hallado, sobre todo en la quilla presente en el lado izquierdo, con forma rómbica. Tomado de Stiler (1992).

existen limolitas y lutitas cuarzosas, no identificables. Las dos primeras litologías pueden adscribirse a la Formación La Luna por su color oscuro, debido a la materia orgánica presente, los abundantes microfósiles plácticos y el material carbonático que contienen (figuras 13b y 13c).

En la muestra FA-51C X1 a pesar de alto grado de recristalización a cuarzo que presentan los fósiles presentes en la roca, pudo ser reconocida una caliza fosilífera (*wackstone*) semejante a las de la Formación la Luna conteniendo foraminíferos plácticos cretácicos con quilla de los géneros *Helvetoglobotruncana* y *Rotalipora* (figuras 14 y 15). En la figura 17, la distribución temporal de foraminíferos plácticos cretácicos (Stiler, 1992), se observa que estos microorganismos coexistieron en el Cenomaniense tardío, lo que correspondería a la base de dicha Formación. La segunda

litología abundante en estos xenolitos sedimentarios son los cherts ricos en materia orgánica, que también podrían representar intervalos silicificados de la Formación La Luna (figura 16). La tercera litología son laminaciones de limolita y lutita (figuras 18 y 19) posiblemente pertenecientes a formaciones terciarias, pero difíciles de adscribir a ninguna unidad en particular.

Caliza fosilífera (*wackstone*)

Esta litología ha resultado crucial en este trabajo, pues en ella, a pesar del alto grado de silicificación, pues las conchas carbonáticas originales han sido sustituidas por cuarzo microgranular, fue posible hallar restos fósiles de foraminíferos plácticos cretácicos con quilla semejantes a las especies *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Rotalipora cus-*

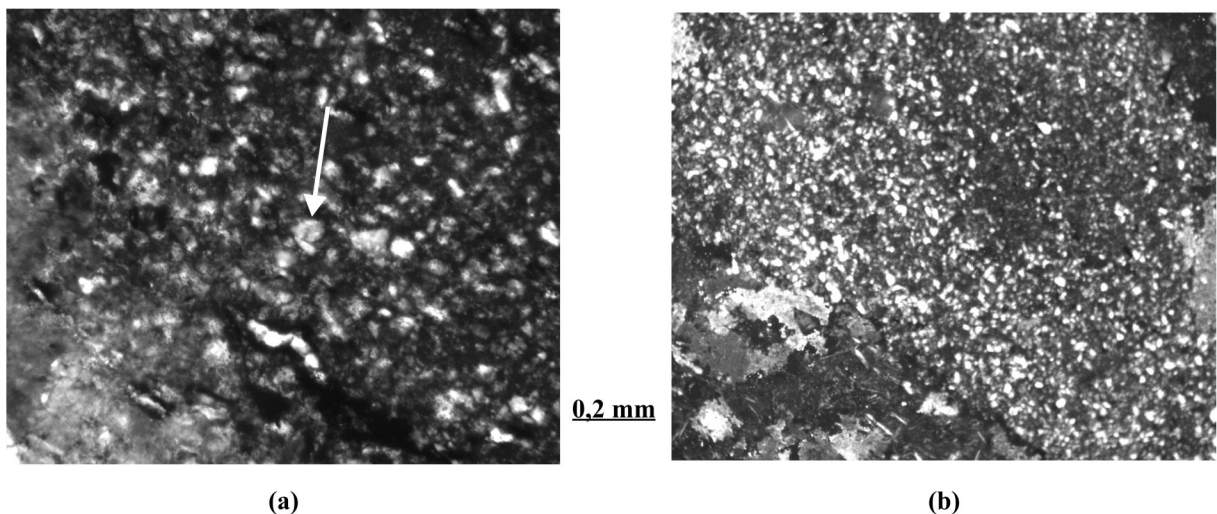


Figura 16. a) FA-44A X5 NX. Chert fosilífero rico en materia orgánica. Nótese un pequeño gasterópodo marcado por la flecha. b) FA-44B X2. Chert rico en materia orgánica. Estas rocas podrían pertenecer a la Formación La Luna, que contiene varios intervalos silicificados.

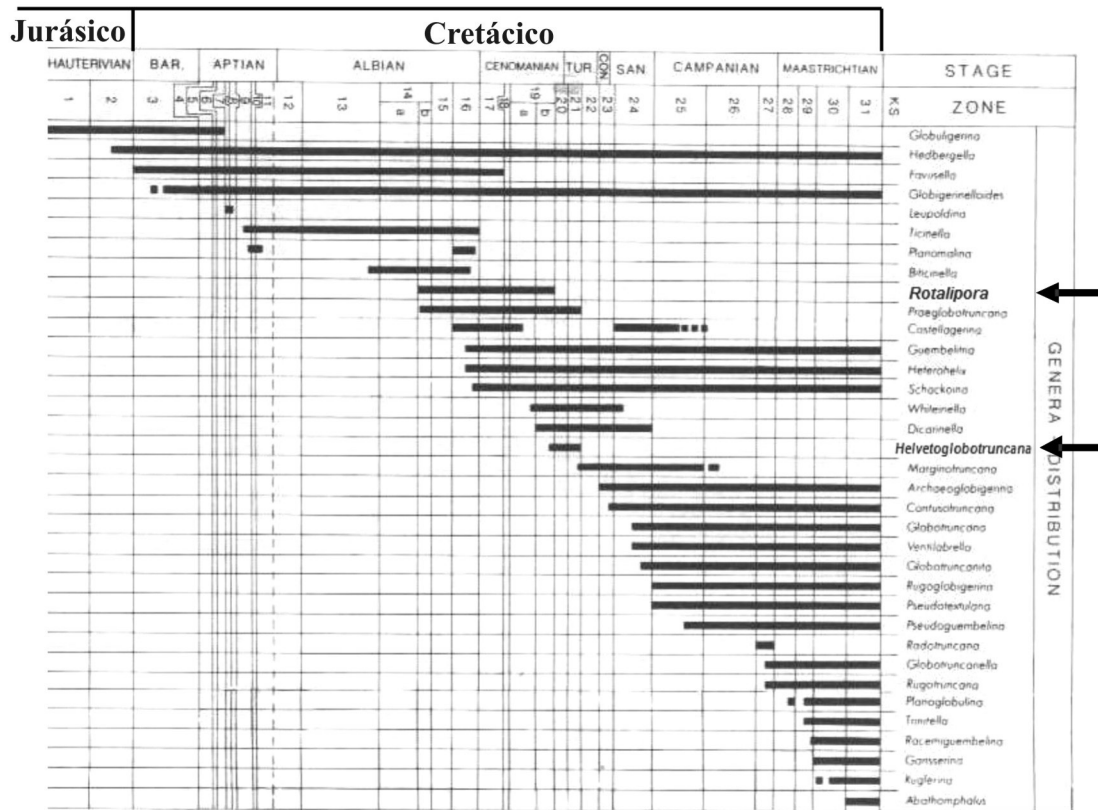
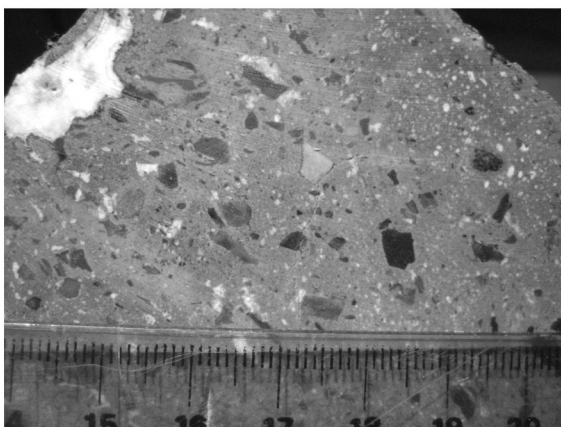
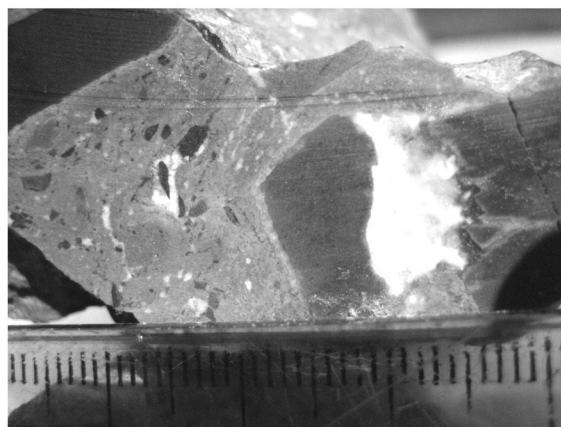


Figura 17. Distribución temporal de foraminíferos plácticos cretácicos mostrando la ubicación de la fauna identificada en el xenolito FA-51C X1. Por la coexistencia (recuadro punteado) de los géneros *Helvetoglobotruncana* y *Rotalipora* (en negrita, marcados con flechas) en el Cenomaniense tardío la roca correspondería a la parte basal de la Formación La Luna. Tomado de Stiler (1992).



(a)



(b)

Figura 18. a) FA-44. Lava con abundantes xenolitos metamórficos y sedimentarios. Descuelan los fragmentos de chert (negro) y de limolita (gris claro), los puntos blancucinos son amígdalas de la roca volcánica. b) FA-46 X1. Lava con gran fragmento de lutita alterado a carbonato (blanco). Escala en mm.

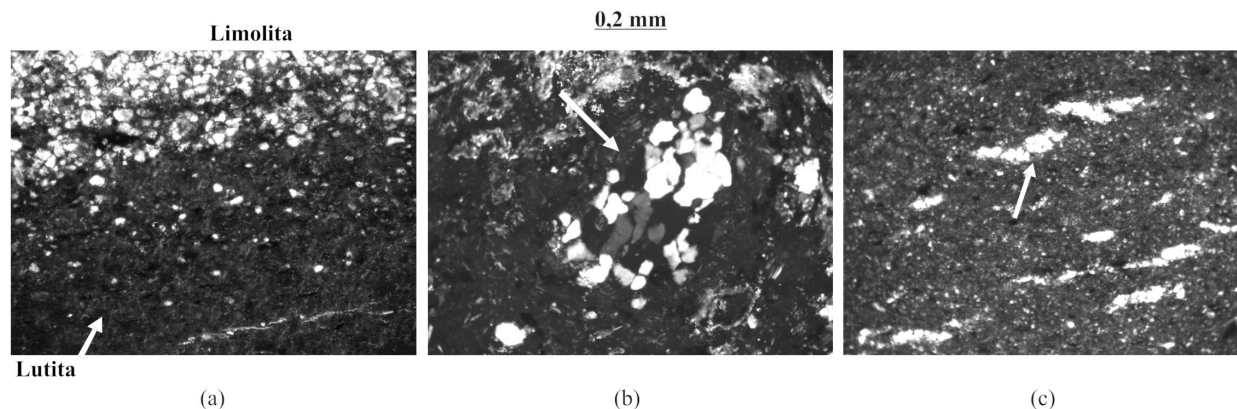


Figura 19. Rocas sedimentarias siliciclásticas de origen incierto. a) FA-44A X4. NX. Laminación entre limonita cuarzosa y lutita. b) FA-44B X3. NX. Xenolito de limolita (flecha), la matriz limosa fue removida durante la elaboración de la sección fina. c) FA-46 X1. Xenolito de lutita con lenticulas de cuarzo (¿o lenticillos arenosos?).

hmani, que se muestran en las figuras 14 y 15 junto con los esquemas de identificación de Stiler (1992). Algunas de las características morfológicas de estos organismos (quillas, formas de rombo, etc.) pudieron ser reconocidas, aunque con dificultad.

Chert negro

Roca oscura de grano muy fino formadas por cuarzo microcristalino acompañado por manchones marronzucos de materia orgánica y escasos fósiles de gasterópodos. El grado de recristalización de los microfósiles carbonáticos originales no permite su reconocimiento (figura 16).

Xenolitos de rocas clásticas (de origen incierto)

Son rocas limolíticas, formadas por granos de cuarzo subredondeados, con bordes suturados (figura 19b), laminaciones moderadamente gradadas de limonita y lutita (figura 19a) y separadas unos 5 mm, y lutitas ricas en materia orgánica con lenticulas de cuarzo microcristalino, que podrían ser lentes arenosas o fósiles recristalizados (figura 19c).

DISCUSIÓN

El origen más probable de las lavas de la cuenca central de Falcón y del cerro Atravesado posiblemente se debió a un proceso de colapso orogénico ocurrido en la región de retro-arco (back-arc) del arco de Grenada cuando éste se hallaba frente a la parte NO de Sudamérica, donde se generó un pequeño *rift* continental en cuyas etapas iniciales fueron intrusionados chimeneas de brecha basanítico-tefríticas como los cerros Atravesado y Redondo, llenos de xenolitos corticales y mantelares. Rodríguez & Sousa (2004) notan que en el perfil geofísico desde cabo San Román a Barquisimeto ocurrió un alargamiento cortical de la Cuenca de Falcón de unos 7,9 km durante el Oligo-

Mioceno, suficiente para explicar la extensión litosférica y una irrupción menor del manto astenosférico, que por fusión parcial y descompresión adiabática generó una modesta cantidad de magma básico intraplaca, de tendencia alcalina a transicional. Señalan los mencionados autores que aun después de la fase compresional post-miocena que invirtió la cuenca y originó el Anticlinorio de Falcón, el Moho en la cuenca central de Falcón se halla a unos 20 km de profundidad, estando la corteza todavía notablemente adelgazada debido a ese evento.

El modelo tectónico propuesto por McMahon (2001) (figura 20) muestra que los primeros cuerpos intrusivos (Atravesado y Redondo, Fase I) fueron chimeneas de brecha explosivas (diatremas) que irrumpieron a través de la litósfera mantelar trayendo a la luz nódulos de peridotita (lherzolita espinélica, figuras 4, 5, y 6), mientras que a niveles algo más someros el fracturamiento de la corteza continental permitió que también trajeran a la superficie xenolitos del basamento continental probablemente precámbrico, de afinidad grenvilliana (figuras 7, 8, 10 y 11), de los orógenos paleozoicos o mesozoicos de bajo grado (figura 12) y de napas sedimentarias post-jurásicas (figuras 13, 16, 18 y 19). Los cuerpos de la Fase II fueron mantos y chimeneas de basalto alcalino y hawaíta, mientras que los últimos cuerpos (Fase III) fueron de basalto transicional a toleítico (Agachiche, Manaure) y formaron mantos y chimeneas a menudo con estructuras columnares y carecen de xenolitos. La estrecha cuenca marina formada fue un retro-arco donde ocurrió la sedimentación de aguas profundas de las formaciones Paraíso y Pecaya, de modo que los cuerpos intrusivos fueron emplazados en sedimentos pelítico-psamíticos saturados en agua, desatándose así una vigorosa circulación hidrotermal, que alteró tanto a las lavas como a los xenolitos contenidos en ellas con una fuerte carbonatación y cloritización. El episodio de expansión cortical tuvo una relativa corta duración, unos

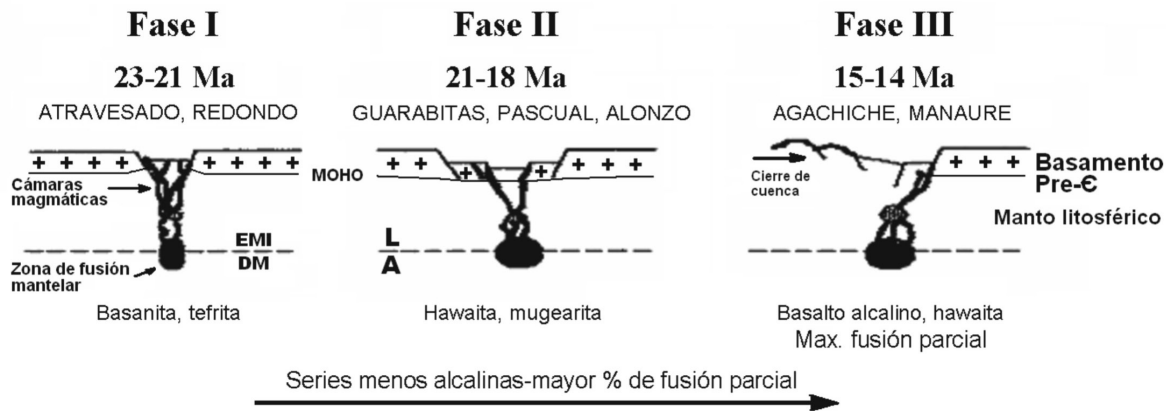


Figura 20. Modelo tectónico propuesto para el vulcanismo intraplaca de la cuenca de Falcón.

El carácter del magma alcalino-máfico se hizo cada vez menos subsaturado a medida que el rifting avanzaba con el tiempo y aumentaba el porcentaje de fusión parcial. Modificado de McMahon (2001).

8 Ma, de modo que hace 15-14 Ma comenzó un cierre de cuenca diacrónico y finalizó la actividad ígnea. Las edades disponibles corresponden a dataciones efectuadas por el método Ar-Ar, presentadas por McMahon (2001).

El ascenso explosivo de lavas basaníticas del cerro Atravesado ricas en volátiles, provenientes de la fusión parcial de un manto enriquecido (McMahon, 2001), como lo atestiguan sus numerosas amígdalas (figuras 12a y 18a) y la previa serpentización de los nódulos mantelares (figuras 4a, 5 y 6), generó chimeneas de brecha intrusivas o diatremas: el magma intrusivo no estaba constituido por un fundido rocoso mayoritario sino por un sistema fluidizado de fragmentos de roca, cristales y volátiles, suficiente sólo para causar una alteración hidrotermal clorítico-carbonática de temperatura moderada.

Esto queda evidenciado por el carácter fragmentario de estas lavas y la presencia de abundantes xenolitos. Algunos de estos son nódulos mantelares peridotíticos de hasta 35 cm de diámetro, con un peso de más de 8 kg (figura 3b) que fueron traídos a la superficie por la violencia eruptiva de estas lavas, que en algunos casos fue capaz de disgregarlos y dejar sueltos a xenocristales de ortopiroxeno aislados y fracturados (figuras 7a y 13a). No se observa en los xenolitos, sobre todo en los de naturaleza carbonática o pelítica, ningún efecto de pirometasomatismo ni una aureola metamórfica de alta temperatura, sino una milimétrica zona de reacción hidrotermal de temperatura moderada, constituida por clorita y carbonatos de Ca-Fe que los rodea y a veces los penetra y sustituye parcialmente. Esto se observa en las figuras 4b, 5, 7a, 10 y 18b.

Los estudios de Escorihuela & Rondón (2000) corroboraron la naturaleza subsaturada de las lavas del cerro Atravesado

en base a elementos traza inmóviles y algunas evidencias petrográficas, como la presencia de analcima y noseana producto de alteración deutérica de nefelina primaria y de pseudomorfo alterados de olivino.

Los xenolitos hallados van desde peridotitas mantelares serpentizadas, rocas metamórficas de alto y bajo grado, así como rocas sedimentarias carbonáticas y siliciclásticas. En todas ellas son evidentes los efectos del metasomatismo hidrotermal, que afectó a las lavas haciéndolas casi irreconocibles.

Los xenolitos gabroides fueron interpretados como granulita máfica (o posible charnockita) y anortosita.

El grado de alteración de los minerales dificulta su identificación, tanto es así que fueron consideradas como rocas gabroides por Brueren (1949) y Muessig (1978, 1979). Sin embargo las complejas texturas de la plagioclasa (antiperítica, mirmequítica y poiquiloblástica), además de la fuerte alteración de los piroxenos y un leve bandeamiento, evidencian su naturaleza metamórfica (figura 7b). Igualmente en la anortosita son evidentes las texturas ígneas de acumulado y mesocumulado, formadas por el asentamiento de cristales de plagioclasa como fase cumulus en el fondo de una cámara magmática, donde el líquido residual intersticial promovió el sobrecrecimiento de los cristales de plagioclasa previos, siendo comunes en ellos los típicos bordes rectos, la poligonalización con puntos triples y la ausencia de zonación que caracterizan a estas texturas (figuras 8b y 9).

El mármol de alto grado metamórfico es una roca carbonática metasedimentaria, que considerando su edad posiblemente proterozoica no puede sino representar

antiguos arrecifes o plataformas de estromatolitos, de algas carbonáticas coloniales que aun persisten en algunas playas australianas. En esos lejanos tiempos no existían ni siquiera braquiópodos, crinoideos o corales, sólo se conocen y son muy difundidas en ese eón estas colonias algales que en algunos cinturones de rocas verdes proterozoicas muestran muy poco metamorfismo y recristalización, permitiendo acertar su origen orgánico. Siendo este mármol una roca con diópsido y flogopita (figura 11), ninguna estructura orgánica ha sido preservada debido a su recristalización y neomineralización a altas temperaturas, en la facies de la granulita. Su abundancia en diópsido y flogopita implicaría que las rocas carbonáticas precursoras fueron depositadas en plataformas o mares epic Continentales en márgenes pasivos, pero con un cierto aporte terrígenos de arcilla illítica potásica (flogopita) y posible cuarzo detrítico (silicatos). La dolomitización de las calizas originales pudo haber ocurrido, tal como sucede en tiempos más recientes, en ambientes supramareales del tipo sabkha, o de lagunas hipersalinas, en clima árido a semiárido.

La cuarcita micácea hallada (figura 12) podría pertenecer al basamento de la cuenca Occidental, posiblemente a alguna unidad metasedimentaria formada bien durante la orogénesis de finales del Paleozoico y presente como basamento de las Napas de Lara (unidades similares afloran en la región andina, como la Asociación Cerro Azul y la Formación Mucuchachí, que contienen litologías análogas de bajo grado); o más probablemente, como parte del orógeno de la cordillera de la Costa, que aflora como la Filita de Pueblo Nuevo, en la península de Paraguaná, a la que por su contenido en amonites se le asigna una edad jurásica.

Uno de los hallazgos más importantes de este trabajo fueron los xenolitos de caliza fosilífera (*wackstone*) que contienen numerosos microfósiles silicificados (figuras 13, 14 y 15), y los de chert negro (figura 16). Algunos de estos microorganismos pudieron ser reconocidos como foraminíferos plácticos cretácicos de los géneros *Helvetoglobotruncana* y *Rotalipora*, que coexistieron a finales del Cenomaniense y permitieron establecer la presencia de la parte basal de la Formación La Luna en el basamento de la cuenca de Falcón central, donde posiblemente formaría parte de las Napas de Lara, asociadas a un complejo basamento ígneo-metamórfico Proterozoico tardío a Mesozoico, representado por los xenolitos metamórficos de alto y bajo grado, respectivamente. La Formación La Luna aflora unas decenas de km al sur del cerro Atravesado, en Siquisique, en las Napas de Lara, pero allí el basamento ígneo-metamórfico antiguo no está expuesto, existiendo grandes cuerpos ofiolíticos mesozoicos. Cabe destacar que la fuerte silicificación observada en la

Formación La Luna se debió a un proceso diagenético de la propia unidad y no está ligado al hecho de haber sido arrancada esta roca de las Napas de Lara en el basamento de la cuenca de Falcón para luego ser incorporada al cuerpo volcánico donde se halla. Como se dijo antes, la alteración que tienen todos los xenolitos y las lavas del cerro Atravesado es carbonato-clorítica, no silícea.

Es difícil establecer a qué unidad podrían pertenecer los xenolitos de rocas siliciclásticas de grano fino ricas en materia orgánica hallados (figuras 18 y 19), son de difícil identificación y carecen de fósiles, por lo que habría estas dos posibilidades: lutita y limolita cretácicas, del tipo Formación La Luna; o lutitas terciarias del tipo formaciones Paraíso, Pecaya o Castillo. Dada la extensión geográfica de estas formaciones, lo más probable es que se trate de lutitas y limolitas cuarzosas de la Formación Paraíso, unidad ésta que constituye la roca caja a nivel somero este cuerpo volcánico intrusivo. Algunas lutitas contienen lenticulas de cuarzo policristalino que pudieran ser también fósiles silicificados, pero de ser así sus estructuras orgánicas estarían totalmente destruidas y no serían identificables. Estas litologías pudieran pertenecer a formaciones clásticas tanto cretácicas como terciarias presentes en las Napas de Lara que subyacen a la cuenca de Falcón.

En la tabla 3 se listan los diversos xenolitos estudiados en base a su naturaleza, con sus posibles unidades formacionales de proveniencia. Estos abarcan una gran variedad de tipos litológicos ígneos, metamórficos y sedimentarios y probablemente comprenden un lapso entre Proterozoico tardío a Terciario, es decir, estos xenolitos proveen un muestrario completo de la corteza continental de Sudamérica en el NO de Venezuela y de las napas supracorticales que la cubren; además de traer nódulos y xenocristales del manto litosférico continental.

En la tabla 4, para mayor claridad, se agrupan los tipos litológicos según su proveniencia posible, relacionándolos tentativamente con ciclos o eventos tectónicos ocurridos en el norte de Sudamérica desde el Proterozoico tardío (Grande, 2005). Las rocas más antiguas son sin duda los nódulos mantelares, y es posible interpretar la presencia de un basamento ígneo-metamórfico complejo compuesto por unidades metamórficas de alto grado, de probable afinidad grenvilliana (Proterozoico tardío), y de bajo grado de los orógenos del Paleozoico tardío, posiblemente sobrecorrido por napas imbricadas post-jurásicas que involucran al menos unidades formacionales cretácicas y terciarias.

Tabla 3. Xenolitos, su naturaleza y unidades de proveniencia posibles.

Xenolito	Litología	Naturaleza	Proveniencia posible
FA-40, 41, 42, 43	Peridotita espinélica serpentizada	IP	Nódulo mantelar
FA-44A X2	Peridotita espinélica serpentizada	IP	“ “
FA-44B X1	Peridotita espinélica serpentizada	IP	“ “
FA-44BX	Peridotita espinélica serpentizada	IP	“ “
FA-51B X1	Peridotita espinélica serpentizada	IP	“ “
FA-53	Peridotita espinélica serpentizada	IP	Nódulo mantelar gigante
FA-51A X1	Xenocristal de ortopiroxeno	IP	Nódulo mantelar disgregado
FA-51A X2	Xenocristal de ortopiroxeno	IP	“ “
FA-51B X2	Xenocristal de ortopiroxeno	IP	“ “
FA-51B X3	Xenocristal de ortopiroxeno	IP	“ “
FA-51C X3	Xenocristal de ortopiroxeno	IP	“ “
FA-39	Granulita máfica	MI	Basamento grenvilliano
FA-52	Anortosita o leucogabro	MI	“ “
FA-38	Mármol diopsídico	MS	“ “
FA-50 X1	Mármol con diópsido y flogopita	MS	“ “
FA-51C X2	Mármol con diópsido y flogopita	MS	“ “
FA-45A X1	Cuarcita micácea	MS	Orógeno paleozoico o mesozoico
FA-49A X1	Cuarcita	MS	“ “
FA-49A X2	Cuarcita	MS	“ “
FA-44A X1	Lutita limosa rica en materia orgánica	SC	Formación La Luna
FA-46 X2	Chert rico en materia orgánica	SB	“ “
FA-51C X1	Caliza fosilífera (wackstone)	SB	“ “
FA-44A X3	Arenisca cuarzosa fina a limonita	SC	?
FA-44A X4	Laminaciones de lutita y limonita	SC	?
FA-44B X2	Limolita	SC	?
FA-44B X3	Lutita con lenticulas de cuarzo	SC	?
FA-46 X1	Lutita con lenticulas de cuarzo	SC	?

Abreviaciones: **IP:** ígnea plutónica; **SC:** sedimentaria clástica; **SB:** sedimentaria bioquímica; **MS:** metasedimentaria; **MI:** metaígnea.

Tabla 4. Correlación de los xenolitos con ciclos o eventos tectónicos según Grande (2005).

Xenolitos	Características litológicas	Ciclo o evento tectónico representado
FA-44A X3	Arenisca cuarzosa fina a limonita	Cuenca occidental de Venezuela (?) Napas de Lara (?) Terciario-Cretácico (?)
FA-44A X4	Laminaciones de lutita y limonita	
FA-44B X2	Limolita	
FA-44B X3	Lutita con lenticulas de cuarzo	
FA-46 X1	Lutita con lenticulas de cuarzo	
FA-44A X1	Lutita limosa rica en materia orgánica	Margen pasivo proto-Caribe Formación La Luna Cenomaniense-Turonense
FA-46 X2	Chert rico en materia orgánica	
FA-51C X1	Caliza fosilífera (wackstone)	
FA-45A X1	Cuarcita micácea	Orogénesis del Paleozoico tardío Apalache-Ouachita (450-290 Ma)
FA-49A X1	Cuarcita	
FA-49A X2	Cuarcita	
FA-38	Mármol diopsídico	Orogénesis Grenvilliana Metamorfismo de alto grado Proterozoico tardío (1250-950 Ma)
FA-39	Granulita máfica	
FA-50 X1	Mármol con diópsido y flogopita	
FA-51C X2	Mármol con diópsido y flogopita	
FA-52	Anortosita o leucogabro	
FA-40, 41, 42, 43	Peridotita espinélica serpentinizada	Nódulos mantelares de peridotita espinélica (Iherzolita-wherlita)
FA-44A X2	Peridotita espinélica serpentinizada	
FA-44B X1	Peridotita espinélica serpentinizada	
FA-44BX	Peridotita espinélica serpentinizada	
FA-51B X1	Peridotita espinélica serpentinizada	
FA-53	Peridotita espinélica serpentinizada	Cristales aislados de opx provenientes de nódulos peridotíticos mantelares disgregados
FA-51A X1, X2	Xenocristales de ortopiroxeno (opx)	
FA-51B X3	Xenocristales de ortopiroxeno	
FA-51C X3	Xenocristales de ortopiroxeno	

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El origen profundo de estas lavas alcalino-máficas es indiscutible debido a su contenido en nódulos mantelares de peridotitas espinélicas y xenocristales de ortopiroxeno separados de estos, que provienen de la litósfera mantelar de Sudamérica. El ascenso explosivo de estas chimeneas de brecha de lava basáltico-tefrítica rica en volátiles irrumpió a través de la corteza continental, de modo que ha sido posible hallar en ellas también xenolitos provenientes de distintos niveles de la corteza, incluyendo los de un posible basamento Proterozoico interpretado recientemente por Grande (2007) y Grande *et al.* (2007, 2009).

En este trabajo ha sido reconocida por primera vez la presencia de xenolitos de rocas sedimentarias de la cuenca occidental de Venezuela posiblemente atribuibles a la base de la Formación La Luna, de edad Cenomaniense, y de orógenos del Paleozoico tardío (hercinianos), o más probablemente del Mesozoico. Se concluye que el basamento

de la cuenca de Falcón central consta probablemente de napas imbricadas -similares o continuación de las Napas de Lara que afloran unos 40 km al sur, en Siquisque- que involucran rocas pertenecientes al menos a cuatro ciclos o eventos tectónicos de los cuales se interpretan: de alto grado (grenvilliano), de bajo grado (Apalachiano-Ouachita o de la cordillera de la Costa), y se reconocen: el proto-Caribeño (margen pasivo Cretácico al norte de Sudamérica) y el Falconiano (apertura de cuenca retro-arco o de colapso orogénico, con actividad ígnea intraplaca asociada).

Según Mendi *et al.* (2005) en la plataforma de La Vela, situada a unos 70 km al norte del cerro Atravesado, el basamento de la cuenca de Falcón está constituido por rocas metamórficas de alto grado de probable origen grenvilliano (mármol, gneis pelítico de alto grado, granulita félsica y clinopiroxenita), de metasedimentaria tipo Filita de Pueblo Nuevo o de roca basáltica tipo Complejo de Santa Ana, estando ausentes aparentemente en esa zona las rocas (napas) post-jurásicas (sedimentarias).

Se requiere de un modelo tectono-sedimentario integrado de la cuenca de Falcón que trate de explicar las variaciones tan marcadas observadas en el basamento de la misma, puesto que las Napas de Lara están ausentes en la zona al norte de La Vela, pero están presentes al sur, como basamento de las formaciones Paraíso y Pecaya, de edad Oligoceno, donde fue intrusionada posteriormente la chimenea del cerro Atravesado y los otros cuerpos ígneos asociados.

Varios fragmentos de 0,5-1 kg de cada uno de los xenolitos mantelares aquí estudiados han sido enviados a la Universidad de Arizona, para efectuar en ellos análisis con microsonda de electrones a fin de realizar estudios de geotermometría y geobarometría en las Cr-espinelas mantelares. Además se va a determinar la edad U-Pb en circón por el método SHRIMP, pues resultó que estos xenolitos peridotíticos contienen circón en proporciones realmente inusitadas para rocas ultramáficas. Con este estudio se tendrá una idea de la profundidad, temperatura y edad de la litósfera mantelar debajo de la cuenca de Falcón, que es parte de la litósfera continental de Sudamérica. Se espera publicar dichos resultados este mismo año, en una revista internacional.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento a los Profesores Olga Rey y Rafael Falcón, del Departamento de Geología de la U.C.V., por sus valiosos aportes en la identificación de las unidades sedimentarias y la fauna fósil presente. Al profesor Franco Urbani por su asesoría y amplia colaboración en este trabajo. Al profesor Ricardo Alezones, al ingeniero Luis Camposano y los tesisistas del laboratorio 330 del Departamento de Geología de la U.C.V. por su ayuda en la toma de las numerosas fotomicrografías. Igualmente se agradece al ingeniero Eduardo Rivadeneyra por su desinteresada ayuda y soporte en las labores de campo en la zona del cerro Atravesado en enero de 2008. Y también al señor Arturo Cedeño por la elaboración de las excelentes secciones finas. Este trabajo es una contribución parcial del proyecto GEODINOS G-2002000478 (UCV-FUNVISIS-FONACIT).

REFERENCIAS

- BRUEREN, J. (1949). Geological Report CPMS-310. Paraiso-Manaure (Center Falcon). Cía. Shell de Venezuela, Informe inédito: p. 20.
- EHLERS, E. & BLATT, H. (1982). Petrology, Igneous, Sedimentary and Metamorphic. W.H. Freeman, San Francisco: pp. 228-229.
- ESCORIHUELA, N. & RONDÓN, J. (2002). Estudio de las rocas ígneas presentes en el centro de la cuenca de Falcón. *Geos (UCV, Caracas)* 37: 58-59, +247 p. en CD.
- GRANDE, S. (2005). Ciclos tectónicos en la cordillera de la Costa. *Geos (UCV, Caracas)* 38: 4-6, +presentación de 39 láminas en CD.
- GRANDE, S. (2007). Xenolitos en las lavas del cerro Atravesado, Cuenca de Falcón central. *Memorias IX Cong. Geol. Venez., Caracas, Venezuela*, +10 p., en CD.
- GRANDE, S., URBANI, F., MENDI, D. (2007). Presencia de un basamento grenvilliano de alto grado en Venezuela noroccidental. Estudio en progreso. IX Cong. Geol. Venez., Caracas, Venezuela, +16 p., en CD.
- GRANDE, S. & URBANI, F. (2009). Presence of a high grade basement in Northwestern Venezuela of posible grenvillian affinity. *Special. Pub. Geol. Soc. London*. In press.
- HACKLEY, P., URBANI, F., GARRITY, C. (2005). Geological shaded relief map of Venezuela 1:750.000. U.S. Geological Survey, Open File Report 2005-1038. [<http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038>]. Capturado en julio 2008.
- LOZANO, F. MUSSARI, A. (2008). Geología de los macizos ígneo-metamórficos del norte de Yumare, estados Yarecu y Falcón. *Geos (UCV, Caracas)*, p. 40, 286.
- MARTÍNEZ, J. & VALLETTA, G. (2008). Petrografía de las facies gruesas de la Formación Matatere y otras unidades del centro-occidente de Venezuela. *Geos (UCV, Caracas)*, p. 40, 277.
- MCMAHON, C.E. (2001). Evaluation of the effects of oblique collision between the Caribbean and South American plates using geochemistry from igneous and metamorphic bodies of Northern Venezuela. Univ. de Notre Dame, Indiana, Tesis doctoral. 227 p. Reproducido en *Geos (UCV, Caracas)* 38, +210 p., en CD.
- MENDI, D., CAMPOSANO, L., BAQUERO, M. (2005). Petrografía de rocas del basamento de la ensenada de La Vela. Notas de avance. *Geos (UCV, Caracas)* 38: 32-33, +presentación de 42 láminas en CD.
- MUESSIG, K.W. (1978). The central Falcon igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geol. en Mijn.*, 57(2): pp. 261-266.
- MUESSIG, K.W. (1979). The central Falcon igneous rocks,

Northwestern Venezuela: their origin, petrology, and tectonic significance. Univ. de Princeton, New Jersey, Tesis doctoral. pp. 281.

MUESSIG, K.W. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela, and adjacent areas. En: The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Memoir Geological Society of America, 162: 217-230.

RODRÍGUEZ, J. & SOUSA, J.C. (2003). Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto. Estados Falcón y Lara. Universidad Central de Venezuela, Trabajo Especial del Grado. Inédito, p. 322.

SKERLEK, G.M. (1976). Geology of the Acarigua area. Univ. de Princeton, New Jersey, Tesis doctoral 315p. Reproducido en Geos (UCV, Caracas) 39: 199-200, +315p en DVD.

STILER, W. (1992). Cretaceous planctonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanographic events in the Pacific ocean with emphasis on indurated sediment. Centenary of Japanese Micropaleontology, K. Ishikazi & T. Saito, eds.: pp. 281-299

ANEXO

CONTEO MODAL DE LAS SECCIONES FINAS

La petrografía de las secciones finas de los xenolitos y xenocristales se realizó en un microscopio petrográfico binocular, marca Leica, modelo DMLP. El conteo fue efectuado visualmente, apoyándose en tablas gráficas de porcentajes modales de uso corriente en el laboratorio. Para los propósitos de este trabajo no se consideró necesario un conteo modal preciso efectuado con métodos mecánicos o electrónicos, puesto que las litologías ígneas abarcan amplios rangos en su composición mineralógica, estando muy alteradas para poder hacer estimaciones exactas. En los xenolitos metamórficos, al no ser clasificados con diagramas de ningún tipo sino con criterios mineralógico-texturales o protolíticos, tampoco es necesaria mucha precisión en sus porcentajes modales. Estos, exceptuando los de mármol dolomítico, también están muy alterados y ni siquiera se puede identificar toda su mineralogía en detalle.

NOMENCLATURA DE LAS MUESTRAS CON XENOLITOS Y XENOCRISTALES

Para una correcta descripción de los xenolitos, microxenolitos y xenocristales embebidos en las lavas del cerro Atra-

vesado se utilizó la siguiente nomenclatura, puesto que una misma muestra de lava puede contener hasta 3-4 xenolitos o xenocristales diferentes, que deben ser correctamente identificados:

- Cuando una misma muestra de lava contiene varios microxenolitos o xenocristales de diferentes litologías se designa como el número de la sección fina o muestra de mano seguido de Xn, donde X simboliza xenolito y n el número de dicho xenolito o xenocristal, tal como fue identificado en la sección fina.

- Para capturar diferentes xenolitos en las secciones finas se debió cortar cada muestra en distintos ángulos. Así FA-51C X2 es el xenolito 2 del corte "C" de la sección fina de la muestra de mano "FA-51".

- Cuando un mismo xenolito ha sido fotografiado en ángulos o aumentos distintos se designa X2.1, que significa foto "1" del xenolito X2.

- Cuando el xenolito es de gran tamaño la sección fina entera abarca sólo esa litología y se nombra simplemente como la muestra: FA-39, FA-53, etc.

PETROGRAFÍA DE SECCIONES FINAS DE ROCAS SEDIMENTARIAS

FA-44A X1: lutita limosa rica en materia orgánica

Roca sedimentaria laminada, rica en arcillas y materia orgánica. Contiene un 20% de microfósiles recristalizados a cuarzo embebidos en una matriz fina arcillosa. Está atravesada por una vetilla de carbonato de origen hidrotermal.

FA-44A X3: arenisca fina o limolita

Roca sedimentaria granular con cemento de sílice y remanentes de material arcilloso. Rodeada de una zona de reacción de carbonato-clorita, donde la clorita sustituye parcialmente al cuarzo.

Cuarzo: 45%
Arcillas: 20%
Clorita: 20%
Carbonato: 15%

FA-44A X4: laminaciones de arenisca fina y lutita.

Es un fragmento donde se observan dos litologías contrastantes, dos láminas, separadas unos 3 mm, de arenisca cuarzosa muy fina, y en medio de ellas una lámina lutítica finamente laminada y oscura.

FA-44B X2: limolita.

Fragmento de limolita rico en materia orgánica, con matriz silicificada. Alterada en dos sus extremos a carbonato.

Arcillas: 85%

Cuarzo microcristalino: 13%

Materia orgánica: 2%

FA-44B X2 y FA-46 X1: laminaciones de limolita y lutita.

Roca laminada formada por parches ricos en lenticulas de cuarzo microcristalino que pudieran ser fósiles silicificados o lenticulas arenosas. Las láminas ricas en estas lenticulas se hallan separadas unos 5 mm entre sí. Alterado por sectores a carbonato de origen hidrotermal.

FA-46 X2: Chert negro

Rocas de grano muy fino formadas por cuarzo microcristalino acompañado por manchones marronzcos de materia orgánica. El grado de recristalización de los fósiles carbonáticos originales no permite su reconocimiento.

Cuarzo microcristalino: 97%

Materia orgánica: 3%

FA-51C X1: caliza fosilífera (wackstone) silicificada

Wackstone sustentado por fósiles silicificados de posibles foraminíferos cretácicos con quilla. Es posible reconocer individuos altamente recristalizados a cuarzo granular de foraminíferos plácticos del Cretácico medio de los géneros *Rotalipora* y *Helvetoglobotruncana*, reconocibles por características morfológicas externas de sus contornos, pero el grado de recristalización no permite apreciar detalles internos de su estructura y mucho menos sus características ornamentaciones. Como todos los xenolitos descritos está rodeado por una zona de reacción de carbonato que lo rodea totalmente.