



Petrogénesis de las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra entre las veredas La Honda (Ginebra) y El Diamante (Bugá) en el departamento del Valle del Cauca

Petrogenesis of the Ophiolitic Massif rocks between La Honda (Ginebra) and El Diamante (Bugá), departement of Valle del Cauca, Colombia

CÉSAR AUGUSTO OSSA-MEZA¹

ANA ELENA CONCHA-PERDOMO²

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia

E-mail: ceossa@ucaldas.edu.co

²Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

E-mail: aeconchap@unal.edu.co

OSSA-MEZA, C. & CONCHA-PERDOMO, A. (2007): Petrogénesis de las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra entre las veredas La Honda (Ginebra) y El Diamante (Bugá) en el departamento del Valle del Cauca.- GEOLOGÍA COLOMBIANA, 32, pp. 97-110, 14 Figs., Bogotá.

RESUMEN

En el flanco oeste de la Cordillera Central de Colombia, al oriente de la población de Ginebra, afloran rocas máficas y ultramáficas pertenecientes al Macizo Ofiolítico de Ginebra (MOG). Sus contactos con las rocas adyacentes son de tipo fallado e intrusivo. Petrográficamente el MOG está constituido por tres grupos principales de rocas: Anfibolitas, rocas gabroideas y rocas ultrabásicas. Las rocas básicas poseen un carácter subalcalino y pertenecen a la serie Toleítica. Geoquímicamente las rocas gabroideas son clasificadas como gabros y gabros dioríticos; las más primitivas poseen bajos contenidos de álcalis así como altos de Ni y Cr y corresponden a piroxenitas, wehrlitas y dunitas. Con base en el comportamiento geoquímico de elementos mayores, se puede afirmar que las rocas provienen de la cristalización fraccionada a partir de un magma único, mostrando comportamientos propios de los miembros básicos de la serie Toleítica. De acuerdo con el comportamiento de elementos en diagramas de discriminación geotectónica, éstas fueron generadas en una dorsal meso-oceánica y sus fuentes provienen del segmento MOR-N en el manto superior. Los patrones de REE, normalizados con respecto a MOR-N, se presentan planos con abundancias normalizadas cercanas a la unidad, demostrando que las rocas del MOG exhiben características de generación en este tipo de ambiente. Se determinó que la fuente de las rocas del MOG estaba constituida por un manto harzburgítico (66% de olivino, 32% de ortopiroxeno y 2% de clinopiroxeno) que sufrió un grado de fusión parcial cercano al 30%.

De acuerdo con el análisis conjunto de los datos geoquímicos del MOG y de algunos de la Formación Amaime, se puede afirmar que las dos unidades se encuentran relacionadas genéticamente, y que fueron generadas en un ambiente tipo MOR-N, representando una ofiolita incompleta, donde los basaltos de la Formación Amaime y las anfibolitas del MOG corresponderían a la Capa 2 de la corteza oceánica, mientras que los gabros y las rocas ultramáficas del MOG representarían la Capa 3. Dicho complejo ofiolítico podría corresponder a un basamento oceánico más antiguo y geoquímicamente independiente a la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO), acrecionado al borde occidental de la placa Suramericana antes de la acreción de PLOCO de acuerdo con lo propuesto por Aspdén & McCourt, en 1986.

Palabras Clave: *Ginebra Valle del Cauca, Ofiolitas, MORB-N.*

ABSTRACT

Mafic and ultramafic rocks of the Ginebra's Ophiolitic Massif (MOG) are cropping out along the western flank of the Central Cordillera of Colombia, west of Ginebra town. Its contacts with the adjacent units is intrusive- and fault-related. Petrographic analyses indicate that the MOG is represented by three main compositional groups of rocks: amphibolites, gabbros and ultrabasic rocks. The mafic

rocks have a sub alkaline character and belong to the tholeitic series. Geochemically they are classified as gabbros and dioritic gabbros. The less differentiated have low alkali content and high Ni and Cr presence; they are pyroxenites, wherlites and dunites. Based on the chemical composition it is suggested that fractional crystallization is the prominent process explaining the variations in composition.

According with the elements behaviour in the tectonic discrimination diagrams, these rocks are of N-MORB composition and are generated in a mid-ocean ridge segment of the upper mantle. The REE concentrations, normalized to a N-MORB, are flat with normalized abundances close to N-MORB composition, showing that MOG rocks exhibit genetic characteristics of this type of environment. The mantle source of the mafic rocks of the GOM is probably a harzburgitic mantle (olivine 66%, orthopyroxene 32% and clinopyroxene 2%). The melt is formed by up to 30% partial fusion of this mantle type.

According to the chemical composition of the MOG rocks and mafic rocks of the adjacent Amaime Formation, it can be concluded that these two units are genetically similar. Both of them were generated within an N-MORB type of environment, representing an incomplete ophiolites. Whereas the basalts of the Amaime Formation and the amphibolites of the MOG would correspond to the layer 2 of the oceanic crust; the gabbros and ultramafic rocks of the GOM would represent the layer 3. Such ophiolitic complex would correspond to an older oceanic lithosphere, geochemical independent of the Western Cretaceous Oceanic Lithospheric Province (WCOLP). It is probably accretioned to the western border of the South American plate before the accretion of the WCOLP according, as suggested by Aspden & McCourt in 1986.

Key words: *Ginebra, Valle del Cauca, Ophiolites, MORB-N.*

INTRODUCCION

Las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra (MOG), localizadas en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, en el departamento del Valle del Cauca, han sido estudiadas y clasificadas por ESPINOSA (1985) solo desde el punto de vista petrográfico. Se han planteado modelos evolutivos para algunos complejos ofiolíticos en Colombia como es el caso del cuerpo ultramáfico de Los Azules (ESPINOSA 1982), Complejo Ofiolítico de Pácora (ÁLVAREZ 1995) y del Complejo máfico-ultramáfico de Bolívar-Valle (NIVIA 1994); los dos primeros localizados en la margen oeste de la Cordillera Central y el último en la margen este de la Cordillera Occidental de Colombia. El modelo evolutivo propuesto para dichos complejos involucra la margen oeste de la Cordillera Central y la parte este de la Cordillera Occidental Colombianas respectivamente. Postular un modelo evolutivo para el Macizo Ofiolítico de Ginebra (MOG), contribuye al entendimiento de los procesos de formación y evolución del Cinturón Ofiolítico de Romeral (COR), definido por ÁLVAREZ (1985).

LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se encuentra ubicada en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, abarcando parte de los municipios de Ginebra y Buga, entre las Veredas La Honda y El Diamante respectivamente, en el departamento del Valle del Cauca (Fig. 1). El área posee una forma rectangular limitada al norte, con el río Guadalajara, cerca al municipio de Buga, al sur, con el río Zabaletas, cerca al municipio de El Cerrito, al este con el río Guabas y al oeste con el río Sonsito. La zona de estudio, que comprende un área de 336 Km², se encuentra en las planchas topográficas 261-IV-C, 280-II-A, 280-II-C y 280-IV-A, a escala 1:25.000, publicadas por el Instituto

Geográfico Agustín Codazzi. Las coordenadas definidas para el área de estudio son:

X: 924.000	X': 896.000
Y: 1.090.000	Y': 1.102.000.

METODOLOGÍA

Se llevó a cabo una revisión cartográfica generalizada a escala 1:25.000, con el fin de verificar y/o determinar los contactos entre unidades. Simultáneamente se realizó el muestreo de las rocas.

Se realizaron 39 análisis químicos de las rocas, 20 de los cuales se llevaron a cabo en ACME ANALYTICAL LABORATORIES, VANCOUVER BC, Canadá, por medio de Espectrometría Secuencial de ICP en un espectrómetro de masas (ICP-MS). La precisión lograda con este procedimiento es de ± 2 y ± 5 para una concentración analítica entre 50 y 5 ppm respectivamente. Los análisis químicos restantes se realizaron en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, donde se determinaron los óxidos de elementos mayores, además de los elementos traza: Ba, Rb, Th, Nb, Sr, Zr, Y, Cr, V, Ni y Zn.

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El Macizo Ofiolítico de Ginebra (MOG) se encuentra limitado hacia el este por las rocas de la Formación Amaime y por el Batolito de Buga. Hacia el oeste se presenta en contacto con la Formación La Paila y cubierto por una serie de depósitos recientes representados por terrazas aluviales, derrubios y conos aluviales.

Formación Amaime (JKa). Hace parte del Grupo Diabásico definido por NELSON (1962b), pero el actual

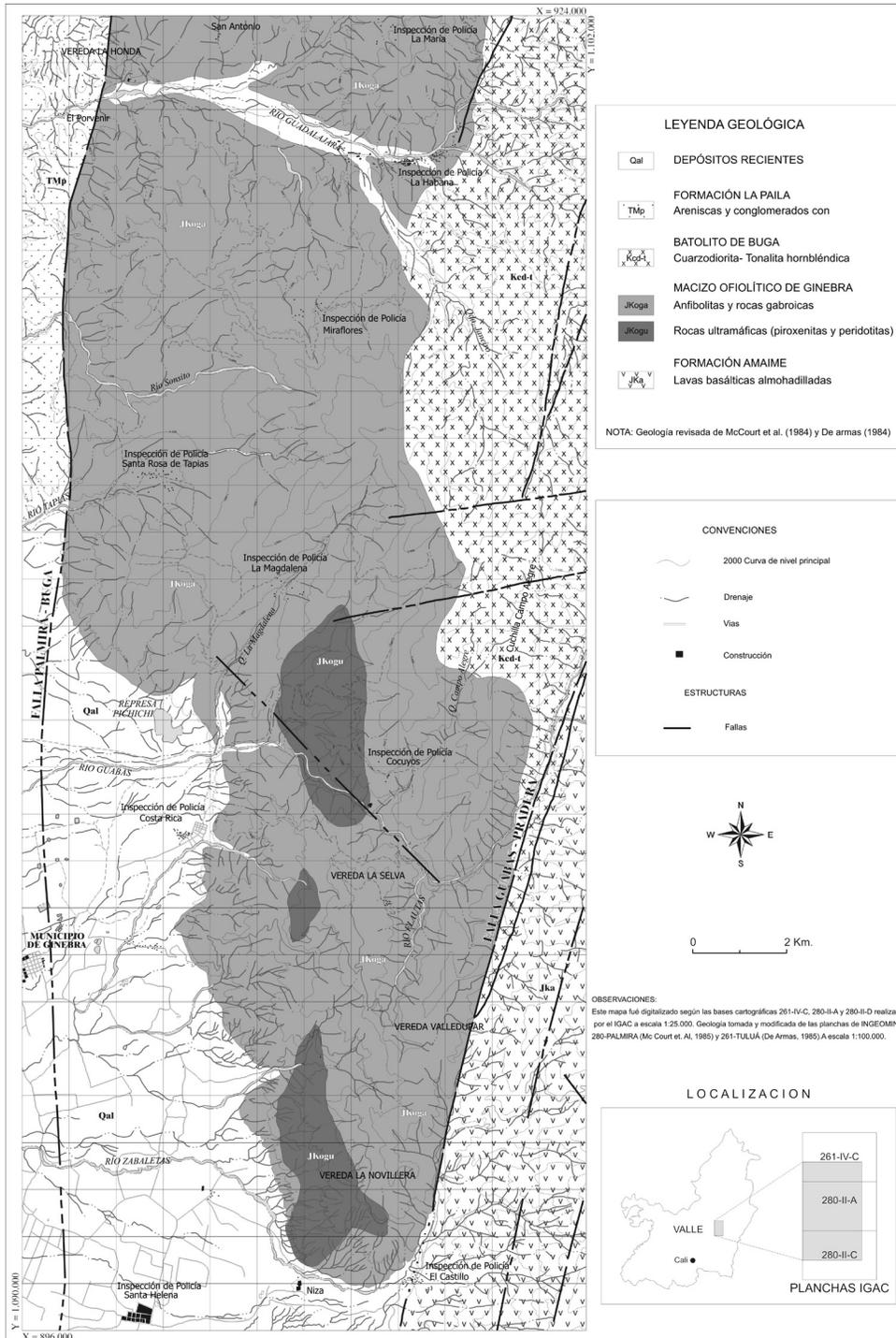


Fig. 1. Mapa geológico.

nombre fue propuesto por McCourt *et al.* (1984). Está constituida por una secuencia de basaltos, lavas almohadilladas, intercaladas con sedimentos de origen marino profundo. Las rocas volcánicas son toleíticas bajas en potasio, con una fuerte afinidad con basaltos

tipo MORB. La Falla Guabas–Pradera marca el límite occidental y la pone en contacto con el Macizo Ofiolítico de Ginebra; a su vez, dicha formación está intruida por el Batolito de Buga con una edad de 99 ± 4 Ma. (Brook *et al.* 1984, en McCourt *et al.* 1984), lo que indica

una edad mínima cretácica inferior para la secuencia volcánica.

Batolito De Buga (Kcd-t). La presencia de este cuerpo intrusivo en la zona está asociada con la Falla Guabas–Pradera, en el flanco occidental de la Cordillera Central (McCOURT *et al.* 1984). ASPDEN *et al.* (1987), lo describen como un granitoide calco–alcalino cuya composición oscila entre cuarzodiorita hornbléndica y tonalita con variaciones a diorita hornbléndica en sus contactos. Este batolito es considerado uno de los cuerpos ígneos cretácicos más antiguos presentes a lo largo de flanco oeste de la Cordillera Central (DE ARMAS 1986). BROOK 1984 (en McCOURT *et al.* 1984), obtuvo una edad mínima Rb–Sr de 99 ± 4 Ma. Dicho cuerpo se presenta en contacto intrusivo afectando las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra y de la Formación Amaime a lo largo del trazo de la Falla Guabas–Pradera.

Formación La Paila (TMp). Definida por NELSON (1957 en McCOURT *et al.* 1984), compuesta por una secuencia de conglomerados, areniscas y algunos niveles piroclásticos. Se presenta en la zona de piedemonte en contacto fallado con el Macizo Ofiolítico de Ginebra al oriente y cubierta parcialmente por sedimentos más recientes aluviales y coluviales hacia el occidente.

Depósitos Recientes (Qal). Dentro de los que se cuentan depósitos aluviales, están relacionados con los ríos principales, además de derrubios, conos aluviales y terrazas que se encuentran a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DEL MOG

El Macizo Ofiolítico de Ginebra está constituido por tres grupos principales de rocas: anfibolitas, rocas gabroideas, y rocas ultrabásicas (piroxenitas y peridotitas).

Las anfibolitas se presentan hacia los bordes del cuerpo, especialmente hacia la parte sur y sur–oeste; estas rocas exhiben una textura foliada, donde la mayoría de los cristales poseen formas anhedrales a subhedrales. Están compuestas por: Hornblenda (40–65%), plagioclasa (23–48%) y pirrotina (2–6%). Como mineral secundario se encuentra epidota (desde trazas hasta 6%).

El grupo de las rocas gabroideas comprende troctolitas, gabronoritas, gabros y gabros hornbléndicos; todas estas presentan texturas cumulares a granulares finas. La troctolita (MOG–20) está compuesta por plagioclasa (53%), olivino (33%) y clinopiroxeno (2%) y por serpentina (12%) como producto de la alteración del olivino. Las gabronoritas (MOG–07 y MOG–33), están constituidas por plagioclasa (41–54%), clinopiroxeno (44–36%), olivino (2%); como minerales secundarios se encuentra hornblenda (4%), epidota (4%), clorita (10%) y cuarzo (trazas–1%). Es notoria la uralitización de los piroxenos y la presencia de plagioclasas saussuritizadas.

Los gabros están ampliamente distribuidos, especialmente hacia la parte norte del área de estudio. Presentan texturas granulares finas a medias, intergranulares y ofíticas. La mayoría de los piroxenos están alterados a hornblenda o a actinolita distribuida caóticamente con hábitos tabulares y fibrosos. Las plagioclasas se encuentran deformadas y zonadas, poseen formas anhedrales y subhedrales, tabulares. El cuarzo presenta extinción ondulante y los opacos, como pirrotina y calcopirita, se encuentran incluidos en los minerales máficos, respondiendo posiblemente al proceso de exolución. Los minerales primarios presentes en estas rocas son: Plagioclasa andesina–labradotia (31–70%), clinopiroxenos (40–50%), ortopiroxenos (1–4%), hornblenda (3–4%), opacos (1–17%); como accesorio se presenta cuarzo hasta en un 3%. Entre los minerales secundarios se encuentran actinolita (15–55%), epidota (12–24%), hornblenda (6–12%), cuarzo (2%) y clorita (traza hasta 20%).

Los gabros hornbléndicos son las rocas más abundantes y ampliamente distribuidas hacia la parte centro y sur del MOG. Poseen texturas granulares finas a medias y cumulares con direcciones promedio a (N30–40°E) producidas por procesos ígneos de asentamiento gravitacional. Localmente se observan relictos de texturas ofítica y subofítica. Los minerales que componen estas rocas son: Plagioclasa andesina–labradorita (26–36%), clinopiroxeno (trazas–23%), ortopiroxeno (trazas–3%), hornblenda (18–59%), y pirita asociada con calcopirita (3–8%), esfena (trazas–3%). Algunas de las muestras se encuentran alteradas hidrotermalmente, lo que se evidencia por la presencia de minerales como epidota (4–8%), cuarzo (1–18%) en forma de venillas y calcita (traza), además de clorita asociada con epidota. Es común encontrar piroxenos completamente alterados a anfíboles.

Hacia la parte sur y centro del MOG afloran tres cuerpos ultrabásicos representados por peridotitas y piroxenitas. Dentro de las peridotitas se presentan harzburgitas, lherzolitas y wehrlitas y dentro del grupo de las piroxenitas websteritas olivínicas, y ortopiroxenitas. En afloramiento se observan contactos gradacionales entre ellas.

Las harzburgitas están constituidas por olivino y serpentina, como su producto de alteración (53–66%), ortopiroxeno (29–47%) y clinopiroxeno (trazas–5%). Los minerales son equigranulares, con textura granular fina, donde los olivinos se encuentran encerrados por ortopiroxenos. En general dichos minerales se presentan muy alterados y fracturados.

Las wehrlitas están compuestas por olivino y serpentina (51–56%), clinopiroxeno (42–51%), ortopiroxeno (3–7%) y pirrotina (2–3%). Como mineral secundario se observó zoicita (2%). Las rocas son equigranulares, granulares finas a medias. Los minerales están muy fracturados. Algunos de los olivinos se encuentran incluidos dentro de los piroxenos.

Las lherzolitas están constituidas por olivino y serpentina (58%), clinopiroxeno (7%), ortopiroxeno (28%) y opa-

cos (8%); es equigranular, con textura granular media. La mayoría de los olivinos se encuentran serpentinizados.

Las websteritas olivínicas poseen textura granular fina a media y están constituidas por: Olivino (14–25%), clinopiroxeno (32–59%), ortopiroxeno (19–44%), plagioclasa labradorita–bitownita (1–6%). Como minerales secundarios se encuentran hornblenda (trazas–7%), serpentina (5%), cloritas (trazas–7%) y opacos rellenando fracturas (1–9%). La hornblenda proviene de la uralitización de orto y clinopiroxenos y la serpentina como producto de alteración de los olivinos.

La ortopiroxenita presenta una textura cumular granular y está compuesta por: Ortopiroxeno (> 90%), plagioclasa (< 1%), hornblenda (3%) y opacos (3%). Los opacos se encuentran como mineral intercúmulo.

CARACTERIZACIÓN Y CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA

En las tablas 1 y 2 se encuentran los resultados de los análisis químicos realizados, libres de H₂O+, H₂O-, CO₂ y normalizados al 100%. Las pérdidas por ignición, consideradas como índice de alteración (TSIKOURAS & HATZIPARAGIOTUO 1998), son en general bajas. Así mismo en la Tabla 3 se muestran los cálculos de la norma CIPW. La muestra

MOG–13 corresponde a un basalto de la Formación Amaime, recolectado cerca al contacto entre esta formación y el Batolito de Buga.

Caracterización Geoquímica de las rocas del MOG

En la figura 2 (álcalis versus SiO₂) de IRVINE & BARAGAR (1971) se puede observar claramente que las rocas analizadas del MOG pertenecen a la serie subalcalina.

En el diagrama AFM propuesto por IRVINE & BARAGAR (1971), se hace evidente que las rocas del macizo además de mostrar un carácter toleítico, presentan un empobrecimiento de MgO y enriquecimiento relativo de FeOⁱ, así como bajos niveles de álcalis, comportamiento típico de los miembros más básicos de la serie Toleítica (Fig. 3).

Clasificación Geoquímica

Para la clasificación geoquímica de las rocas del MOG, en primera instancia, se utilizó el diagrama TAS, de LE MAITRE (1989) y MIDDLEMOST (1994), donde se puede observar que las muestras analizadas se ubican en los campos correspondiente a peridotitas, gabros peridotíticos, gabros y gabros dioríticos (Fig. 4).

Tabla 1. Análisis químicos de roca total de elementos mayores y trazas de las rocas del MOG por medio de ICP.

Oxido (%)	MOG-02	MOG-10	MOG-26	MOG-20	MOG-07	MOG-16	MOG-05	MOG-27	MOG-18	MOG-23	MOG-19	MOG-06	MOG-03	MOG-08	MOG-28	MOG-01	MOG-09	MOG-12	MOG-25	MOG-13
SiO ₂	39.67	46.33	48.72	48.85	49.1	49.48	49.49	50.04	50.05	50.15	50.15	50.85	51.23	51.3	51.31	52.21	52.55	55.27	47.58	
TiO ₂	0.14	2.08	0.57	0.06	0.83	0.91	0.31	0.9	0.69	0.9	0.14	0.97	1.07	1.05	1.77	1.02	0.32	0.41	0.99	0.35
Al ₂ O ₃	3.12	11.79	14.62	15.72	13.6	14.46	12.66	12.89	16.5	13.99	16.62	14.21	13.83	14.5	13.31	13.29	16.3	17.36	13.01	15.86
Fe ₂ O ₃	14.3	20.25	8.62	8.03	15.55	11.07	10.01	11.83	5.76	10.98	8.2	11.08	11.81	5.34	16.21	12.03	9.15	10.02	13.56	11.66
MgO	30.93	5.99	10	10.92	6.61	8.58	12.16	12.44	10.09	8.7	9.04	8.58	9.05	8.86	4.56	7.52	8.05	5.73	3.74	8.65
MnO	0.15	0.26	0.13	0.15	0.11	0.16	0.15	0.33	0.1	0.15	0.12	0.16	0.19	0.1	0.13	0.17	0.13	0.14	0.13	0.16
CaO	2.39	9.85	12.7	14.65	11.08	12.06	10.23	8	13.69	12.63	13.38	11.4	7.01	14.42	9.05	8.37	9.58	9.11	9.63	11.96
Na ₂ O	0.26	2.27	1.72	0.69	2.04	1.67	2.38	2.4	1.53	1.45	1.08	2.33	4.74	2.8	2.78	4.37	2.37	2.62	3.01	1.28
K ₂ O	0.04	0.12	0.2	0.04	0.05	0.04	0.2	0.17	0.04	0.05	0.04	0.11	0.12	0.08	0.06	0.12	0.08	0.18	0.05	0.09
P ₂ O ₅	0.02	0.08	0.03	0.01	0.08	0.07	0.06	0.06	0.02	0.07	0.01	0.08	0.05	0.01	0.14	0.12	0.07	0.07	0.12	0.01
Cr ₂ O ₃	0.059	0.001	0.124	0.011	0.006	0.048	0.119	0.043	0.019	0.045	0.009	0.052	0.027	0.034	0.002	0.015	0.057	0.012	0.003	0.03
LOI	8.8	0.8	2.5	0.9	0.9	1.4	2.1	0.8	1.5	0.9	1.2	0.5	1.1	1.5	0.6	1.5	1.6	1.7	0.4	2.3
Total	99.99	99.84	99.96	100.02	99.97	99.97	99.92	99.93	99.99	99.85	100.01	99.94	99.87	99.94	99.92	99.83	99.93	99.91	99.92	99.95

Elemento (ppm)	MOG-02	MOG-10	MOG-26	MOG-20	MOG-07	MOG-16	MOG-05	MOG-27	MOG-18	MOG-23	MOG-19	MOG-06	MOG-03	MOG-08	MOG-28	MOG-01	MOG-09	MOG-12	MOG-25	MOG-13
Ba	206	26.5	34	10.2	35.5	26.5	139.7	43.3	20.3	26.2	16.1	21.7	46.5	29.9	34.6	94.7	59	75	33.9	38.2
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	1
Co	108.5	73.2	41.8	51.4	54.5	44.7	5.2	46.4	28.3	47.6	42.4	42.3	41.9	24.9	39.6	41.9	38.8	33.7	36	47.3
Cs	0.1	<1	0.2	<1	<1	<1	0.2	0.1	<1	<1	<1	0.2	<1	<1	<1	<1	0.1	0.2	<1	0.1
Ga	3.6	19.5	11.7	9.1	15.7	15.6	12	14	12.2	14.6	11	15.6	14.8	12.7	18.1	15.4	14.2	15.6	15.7	13.5
Hf	<5	1.1	0.7	<5	0.6	1.3	<5	1.8	0.5	1.4	<5	1.4	1.6	0.9	4.8	1.5	0.9	0.5	1.8	<5
Nb	<5	2.9	1.2	<5	0.9	2.8	0.7	2.7	1.2	2.6	1	2.7	3.1	3.1	6.3	3.1	0.6	0.9	2.9	<5
Rb	<5	1.8	3.7	<5	0.6	<5	2.4	3.5	<5	1.8	1.2	1	1.3	0.6	<5	1.2	2.1	0.6	1.2	1.2
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	6.6	79.2	92.1	42.3	56.5	81	118.3	124.6	93.4	78.7	50.5	95.7	85.2	122.4	101.4	229.2	187	195.7	86.7	163.6
Ta	<1	0.2	0.1	<1	<1	0.2	<1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.6	0.2	<1	<1	0.2	<1
Th	<1	0.1	<1	<1	<1	0.3	0.5	0.3	<1	0.3	<1	0.2	0.2	<1	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2
U	<1	<1	<1	<1	<1	0.1	0.2	0.2	<1	<1	<1	0.1	0.1	<1	0.2	0.2	0.2	<1	<1	0.1
V	85	1151	221	120	412	312	205	327	90	297	134	301	313	103	457	363	190	212	409	283
W	0.5	0.4	0.2	0.3	0.2	1	0.3	0.5	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	0.1	0.8	0.2	1.3	0.2	0.2	0.2
Zr	4.5	42.3	19.7	1.8	14.5	45.2	20.6	44.5	22.5	42.1	9.8	46.2	49.7	27.6	86	50.7	27	20.6	55.2	9.9
Y	3.6	24.3	12.2	2.2	21	20.8	9.1	20.9	13.8	19.6	12.3	19.7	21.6	21.2	41.5	30.1	7.4	8.8	32.4	6.8
La	0.5	2.6	1.2	<5	1.8	2.8	2.9	2.6	1.1	2.7	0.7	2.9	2.5	1.5	5.2	3.9	2.7	2.2	2	1
Ce	0.9	6.8	3.1	<5	4.9	7.3	5.6	7.1	3.5	6.8	2.3	8	6.9	4.4	12.8	9.2	6.4	4.9	6	2.3
Pr	0.17	1.11	0.5	0.06	0.76	1.07	0.92	1.2	0.57	1.11	0.39	1.23	1.09	0.74	1.92	1.57	0.99	0.71	1.01	0.39
Nd	0.8	5.9	2.7	<4	4	6.2	4.6	6.8	2.8	5.4	2.3	5.9	5.1	4.5	10.2	7.4	4.7	3.3	5.5	2.4
Sm	0.3	2	1.1	0.1	1.4	2	1	1.9	1.1	1.9	0.8	1.9	1.8	1.8	3.7	2.5	1.1	1.1	2.2	0.6
Eu	0.21	0.89	0.41	<0.05	0.6	0.75	0.4	0.86	0.4	0.82	0.19	0.77	0.76	0.55	1.45	0.97	0.46	0.45	0.67	0.32
Gd	0.52	2.96	1.55	0.27	2.52	2.77	1.3	2.91	1.69	2.45	1.25	2.59	2.51	2.5	5.01	3.55	1.36	1.26	3.45	1.08
Tb	0.07	0.64	0.34	0.05	0.51	0.51	0.23	0.52	0.33	0.57	0.25	0.49	0.49	0.51	1.04	0.68	0.2	0.23	0.74	0.21
Dy	0.59	3.81	1.79	0.28	3.35	3	1.47	3.32	2.11	3.08	1.58	3.02	3.28	3.19	6.07	4.47	1.23	1.31	4.41	1.14
Ho	0.12	0.84	0.41	0.08	0.71	0.77	0.31	0.74	0.46	0.67	0.39	0.73	0.78	0.72	1.36	1.06	0.28	0.31	1.08	0.24
Er	0.42	2.7	1.25	0.27	2.4	2.22	0.94	2.21	1.61	2.09	1.32	2.08	2.36	2.29	4.47	3.28	0.78	0.98	3.44	0.8
Tm	0.06	0.42	0.19	<0.05	0.37	0.34	0.15	0.37	0.24	0.31	0.23	0.33	0.36	0.34	0.6	0.5	0.12	0.15	0.53	0.13
Yb	0.45	2.45	1.11	0.23	2.41	2.24	1.07	2.15	1.44	1.83	1.51	2.26	2.21	2.18	4.23	3.02	0.77	0.73	3.2	0.72
Lu	0.08	0.4	0.18	0.04	0.39	0.31	0.15	0.3	0.22	0.28	0.22	0.31	0.33	0.34	0.63	0.46	0.14	0.17	0.55	0.12
Zn	23	22	8	6	6	11	12	7	5	5	8	6	17	7	12	12	15	33	20	27
Ni	890	23	37.1	5.8	13.8	30.3	112.8	53.7	7.2	26.2	6.2	9.2	36.9	12.9	13.6	40.6	49.1	11.1	12.3	36.9

Tabla 2. Análisis químicos de roca total de elementos mayores y trazas de las rocas del MOG por medio de XRF.

Oxido (%)	MOG-34	MOG-39	MOG-35	MOG-30f	MOG-32	MOG-30b	MOG-38	MOG-30a	MOG-37b	MOG-29	MOG-30d	MOG-30c	MOG-33	MOG-36	MOG-28	MOG-30e	MOG-37a	MOG-31a	MOG-31b
SiO ₂	31.35	35.82	39.03	41.18	42.12	42.22	42.48	43.53	43.92	44.76	44.78	45.01	47.69	48.5	48.99	49.22	50.19	50.32	53.44
TiO ₂	0.24	0.21	0.78	0.03	0.03	0.08	0.26	0.03	0.08	0.11	0.04	0.06	0.06	1.21	1.88	0.08	0.5	0.32	0.06
Al ₂ O ₃	3.23	1.25	11.11	3.79	3.38	5.14	7.01	5.56	12.86	4.48	5.32	7.23	15.08	13.53	12.6	2.95	14.73	11.84	3.27
Fe ₂ O ₃	12.73	19.83	9.82	13.1	11.61	11.2	18.98	13.26	5.78	10.67	11.92	10.86	9.74	12.55	17.43	9.61	9.03	10.43	11.7
MgO	29.25	32.87	7.07	32.69	29.04	22.2	17.99	27.2	10.56	25.9	28.36	27.81	9.78	7	5.33	22.85	7.52	10.79	27.46
MnO	0.19	0.18	0.15	0.18	0.19	0.17	0.22	0.16	0.12	0.14	0.17	0.17	0.16	0.21	0.17	0.16	0.09	0.21	0.21
CaO	2.87	0.44	10.8	2.89	6.62	8.74	4.1	7.38	14.36	8.22	5.43	5.49	13.89	10.47	9.46	11.8	12.86	13.55	3.21
Na ₂ O	0.44	0.1	2.16	0.17	0.18	0.55	0.42	0.27	1.24	0.29	0.29	0.64	0.83	2.32	2.4	0.33	2.65	1.17	0.24
K ₂ O	0.03	0.01	0.11	0.01	0.02	0.05	0.08	0.01	0.1	0.01	0.02	0.04	0.07	0.08	0.07	0.03	0.06	0.11	0.02
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.09	0.16	0.02	0.05	0.05	0.01
Total	80.35	90.72	81.09	94.05	93.2	90.37	91.54	97.42	89.05	94.6	96.34	97.32	97.32	95.96	98.49	97.05	97.67	98.79	99.62

Elemento (ppm)	MOG-34	MOG-39	MOG-35	MOG-30f	MOG-32	MOG-30b	MOG-38	MOG-30a	MOG-37b	MOG-29	MOG-30d	MOG-30c	MOG-33	MOG-36	MOG-28	MOG-30e	MOG-37a	MOG-31a	MOG-31b
Ba	108	30	185			156	120			153			105		165	394	22	151	
Rb	1		4	1		3	6	2	4	1	3	2	4	3		1	7	2	1
Nb	3	6	3	2	3	3	10	6	5	4	1	4	4	4	11	12	6		2
Sr	6		72	5	12	7	22	10	65	6	14	10	31	85	77		65	100	7
Zr	19	23	40	16	12	21	15	16	15	14	16	12	13	59	86	18	33	34	4
Y	58	18	22		3	8	12		11	4		2	5	25	46	5	18	1	
Cr	232	4651	177	4778	2327	2587	1962	1327	119	2455	1871	3680	36	128	18	1703	98	143	2131
V	89	170	244	75	51	91	288	72	83	83	62	93	191	325	459	118	230	197	78
Ni	2112	1205	79	1456	672	516	358	774	98	610	1239	870	74	80	38	451	70	62	421
Zn	84	73	33	59	55	54	56	52	9	33	66	81	31	77	62	34	8	71	51

Tabla 3. Minerales de la norma CIPW para las rocas del MOG.

Norma CIPW	MOG-02	MOG-10	MOG-26	MOG-20	MOG-07	MOG-16	MOG-05	MOG-27	MOG-18	MOG-23	MOG-19	MOG-06	MOG-03	MOG-08	MOG-28	MOG-01	MOG-09	MOG-12	MOG-25	MOG-13
Cuarzo				2.37	0.73	1.07			0.14	2.32	2.37				5.11		3.48	5.16	9.76	
Ortoclasa	0.24	0.71	1.24	0.24	0.3	0.24	1.18	1	0.24	0.3	0.24	0.65	0.71	0.47	0.35	0.71	0.47	1.06	0.3	0.53
Albita	2.32	19.37	14.82	5.88	17.4	14.33	20.57	20.47	13.14	12.38	9.24	19.87	40.57	24.05	23.66	37.57	20.38	22.55	25.57	11.08
Anortita	7.98	21.84	32.4	40.01	28.06	32.29	23.79	24.1	38.6	31.81	40.86	28.22	16.31	27.18	23.82	16.57	34.16	35.7	21.94	38.15
Nefelina													0.02							
Leucita																				
Corindón																				
Diopside	3.92	22.69	25.91	21.24	22.41	22.8	22.44	12.6	24.07	25.25	21.24	23.09	15.17	36.22	17.23	20.44	11.2	8.18	21.34	18.45
Hipersteno	23.7	19.25	16	23.33	24.73	24.03	14.99	27.5	20.69	22.78	23.33	20.83		2.63	21.35	6.08	26.74	23.37	14.96	25.55
Olivino	57.03	6.02	5.65				13.17	8.94				1.97	21.56	5.74		12.8				2.01
Lamita																				
Ilmenita	0.28	3.99	1.12	0.27	1.6	1.75	0.61	1.73	1.33	1.73	0.27	1.86	2.05	2.03	3.38	1.98	0.63	0.8	1.88	0.68
Magnetita	4.55	5.93	2.57	2.41	4.55	3.26	2.97	3.47	1.7	3.22	2.41	3.25	3.47	1.58	4.73	3.55	2.7	2.96	3.96	3.47
Apatito	0.05	0.19	0.07	0.02	0.19	0.16	0.14	0.14	0.05	0.16	0.02	0.19	0.12	0.02	0.32	0.28	0.16	0.16	0.28	0.02
Zircon						0.01		0.01	0.01		0.01		0.01		0.01	0.01				
Cromita	0.09		0.19	0.01	0.01	0.07	0.18	0.06	0.03	0.07	0.01	0.07	0.01	0.04		0.03	0.09	0.01		0.04

Norma CIPW	MOG-34	MOG-39	MOG-35	MOG-30f	MOG-32	MOG-30b	MOG-38	MOG-30a	MOG-37b	MOG-29	MOG-30d	MOG-30c	MOG-33	MOG-36	MOG-28a	MOG-30e	MOG-37a	MOG-31a	MOG-31b
Cuarzo														0.79	2.77				
Ortoclasa		0.06	0.83	0.06	0.12	0.35	0.53	0.06	0.65	0.06	0.12	0.24	0.41	0.47	0.41	0.18	0.35	0.06	0.12
Albita	4.65	0.93	22.48	1.52	1.61	5.16	3.89	2.37	11.75	2.82	2.54	5.58	7.19	20.46	20.63	2.87	22.91	9.97	2.03
Anortita	8.38	2.36	25.02	10.15	8.99	12.6	18.56	14.29	32.82	11.51	13.65	17.18	38.25	27.36	23.73	6.68	28.79	27.08	7.81
Nefelina	2.52		1.98																
Leucita	0.19																		
Corindón		0.32																	
Diopside	4.81		33.2	3.97	20.78	28.12	2.93	18.48	37.56	25.02	11.33	8.52	26.27	21.58	19.29	42.53	29.51	3.97	6.44
Hipersteno		15.45		23.17	16.32	14.35	49.09	15.53	2.18	22.91	29.53	23.5	22.78	22.9	24.03	27.62	10.5	23.17	77.29
Olivino	78.17	73.91	14.61	56.65	48.41	35.5	18.34	45.24	12.9	34.26	39.17	41.45	2.01	0	0	16.98	4.15	56.65	2.67
Lamita	0.98																		11.08
Ilmenita	0.57	0.44	1.82	0.06	0.06	0.17	0.53	0.06	0.17	0.23	0.08	0.11	0.11	2.39	3.63	0.15	0.97	0.06	0.11
Magnetita	4.6	6.34	3.51	4.05	3.61	3.6	6.02	3.94	1.88	3.28	3.58	3.23	2.9	3.8	5.13	2.87	2.68	4.05	3.41
Apatito	0.05	0.02	0.16	0.02	0.05	0.02	0.05	0.07	0.05	0.02	0.02	0.05	0.21	0.37	0.05	0.12	0.02	0.02	0.02
Zircon			0.01										0.01	0.01					
Cromita	0.01	1	0.04	1.03	0.5	0.56	0.43	0.28	0.03	0.53	0.4	0.8	0.01	0.03		0.37	0.01	1.03	0.46

En el diagrama de Cr vs. Ni (Fig. 5) propuesto por DAZIANO (2000), para la clasificación de rocas básicas y ultrabásicas se observa que la mayoría de las muestras del MOG se ubican en el campo de las rocas gabroideas. Sin embargo las muestras MOG-30b, MOG-30e, MOG-31b y MOG-38 se clasifican como piroxenitas, las muestras MOG-29, MOG-30a, MOG-30c, MOG-30f, MOG-32 y MOG-39 como wehrlitas, la muestra MOG-02 como dunita, mientras que la muestra MOG-30d se proyecta en la transición entre wehrlita y dunita.

DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Debido a que la mayoría de las muestras analizadas corresponden a rocas básicas y ultrabásicas, se optó por

graficar el comportamiento de los óxidos de elementos mayores con respecto al Mg#, (100Mg/(Mg+Fe²⁺)) según lo recomendado por WINTER (2001), pues dichos valores son importantes indicadores de las fases sólidas que se presentan en equilibrio con los fundidos máficos y muestran una gran variación como consecuencia de la formación de fases magnésicas y férricas durante la fusión parcial o su remoción durante la cristalización fraccionada.

Las rocas del macizo muestran diferentes comportamientos con respecto Mg# (Fig. 6); para el caso del K₂O, se observa dispersión de los datos, debida probablemente a las bajas concentraciones de éste óxido en las muestras analizadas, sin embargo se puede establecer una correlación positiva, comportamiento esperado para rocas re-

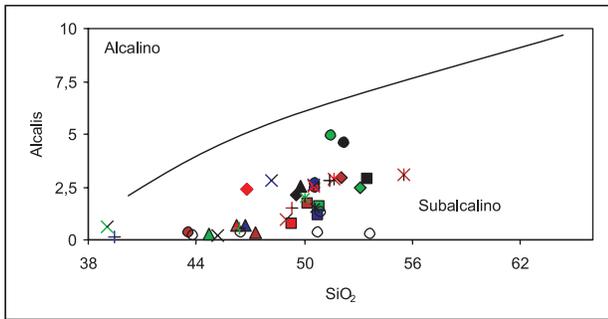


Fig. 2. Diagrama Álcalis vs. SiO₂ para discriminar el carácter alcalino del subalcalino de las rocas del MOG, según IRVINE & BARAGAR (1971). Símbolos como en la Tabla 1 y 2.

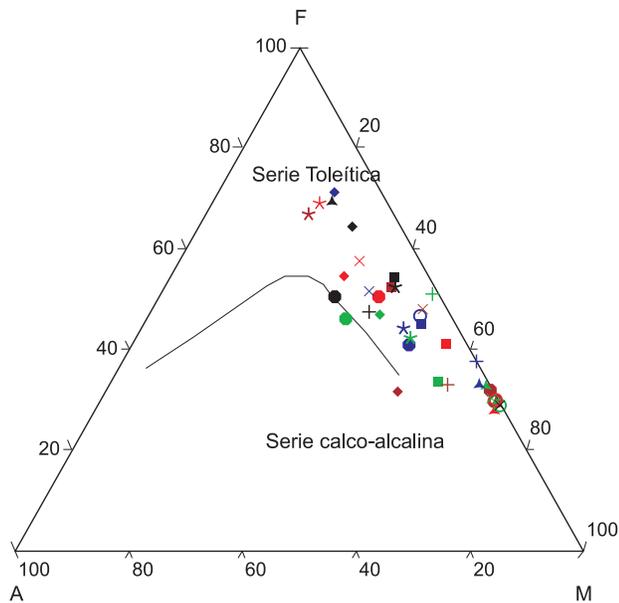


Fig. 3. Diagrama AFM para las rocas del MOG, según IRVINE & BARAGAR (1971). Se observa claramente el carácter Toleítico de las rocas. Presentan un enriquecimiento relativo en FeO^t y empobrecimiento de MgO en los miembros más básicos, al igual que bajos contenidos de álcalis. Símbolos como en la Tabla 1 y 2.

lacionadas genéticamente. El Na₂O muestra un aumento relativo en su concentración, desde la fase inicial de la diferenciación hasta la más evolucionada, lo que indica la poca incorporación de éste óxido en las estructuras de los minerales constituyentes de las rocas analizadas. El CaO y del Al₂O₃, inicialmente experimentan un incremento en su concentración pues no son incluidos en las fases presentes de las rocas ultrabásicas pero posteriormente a partir de valores de Mg# de 76 presentan una disminución debido a su participación en la cristalización de piroxenos cálcicos y plagioclasas (PATERSON & MOORE 1987 en ROLLINSON 1993). El MgO muestra una clara correlación negativa, al

ser involucrado y fraccionado en las primeras fases minerales como olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda. El FeO^t presenta una correlación positiva, comportamiento esperado en los miembros menos diferenciados de la serie toleítica, como respuesta a su inclusión en la cristalización de olivino forsterítico, que inicialmente consume más Mg que Fe en su estructura provocando un enriquecimiento relativo de éste último elemento.

Las concentraciones de TiO₂ y de P₂O₅ aumentan a medida que disminuye el Mg#, debido a que éstos solo se fijan en fases más tardías de la diferenciación magmática tales como magnetita titanífera, illmenita, esfena y rutilo (para el TiO₂) y en apatito (para el P₂O₅). El SiO₂ presenta una correlación positiva a medida que disminuye el Mg#, comportamiento esperado en rocas relacionadas genéticamente. En el diagrama de variación de Na₂O+K₂O versus Mg#, se observa una clara tendencia positiva indicando su poca inclusión en los minerales presentes, además de la relación genética de las rocas estudiadas.

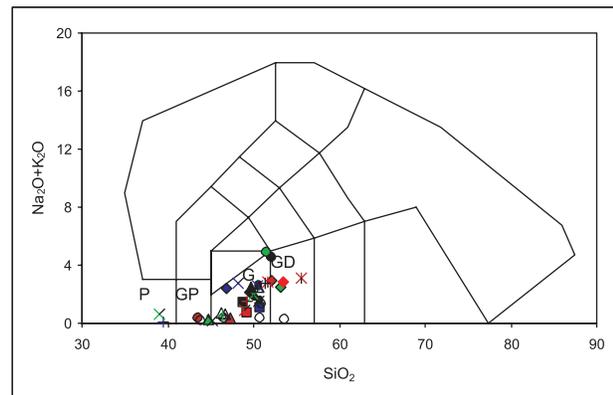


Fig. 4. Diagrama TAS para la clasificación geoquímica de las rocas del MOG. G= Gabro, GD= Gabro Diorítico, GP= Gabro Peridotítico, P= Peridotitas, según MIDDLEMOST (1994). Símbolos como en la Tabla 1 y 2.

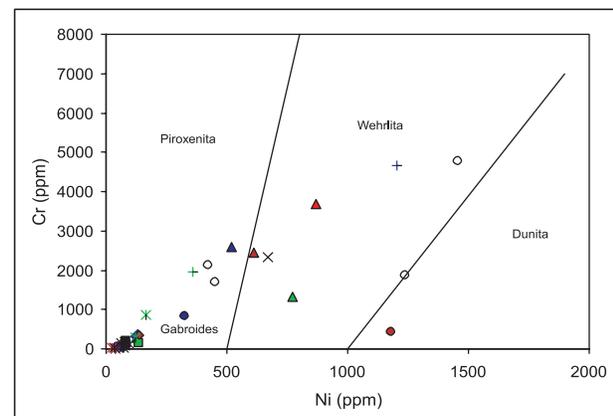


Fig. 5. Diagrama Cr vs. Ni para clasificación geoquímica de rocas básicas y ultrabásicas, según DAZIANO (2000). Símbolos como en la Tabla 1 y 2.

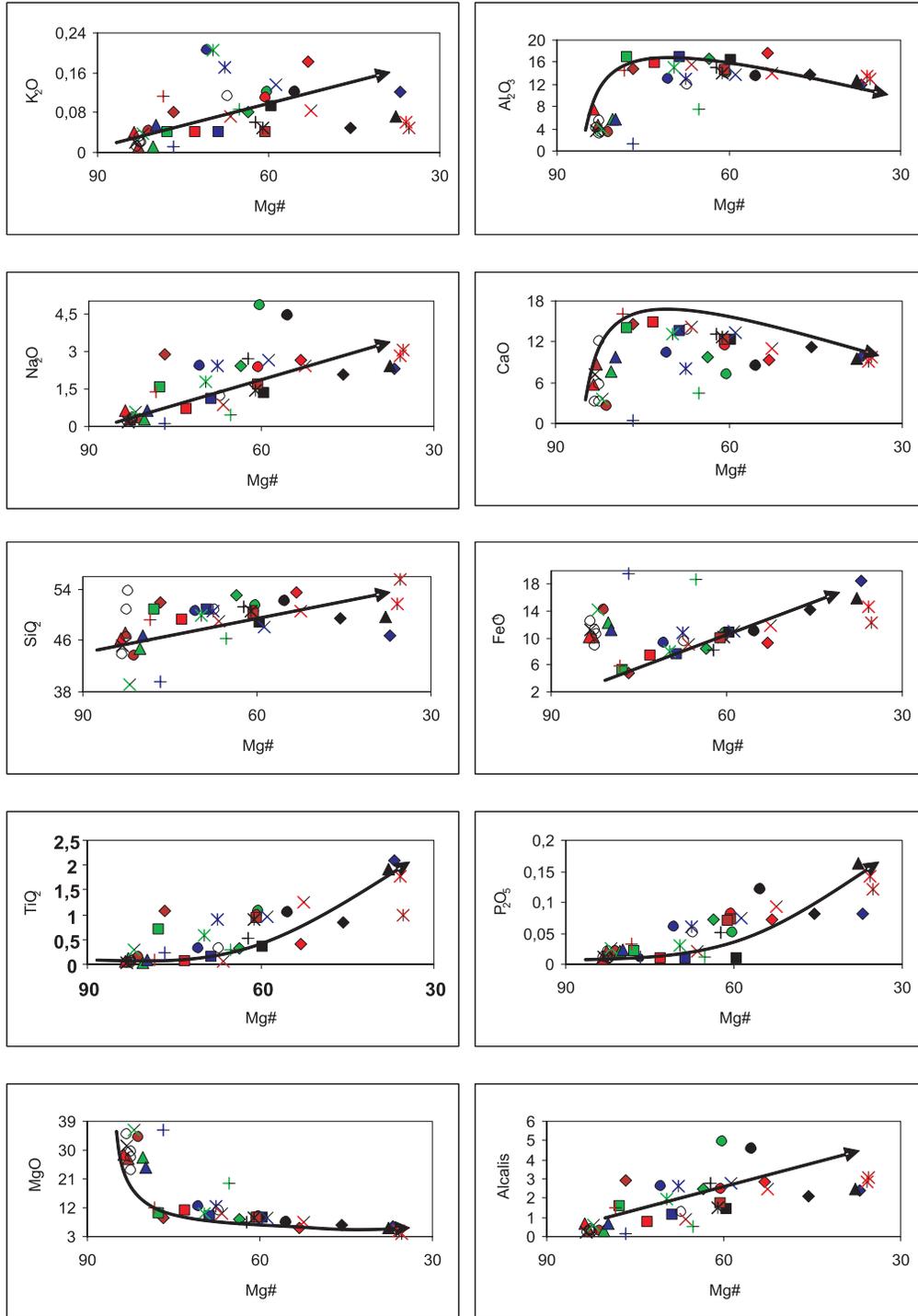


Fig. 6. Diagramas de variación de los óxidos de los elementos mayores vs. Número Magnésico (Mg#) para las rocas del MOG. Símbolos como en la Tabla 1 y 2.

Los comportamientos y las correlaciones de los diferentes óxidos de los elementos mayores con respecto al Mg#, ya sean positivas o negativas son continuas sin mostrar hiatos ni saltos composicionales, lo que permite afirmar que todas las muestras analizadas estarían relacionadas genéticamente.

DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA PARA LAS ROCAS DEL MACIZO OFIOLÍTICO DE GINEBRA

PEARCE *et al.* (1975), propusieron el diagrama TiO₂-K₂O-P₂O₅ para discriminar entre rocas producidas en ambien-

tes oceánicos y continentales. Las rocas que se proyectan en el campo oceánico incluyen las rocas de dorsales y las formadas en arcos de isla. En la figura 7 se observa que las muestras del MOG poseen una fuerte correspondencia con las rocas generadas en un ambiente oceánico.

Al comparar las concentraciones de K_2O , Sr, Zr y Nb de las muestras analizadas del MOG, con las de las rocas producidas en dorsales meso-oceánicas (MOR), según lo establecido en el BASALTIC VOLCANISM STUDY PROYECT 1981 (WILSON 1989), se puede ver claramente la correspondencia de la mayoría de los valores de estos elementos en las rocas del macizo, con las de las generadas en un ambiente tipo MOR (Tablas 4 y 5).

Por otro lado Wood *et al.* (1979), propusieron el diagrama Th–Hf/3–Ta, para discriminar las rocas generadas en los distintos ambientes tectonomagmáticos, así como para clasificar los tipos de magmas asociados con complejos ofiolíticos y los formados en cuencas marginales oceánicas y de retro-arco. Al graficar las muestras del MOG en dicho diagrama se observa que la mayoría de ellas se proyectan en el campo de las tipo MOR–N y que solo las rocas más evolucionadas tienden hacia el de ambientes de arco volcánico, pues presentan un leve enriquecimiento en Th (Fig. 8).

MESCHÉDE (1986), propone que las rocas generadas en ambientes tipo MOR–N, presentan concentraciones de Nb 0,2 ppm, por lo general entre 1 y 15, las formadas en ambientes de arcos de isla entre 5–25 y en las de ambientes intraplaca el Nb es 150. Para las rocas estudiadas del MOG, el Nb posee concentraciones entre 0,7 y 12 ppm, valores concordantes con las rocas producidas en un ambiente tipo MOR–N y con arcos de isla, también. Adicionalmente, los elementos inmóviles como Ti, Zr e Y, en las rocas generadas en los ambientes tipo MOR–N, se encuentran en concentraciones que varían entre 0,5–3% para Ti; 40–400 ppm para Zr y 15–50 ppm para Y (CANN 1970, CONDIE 1976, PEARCE & NORRY 1979). Las muestras analizadas del MOG, poseen concentraciones que varían entre 11443–184,7 ppm de Ti; 1,8–86 ppm de Zr y 1–46 ppm de Y, lo que corroboraría que ellas fueron formadas en un ambiente tipo MOR–N.

GEOQUÍMICA DE LAS TIERRAS RARAS Y ELEMENTOS TRAZA

Inicialmente las rocas del MOG fueron normalizadas con respecto a las concentraciones de REE en la condrita, según NAKAMURA (1974), (ver ROLLINSON 1993), mostrando patrones relativamente homogéneos, planos y enriquecidos hasta 10 veces con respecto ésta (Fig. 9), comportamiento típico de rocas generadas en una dorsal meso-oceánica tipo MOR–N (WILSON 1989). Los patrones no exhiben anomalías negativas importantes de Eu, debido a que probablemente el fraccionamiento de la plagioclasa no fue el proceso más importante en la génesis de estas rocas. Dado el alto número de muestras analizadas y su variedad, se optó por graficar

Tabla 4. Comparación de la abundancia de algunos elementos traza en MOR y las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra (MOG).

Elemento	MOR	MOG
$K_2O\%$	< 0,1 – 0,3	Todas las muestras
Sr (ppm)	90 – 200	11 de 39 muestras
Zr (ppm)	15 – 150	30 de 39 muestras
Nb (ppm)	1 – 15	30 de 39 muestras

Tabla 5. Relaciones de elementos traza para rocas formadas en ambientes tipo MORB–N, Plateau, Formación Amaime (Datos tomados de NIVIA 1987 y KERR *et al.* 1997) y rocas del MOG.

	MOR–N	Plateau	Fm. AMAIME	MOG
Zr/Y	2 – 4	4 – 5	1,86 – 2,81	0,32 – 4
Nb/Y	0,05 – 0,2	0,23 – 0,95	0,14 – 0,23	0,04 – 0,37
Ti/V	15 – 20	27 – 33	14,99 – 24,39	1,93 – 23,38
$(La/Yb)_n$	0,3 – 1,3	1,2 – 4,5	0,9 – 1,25	0,3 – 1,81
$(Gd/Yb)_n$	0,9 – 1,4	1,1 – 1,9	0,85 – 1,25	0,65 – 1,4

el promedio de las concentraciones de REE de las rocas del macizo. Al comparar el patrón que sigue dicho promedio con el de las rocas tipo MOR–N (Fig. 9) se observa correspondencia total con respecto a su distribución, mostrando valores menores de hasta 7 veces el valor de la condrita.

Así mismo los valores de REE de las rocas del macizo fueron normalizados con respecto a la composición del manto, utilizando los valores propuestos por Sun y McDONOUGH (1989), (ver ROLLINSON 1993). En la figura 10 se presenta el diagrama de REE/Manto Primitivo para las muestras del MOG, observándose una distribución relativamente plana y homogénea en todas los especímenes analizados. Las rocas del MOG presentan, con relación al manto primitivo, enriquecimientos de REE de hasta 10 veces, valor concordante con el propuesto por HOFMANN (1988), para las rocas generadas en dorsales meso-oceánicas.

Las rocas tipo MOR–N, son derivadas de un manto superior empobrecido en elementos incompatibles, por esta razón, la normalización con dichos valores es útil pues representa la composición de un magma sin enriquecimiento y sin interacción con la corteza continental (PEARCE 1996), además, PEARCE (1984) establece que las rocas tipo MOR–N presentan patrones para REE horizontales y cercanos a 1, comportamiento observado para las rocas estudiadas del macizo (Fig. 11). Es de anotar que las muestras MOG–02 y MOG–20 poseen los valores más bajos de REE debido a que ellas representan las rocas más primitivas del macizo. Cuando es graficado el promedio de la concentración de dichos elementos en las rocas del macizo normalizado, con respecto a MOR–N, se refleja su correspondencia en cuanto a distribución y concentración con el promedio de las rocas generadas en una dorsal meso-oceánica tipo N.

MODELO EVOLUTIVO DEL MACIZO OFIOLÍTICO DE GINEBRA (MOG)

El modelamiento con los datos de REE, es utilizado para entender la naturaleza y el grado de fusión parcial de la fuente de un grupo de rocas. Para el caso de las muestras del MOG, los elementos mayores y trazas revelan que ellas fueron originadas por fusión parcial de una fuente mantélica con concentraciones normalizadas, con respecto a manto primitivo y condrita, de elementos compartibles (Mg, Cr, Ni, etc), cercanos a la unidad, los cuales sufren un fuerte decrecimiento en las rocas más diferenciadas al haber sido incorporados en las estructuras de piroxenos y olivinos, minerales predominantes en las rocas ultrabásicas del macizo.

Usando la ecuación de fusión parcial $Cl/Co=1/(Do+F(1-Do))$ (SCHILLING 1966 en HANSON 1980), con los valores de Kd dados por Hanson (1980), se determinó que la fuente de las rocas del MOG estaba constituida por un manto harzburgítico (66% de olivino, 32% de ortopiroxeno y 2% de clinopiroxeno) que sufrió un grado de fusión parcial cercano al 30% (Fig. 12).

NIVIA (1987) propone que las rocas de la Formación Amaime son derivadas de una fuente mantélica enriquecida en elementos higromagmatófilos con respecto a la fuente de MORB N. Posteriormente el mismo autor en 1993, propone la existencia de un bloque cortical único de composición oceánica que denominó Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO), en la que se presentan escamas de rocas plutónicas ultramáficas; entre los cuerpos principales. Dentro de esta provincia incluye los complejos ofiolíticos de Los Azules, La Tetilla y Ginebra entre otros, al igual que las rocas volcánicas básicas de la Formación Barroso, Grupo Diabásico, Basaltos de La Trinidad y las Formaciones Amaime y Volcánica. Por otro lado, NIVIA (1996), considera que el ambiente de generación de las rocas volcánicas básicas asociadas a la PLOCO, corresponde a mesetas oceánicas o plateaus oceánicos, formados por ascenso de "plumas" de materiales sólidos del manto profundo que al alcanzar niveles corticales, se funden produciendo erupciones muy abundantes de lavas basálticas sobre el fondo de los océanos. Afirma que la PLOCO fue acrecionada al borde occidental de la placa Suramericana (NIVIA 1987 y 1989).

En el presente estudio se utilizaron datos geoquímicos de algunas muestras de la Formación Amaime reportados por NIVIA (1987) y por KERR *et al.* (1997), con el fin de establecer si existen relaciones genéticas entre esta formación y las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra. Según NIVIA (1987), como se afirmó anteriormente, las rocas de la Formación Amaime son derivadas de una fuente mantélica enriquecida en elementos higromagmatófilos con respecto a la fuente de MORB-N, sin embargo, al normalizar los valores de REE de las muestras AN191, AN198, AN78, AN154 y AN149, con respecto a la condrita, se presentan patrones homogéneos, planos y enriquecidos hasta 10

veces el valor de ésta (Fig. 13), comportamientos típicos de rocas con características MORB-N. (WILSON 1989).

Al normalizar los valores de las REE de las muestras de la Formación Amaime con respecto a MOR-N (Figura 13) también se observan patrones planos con abundancias normalizadas cercanas a la unidad, sin mostrar enriquecimientos significativos de los elementos más incompatibles, lo que corroboraría que las rocas poseen una fuerte afinidad con las generadas en una dorsal meso-oceánica tipo N (PEARCE 1984).

Al utilizar el diagrama Zr/4-2Nb-Y de MESCHÉDE (1986) con los datos reportados por NIVIA (1987) y KERR *et al.* (1997), de las muestras de la Formación Amaime, se observa que la gran mayoría de ellas se proyecta en el campo de las rocas formadas en dorsales oceánicas tipo MOR-N. Las muestras AMA3, AMA6 y AN184 caen en el campo del tipo MOR-P, la AMA11 en el límite entre rocas formadas en dorsal oceánica tipo MOR-P e intraplaca, y la muestra AMA8 en el campo de las producidas en ambientes intraplaca (Fig.14). Al comparar el comportamiento de las rocas del MOG en el mismo diagrama, se observa que también se proyectan en el campo de las rocas formadas en ambiente tipo MOR-N, lo que permitiría postular que las muestras de la Formación Amaime y las rocas del MOG, fueron generadas en un ambiente de dorsal oceánica tipo N.

STERN *et al.* (1995 en PEARCE 1996), establecen algunas relaciones elementales que según ellos permiten diferenciar rocas originadas en ambientes tipo MOR-N de las de ambientes plateau (Tabla 5). Al comparar los rangos de variación de dichas relaciones, para algunas rocas de la Formación Amaime y del MOG, se observa una fuerte correspondencia con la composición de las rocas generadas en un ambiente de dorsal meso-oceánica tipo N.

Según McCOURT *et al.* (1984), el Batolito de Buga, que intruye las rocas de la Formación Amaime y las del Macizo Ofiolítico de Ginebra, tiene una edad de 99 ± 4 Ma., lo que implicaría una edad mínima cretácica temprana para las vulcanitas de la Formación Amaime y para el MOG. Si se asume que estas unidades son estructuralmente correlacionables con el Complejo Ofiolítico del Cauca, tendrían entonces una edad de 126 ± 12 M.a. (RESTREPO & TOUSSAINT 1975), por otro lado, ASPDEN & McCOURT (1986), postulan que la Formación Amaime y el Macizo Ofiolítico de Ginebra representan una ofiolita incompleta, donde los basaltos de la Formación Amaime y las anfibolitas del Macizo de Ginebra podrían corresponder con la Capa 2 de la corteza oceánica, mientras que los gabros y las rocas ultramáficas del Macizo representarían la Capa 3. Para dichos autores, tanto las rocas de la Formación Amaime como las del Macizo de Ginebra, junto con los complejos ofiolíticos del Cauca y el de Los Azules conforman el Terrero Amaime, el cual representa un ciclo orogénico acrecionario Jurásico más inferior que terminó hace aproximadamente 125-130 M.a, el cual se emplazó a lo largo de la zona de sutura representada por la Falla de Romeral.

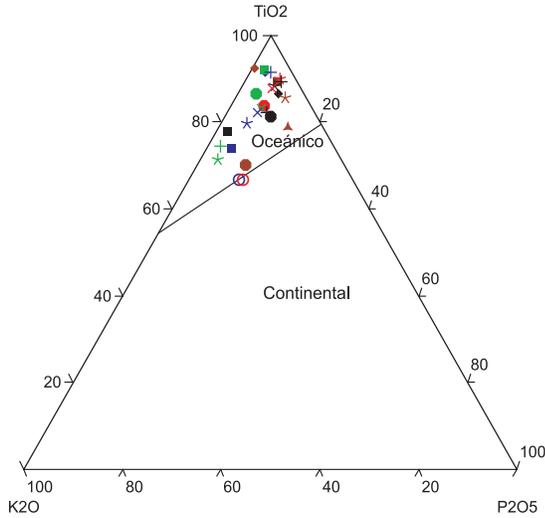


Fig. 7. Diagrama $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ (PEARCE *et al.* 1975). La totalidad de las rocas del MOG ocupan el campo de rocas formadas en ambiente MOG oceánico. Símbolos como en la Tabla 1 y 2.

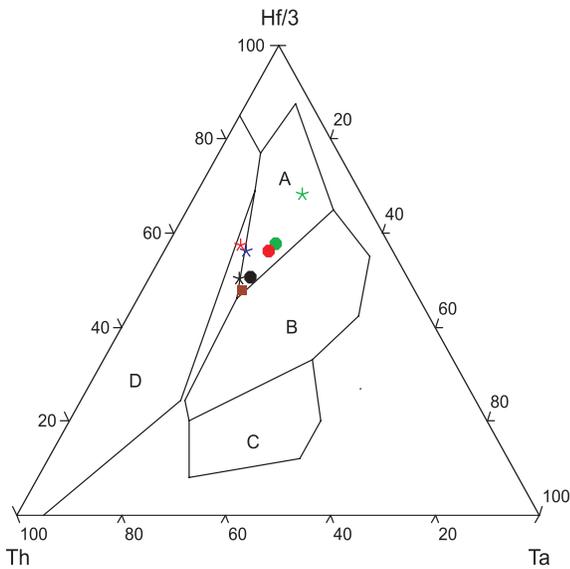


Fig. 8. Diagrama $Th-Hf/3-Ta$ (WOOD 1979). A: MOR-N; B: MOR-E y toleitas intraplaca; C: Rocas alcalinas intraplaca; D: Rocas de arco volcánico. Símbolos como en la Tabla 1.

NIVIA (1993) agrupó la Formación Amaime y las rocas de la Cordillera Occidental dentro de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO) no considerando necesaria su separación, debido a que, según el, poseen características geoquímicas similares con las rocas generadas en ambientes tipo plateau. Sin embargo, MORENO & PARDO (2003), diferenciaron dos complejos dentro de PLOCO teniendo en cuenta la presencia de rocas básicas y ultrabásicas que son intruidas por rocas plutónicas del Cretáceo Temprano (Batolito de Buga) res-

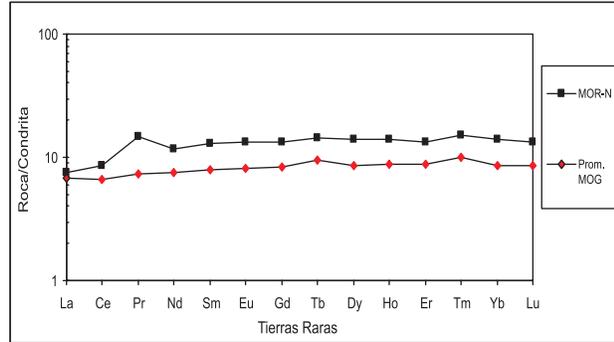
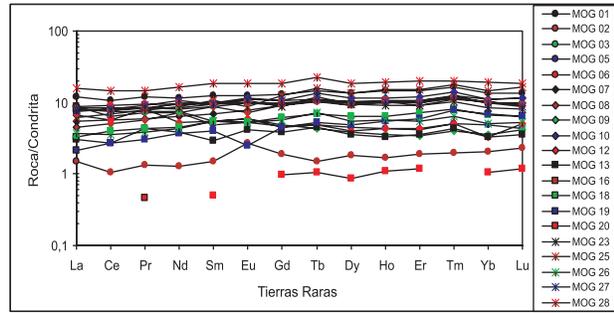


Fig. 9. Diagrama de REE normalizados con respecto a la condrita, según NAKAMURA (1974) y promedio de la concentración de REE en las rocas del MOG y MOR-N.

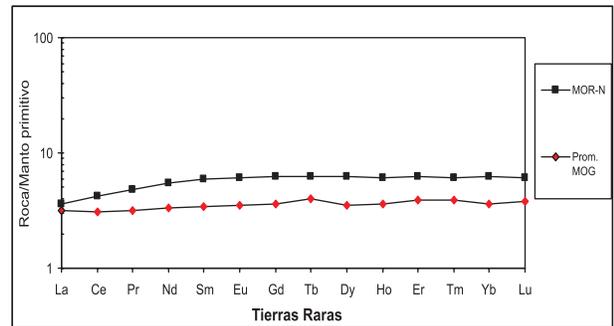
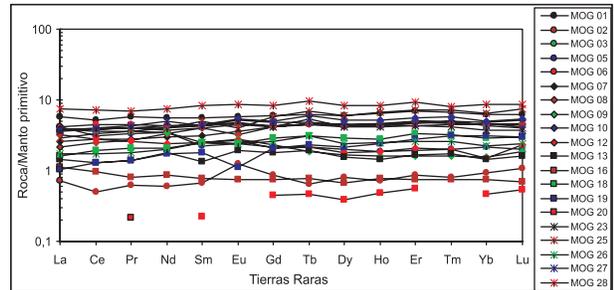


Fig. 10. REE normalizados con respecto al manto primitivo, según SUN & McDONOUGH (1989) y Promedio de la concentración de REE del MOG y MOR-N normalizados con respecto al manto primitivo.

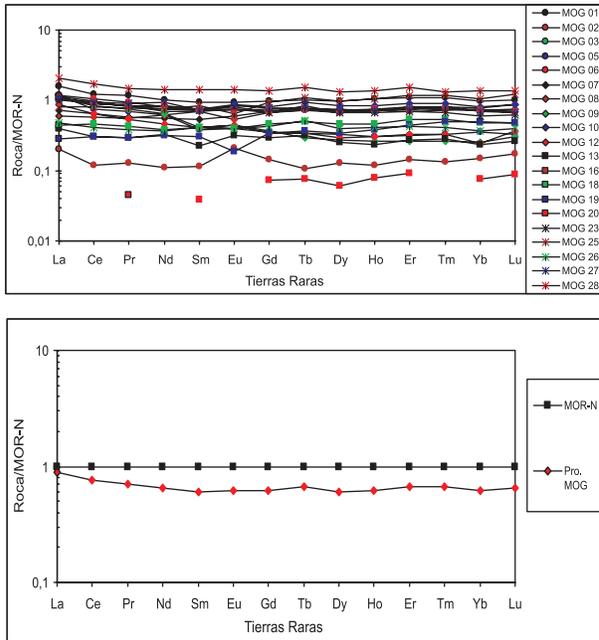


Fig. 11. REE normalizados con respecto a MOR-N, según SUN & McDONOUGH (1989) y promedio de la concentración de REE de las rocas del MOG normalizado con respecto a MOR-N.

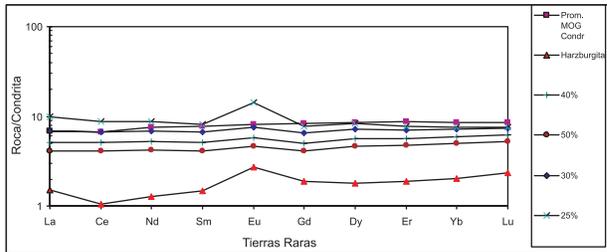


Fig. 12. Diagrama de una fuente harzburgítica normalizada con respecto a condrita y patrones calculados de fusión parcial derivados de esa fuente para establecer los grados de fusión parcial de la fuente de las rocas del MOG.

tringidas al borde occidental de la Cordillera Central y al Valle del Río Cauca, las cuales podrían representar un basamento oceánico más antiguo.

De acuerdo con el análisis conjunto de los datos geoquímicos del MOG y de algunos de los de la Formación Amaime, se puede concluir que dichas unidades se encuentran relacionadas genéticamente y que fueron formadas en un ambiente tipo MOR-N, corroborando así la idea sugerida por ASPDEN & McCOURT (1986) de que las dos unidades hacen parte de una ofiolita incompleta. Dicho complejo ofiolítico podría corresponder a un basamento oceánico más antiguo y geoquímicamente independiente de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO), definida por NIVIA (1993), que fue acrecionado

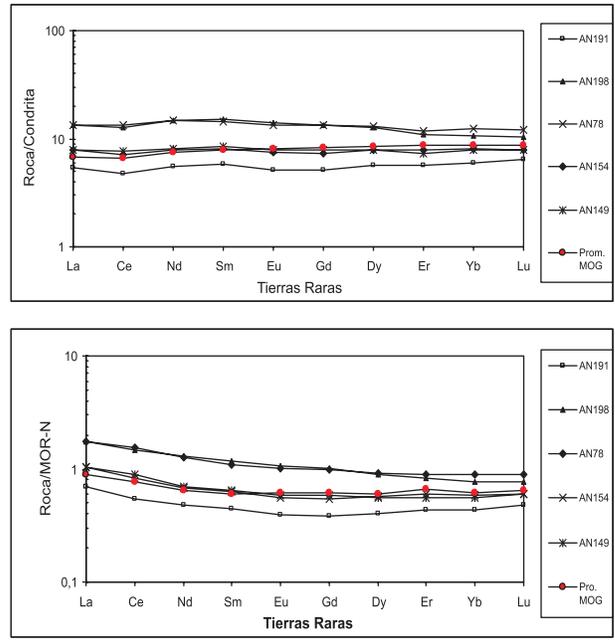


Fig. 13. REE normalizados con respecto a condrita según NAKAMURA (1974) y REE normalizados con respecto a MOR-N, según SUN & McDONOUGH (1989) de algunas muestras pertenecientes a la Formación Amaime y del promedio del MOG. Datos tomados de NIVIA (1987).

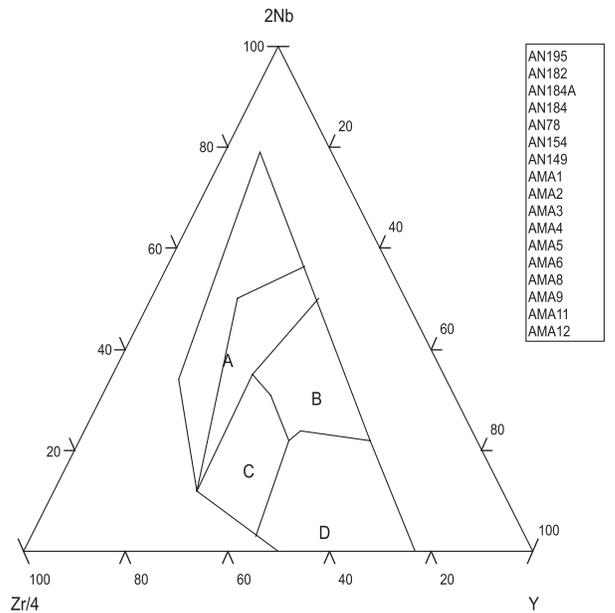


Fig. 14. Diagrama $Zr/4-2Nb-Y$ (MESCHÉDE 1986) para rocas de la Formación Amaime. La mayoría de las rocas se sitúan en el campo D que corresponde a rocas formadas en ambiente de dorsal oceánica tipo MOR-N. A-Rocas de intraplaca, B-Rocas de dorsal oceánica tipo MOR-P. Datos tomados de NIVIA (1987) y KERR *et al.* (1997).

al borde occidental de la placa Suramericana antes de la acreción de PLOCO. Por consiguiente se debería reconsiderar la hipótesis de que el flanco occidental de la Cordillera Central pertenece a PLOCO y que éste se encuentra conformado por una serie de bloques alóctonos con características de fondo oceánico y más antiguos que lo sugerido por NIVIA (1987) y KERR *et al.* (1997).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las rocas del MOG poseen un carácter subalcalino y pertenecen a la serie toleítica baja en potasio, mostrando un enriquecimiento relativo en FeO^t, con relación al MgO, comportamiento típico de las rocas más primitivas de dicha serie. La mayoría de las rocas del MOG pertenecen al grupo de las rocas gabroideas y fueron clasificadas geoquímicamente como gabros peridotíticos, gabros y gabros dioríticos. Las rocas más primitivas corresponden a piroxenitas, wehrlitas y dunitas.

Del comportamiento geoquímico de los elementos mayores y traza en los diagramas de variación se concluye que las rocas del MOG son el producto del proceso de la cristalización fraccionada a partir de un magma único. La evolución de los magmas en su fase inicial estuvo fuertemente controlada por la cristalización de olivinos, clinopiroxenos y ortopiroxenos. Los altos valores de bario, así como la dispersión de su concentración son indicios de la actividad hidrotermal en la zona, producida por la intrusión del Batolito de Buga.

El comportamiento de los diferentes elementos de las rocas del MOG en los diagramas de discriminación geotectónica, y las relaciones de algunos elementos considerados, permiten afirmar que éstas fueron generadas en una dorsal meso-oceánica y que sus fuentes provienen del segmento MOR-N en el manto superior.

Los REE normalizados con respecto a la condrita, manto primitivo y MOR-N, muestran patrones característicos de rocas generadas en dorsales meso-oceánicas tipo N. La ausencia de anomalías importantes en Eu, indica que el fraccionamiento de la plagioclasa no fue el proceso más importante en la génesis de dichas rocas. Se determinó que la fuente de las rocas del MOG estaba constituida por un manto harzburgítico (66% de olivino, 32% de ortopiroxeno y 2% de clinopiroxeno) que sufrió un grado de fusión parcial cercano al 30%.

Con base en la información geoquímica del MOG y la interpretación de algunos datos de la Formación Amaime, se postula que las dos unidades se encuentran relacionadas genéticamente y que fueron formadas en un ambiente tipo MOR-N. Actualmente representan una ofiolita incompleta, donde los basaltos de la Formación Amaime y las anfibolitas del MOG podrían corresponder a la capa 2 de la corteza oceánica, los gabros y las rocas ultramáficas representarían la capa 3. Dicho complejo ofiolítico podría corresponder a un basamento oceánico más antiguo y geoquímicamente independiente a la PLOCO, acrecionado al borde occidental de

la placa Suramericana antes de la acreción de PLOCO, de acuerdo con lo propuesto por ASPDEN & McCOURT (1986).

Se recomienda reconsiderar la hipótesis de que el flanco occidental de la Cordillera Central pertenece a PLOCO, pues éste se encuentra conformado por una serie de bloques alóctonos con características de fondo oceánico y más antiguos que lo sugerido por NIVIA (1987) y KERR *et al.* (1997).

Es necesario llevar a cabo análisis de microsonda en anfíboles y piroxenos con el fin de determinar condiciones de presión y temperatura de generación de las rocas del MOG, además de adelantar estudios isotópicos para establecer la evolución del manto que dio origen a dichas rocas. Se recomienda realizar dataciones radiométricas con el fin de determinar la edad de las rocas del MOG y así poder esclarecer su relación temporal con las rocas de la Formación Amaime y con el Batolito de Buga.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar sus agradecimientos a la Vicerrectoría de Investigaciones de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, por la financiación del presente estudio, el cual hace parte del proyecto de investigación titulado "Caracterización Geológico-Minera y Geoambiental de los sectores mineros de Cuevaloca (Buga) y El Retiro (Ginebra) en el departamento del Valle del Cauca", realizado por los profesores Ana Elena Concha P., Juan Carlos Molano M. y Jaime Enrique Mendoza.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASPDEN, J.A., & McCOURT, W.J. (1986): Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia. *Geology*, Vol. 14, p. 415-418.
- ASPDEN, J.A., McCOURT, W.J., & BROOK, M. (1987): Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Jour. of the Geological Society, London*. Vol. 144, pp. 893-905.
- ÁLVAREZ, A., J. (1995): Geología del Complejo Ofiolítico de Pácora y secuencias relacionadas a Arco de Islas (Complejo Quebradagrande), Colombia. *Bol. Geol.* Vol. 35, N.1, Ingeominas, Santafé de Bogotá. Colombia.
- BEST, M. (1982): *Igneous and metamorphic petrology*. Ed. Freeman and Company. San Francisco.
- CANN, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 7-11.
- DAZIANO, C.O. (2000): Petrogénesis del Stock máfico compuesto de Cañada del puerto, Córdoba, R. A. IX Congreso Geológico Chileno. Puerto Varas. Chile. Vol. 1, 731-735.
- DE ARMAS, M. (1986): Preliminary Geochemical Prospecting in the Area of the Ginebra (Valle)-Colombia. *Ingeominas-University of Leicester*. p. 3-40.
- ESPINOSA, B., A. (1982): Las ofiolitas del suroccidente colombiano y la tectónica de placas. *Pub. Esp. N.10*. Ingeominas, Bogotá.

- _____ (1985): "El Macizo de Ginebra (Valle), Una Nueva Secuencia Ofiolítica sobre el Flanco Occidental de la Cordillera Central". VI Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá, V. 3, p. 46–57.
- GIUNTA, G., BECCALUVA, L., COLTORTI, M., & SIENA, F. (2003a.): The Peri-Caribbean Ophiolites and Implications for the Caribbean Plate Evolution. American Association Petroleum Geologist, International Conference, Barcelona, 1–6 pp.
- HOFMANN, A.W. (1988): Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 90, 297–314.
- IRVINE, T.N., & BARAGAR, W., R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rock. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 8, pp. 523–548.
- KERR, A.C., MARRINER, G.F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D., THIRLWALL, M.F., & SINTON, C.W. (1997): Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: Elemental, Chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Jour. Of Petrology*. Vol. 38, N. 6, pp. 677–702.
- LE MAITRE, R., BATEMAN, P., DUBEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M., SABINE, P., SCHID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A., & ZANNETTIN, B. (1989): A Classification of igneous rocks and glossary of terms. Ed. Blackwell, Oxford.
- MCCOURT, W.J., ASPDEN, J.A., & BROOK, M. (1984): New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Jour. Geol. Surv. of London*. Vol. 141, p. 831–845.
- MESCHEDÉ, M. (1986): A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*. Vol. 56, pp. 207–218.
- MIDDLEMOST, E.A. (1994): Naming material in the magma/igneous rocks system. *Earth Science Reviews*. Vol. 37. p. 215–224.
- MORENO, M., & PARDO, A. (2003): Stratigraphical sedimentological constraints on Western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean Plate. In C. BARTOLINI, R.T. BUFFLER and J. BLICKWEDE, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 891–924.
- NELSON, H.W. (1962b): Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental, sección carretera Cali–Buenaventura. *Bol. Geol. Serv. Geol. Nat.*, Vol. 10, N.1–3, pp.81–108. Bogotá.
- NIVIA, A. (1987): Geochemistry and origin of the Amaime and volcanic sequences Southwestern Colombia. Thesis University of Leicester. London. P. 1–150.
- _____ (1989): El Terreno Amaime–Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. V Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Memorias, Vol. 1, p. 1–30.
- _____ (1993): Evidencias de obducción en el Complejo Ultramáfico de Bolívar. VI Congreso Colombiano de Geología, Medellín, Memorias, V.1, p. 63–79.
- _____ (1994): The Bolivar mafic–ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 99, N. XX.
- _____ (1996): El Complejo Estructural Dagua, registro de formación de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental en un prisma accrecionario. VII Congreso Colombiano de Geología. Memorias p. 54–66.
- _____ (2001): Mapa geológico del Departamento del Valle del Cauca. Memoria explicativa. Ingeominas. Bogotá.
- PEARCE, J.A. (1996): A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for massive sulphide Exploration*. Geological association of Canada. Short Course Notes, Vol. 12. Winnipeg, Manitoba. Canada.
- PEARCE, J.A., & CANN, J.R. (1973): Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determinated Using Trace Elements Analyses. *Earth Planet Sci. Lett.*, 19, 290–300.
- PEARCE, J.A., & GALE, G. (1977): Identification of ore–deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Epec. Publ*, 7. p. 14–24.
- PEARCE, J.A., GORMAN, B., & BIRKETT, T. (1975): The TiO₂–K₂O–P₂O₅ diagram; a method of discriminating between oceanic and non–oceanic basalts. *Earth Planet. Sc. Lett*. Vol. 24. p. 419–426.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J., & ROBERTS, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra–subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds), *Marginal Basin Geology*. Geological Society London, Special Publication, vol. 16, pp.77–94.
- RESTREPO, J.J., & TOUSSAINT, J.F. (1975): Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. *Pub. Esp. Geol*. N. 6, 24p. Univ. Nal. Medellín.
- ROLLINSON, H.R. (1993): Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman/Wyillie. Harlow/New York. 350p.
- SEHELLY, D. (1993): Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Ed. Cahpman and Hall. p. 445. London.
- TSIKOURAS, B., & HATZIPANAGIOTOU, K. (1998): Petrogenetic evolution of an ophiolite fragment in an ensialic marginal basin, northern Aegean (Samothraki Island, Greece). En: *European Journal of Mineralogy*. No. 10, pp. 551–567.
- WILSON, M. (1989): Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London.
- WINTER, J.D. (2001): An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Ed. Prentice-Hall, New Jersey, 697pp.
- WOOD, D., JORON, J.L., & TREUIL, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet Sci. Lett.*, 45, 326–336.

Manuscrito recibido Septiembre 2007; aceptado Diciembre 2007.