# METAMORFISMO PRE-OROGENICO CRETACICO Y MARCO GEOTECTONICO, CORDILLERA OCCIDENTAL DE COLOMBIA (PERFIL BUGA-BUENAVENTURA)

LUIS AGUIRRE

Laboratoire de Pétrologie Magmatique, U.R.A. 1277, Université d'Aix-Marseille III, 13397 Marseille Cedex 13, France

## RESUMEN

La Cordillera Occidental del sur de Colombia está formada principalmente por las rocas cretácicas, volcánicas e intrusivas, de carácter básico, del Grupo Diabásico. Las características químicas de estas rocas corresponden a corteza oceánica afín al MORB-T; ellas están afectadas por un metamorfismo de bajo grado, no deformativo, pre-orogénico, del tipo piso oceánico, que comprende las facies ceolita, prehnita-pumpellyita y, posiblemente, esquistos verdes. La composición de los minerales metamórficos indica una $f_{O_2}$ elevada, fuerte $a_{Ca^{2+}}$ y $a_{Si^{4+}}$ y bajo $\mu_{CO_2}$. Se estima que el intervalo de temperatura del metamorfismo es de 120-300°C indicando un gradiente térmico próximo a 100°C/km. Se obtuvieron valores de P y T de 1,05 ± 0,05 kbar y 165 ± 5°C, respectivamente, para el límite entre las facies de ceolita y prehnita-pumpellyita. El marco geotectónico del Grupo Diabásico correspondería a una cuenca marginal en un sistema en extensión arco insular/cuenca tras-arco, relacionado con ambientes geotectónicos similares, imperantes a lo largo del borde occidental de Sudamérica durante el Cretácico. El tipo metamórfico refleja la presencia de una rama ascendente, evolucionada químicamente, de una celda de convección situada en la región axial de la cuenca marginal. Es posible, sin embargo, que parte (o la totalidad) de las asociaciones mineralógicas de la facies ceolita represente un evento hidrotermal tardío, lejos de la región axial. La trayectoria P-T-t, contraria a los punteros del reloj, del metamorfismo del Grupo Diabásico es típica del metamorfismo en extensión (diastametamorfismo). El cierre de la cuenca marginal se produjo a fines del Cretácico y originó la colisión y obducción de las varias napas de corteza oceánica que constituyen la Cordillera Occidental.

*Palabras claves: Cretácico, Metamorfismo de bajo grado, Geotectónica, Grupo Diabásico, Cordillera Occidental, Colombia.*

## ABSTRACT

The Cretaceous basic volcanic and intrusive rocks of the Diabasic Group constitute most of the Western Cordillera in southern Colombia. Their chemical features correspond to oceanic crust with T-MORB affinities; they have been affected by low-grade, non-deformational, pre-orogenic ocean-floor metamorphism representing the zeolite, prehnite-pumpellyite and, possibly, the greenschist facies. The composition of the metamorphic minerals indicate high $f_{O_2}$, strong $a_{Ca^{2+}}$ and $a_{Si^{4+}}$ and low $\mu_{CO_2}$. A temperature interval (120-300°C) is estimated which indicates a thermal gradient about 100°C/km. P and T values obtained for the boundary between the zeolite and prehnite-pumpellyite facies are of 1.05 ± 0.05 kbar and 165 ± 5°C, respectively. The geotectonic setting of the Diabasic Group would correspond to a marginal basin in an oceanic island arc/back-arc basin, extensional, system related to similar settings generated along the western South American border during the Cretaceous. The metamorphic pattern reflects the presence of an ascending, chemically evolved, branch of a convective cell at the axial zone of the marginal basin. However, part or all the zeolite facies assemblages might represent a later, off-axis, hydrothermal event. The anticlockwise P-T-t path of the Diabasic Group metamorphism is typical of the extensional (diastathermal) metamorphism. Closing of the basin system occurred at the end of the Cretaceous resulting in collision and obduction of several nappes of oceanic crust to form the Western Cordillera.

*Key words: Cretaceous, Low-grade metamorphism, Geotectonics, Diabasic Group, Western Cordillera, Colombia.*

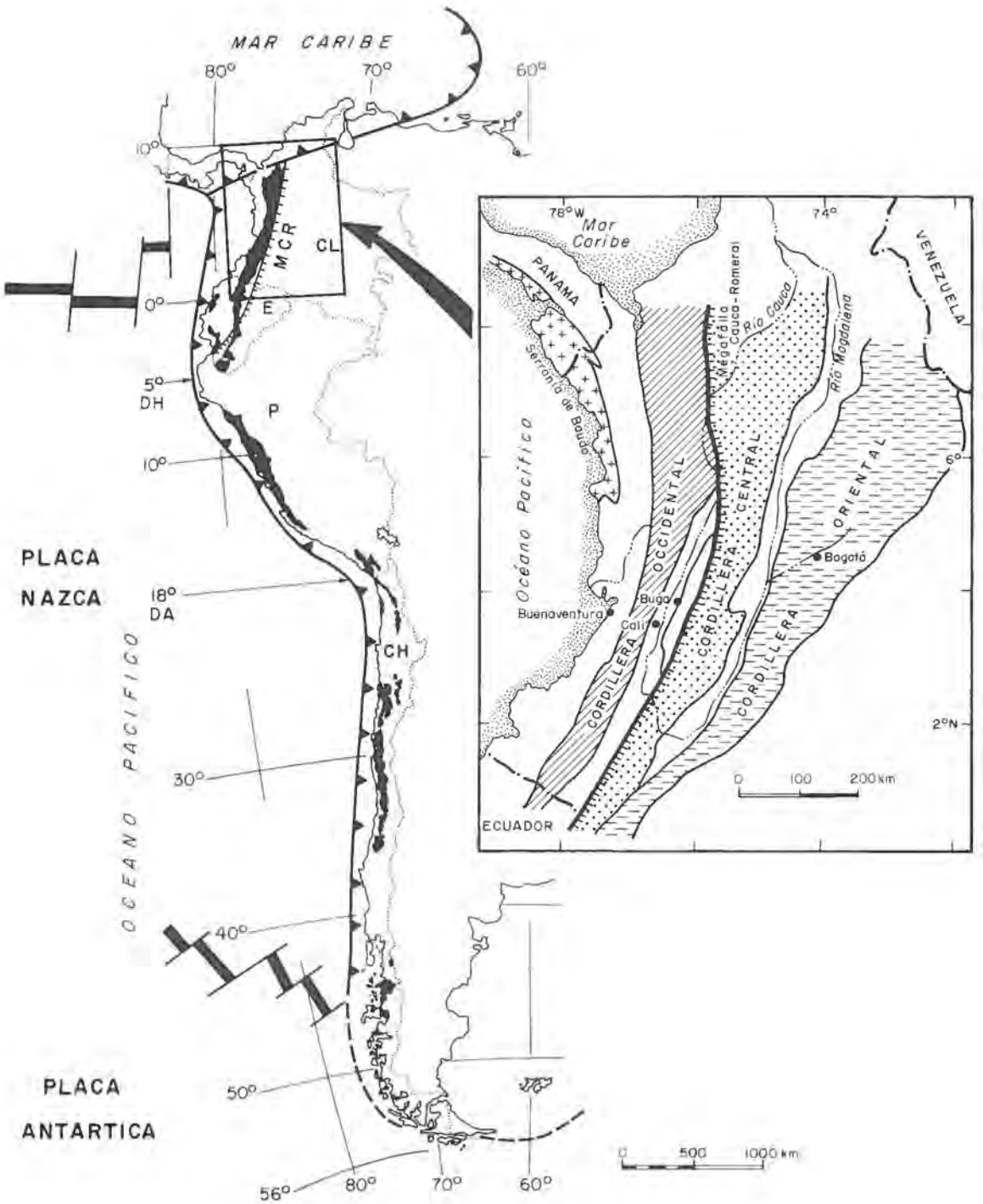



FIG. 1. Mapa esquemático de la región andina mostrando la segmentación de la cadena y los principales elementos geotectónicos y geográficos en juego. **DH.** Deflexión de Huancabamba; **DA.** Deflexión de Arica; **MCR.** Megafalla Cauca-Romeral. **CL.** Colombia; **E.** Ecuador; **P.** Perú; **CH.** Chile. En negro, afloramientos de rocas volcánicas cretácicas. En cuadro aparte las unidades morfotectónicas del occidente colombiano y la ubicación del perfil Buga-Buenaventura. La escala está dada por las coordenadas geográficas.

## INTRODUCCION Y MARCO GEOLOGICO

Tres segmentos principales existen a lo largo de los Andes: **a.** Andes Septentrionales, desde el mar Caribe hasta la deflexión de Huancabamba (5°S), situada entre Ecuador y Perú; **b.** Andes Centrales, desde la latitud 5°S hasta la deflexión de Arica (18°S); y **c.** Andes Meridionales, desde la latitud 18°S hasta el Cabo de Hornos (56°S) (ver, por ejemplo, Aubouin, 1973). Cada segmento se caracteriza por una orientación estructural específica (Fig. 1).

En Colombia, los Andes Septentrionales se dividen en tres ramas de dirección NNE, separadas por los sistemas fluviales, tectónicamente controlados, de los ríos Cauca y Magdalena. Estas ramas se conocen como las cordilleras Oriental, Central y Occcidental. A la latitud del perfil (Buga-Buenaventura), la Cordillera Occidental está constituida, principalmente, por rocas volcánicas básicas, conocidas como Grupo Diabásico, y por rocas sedimentarias marinas, pertenecientes al Grupo Dagua (Nelson, 1959). El Grupo Diabásico está formado por coladas basálticas, macizas y almohadilladas, filones-mantos de diabasa, gabros de grano grueso y cantidades menores de cherts y lutitas en forma de intercalaciones. El espesor total del Grupo es desconocido y, probablemente, excede los 5 km, de acuerdo con Barrero (1979). El Grupo Dagua se compone, principalmente, de pizarras y filitas con delgadas intercalaciones de grauwacas, calizas y cherts de color oscuro; su espesor total mínimo fue estimado en 2 km por Millward *et al.* (1984) y en *ca.* 3 km por Barrero (1979). Las relaciones estratigráficas entre los Grupos Diabásico y Dagua son complejas. Varios autores, en el pasado, *e.g.* Nelson (1957, 1962) y Barrero (1979) entre otros, concluyeron que el Grupo Diabásico es más joven que el Grupo Dagua. Sin embargo, interpretaciones más recientes consideran a estas dos unidades como equivalentes temporales, interestratificados con edades comprendidas en el intervalo Barremiano-Maastrichtiano (ver Barrero, 1979 y McCourt *et al.*, 1984). El Grupo Diabásico se ha interpretado como la parte superior de una secuencia ofiolítica (Goosens *et al.*, 1977; Bourgois *et al.*, 1982).

Un sistema de desgarramiento regional, conocido como Megafalla de Cauca-Romeral, separa a las unidades volcano-sedimentarias post-jurásicas de la Cordillera Occidental (y del flanco oeste de la Cordillera Central) de las rocas magmáticas y metamórficas, principalmente cretácicas, que constituyen la mayor parte de la Cordillera Central. Esta megafalla se extiende hacia el sur en Ecuador y es, generalmente, interpretada como una paleosutura, que marca el contacto entre corteza continental al este y corteza oceánica al oeste. La presencia de corteza oceánica se evidencia, además, por la existencia de una importante anomalía gravitacional positiva sobre la Cordillera Occidental (Case *et al.*, 1971, 1973; Meissner *et al.*, 1976).

Entre los mecanismos sugeridos para explicar el emplazamiento del material de naturaleza oceánica de la Cordillera Occidental se cuentan los tipos de colisión acrecionaria y de colisión obductiva. De acuerdo con el primero, la geometría de las fallas inversas y la posición de los bloques de rocas volcánicas y sedimentarias intercaladas puede interpretarse como el apilamiento de una serie de escamas falladas contra el margen cratónico de Sudamérica, a lo largo de la línea de la Falla Cauca-Romeral, en forma de una cuña de acreción (Millward *et al.*, 1984). La dirección de desplazamiento del material oceánico habría sido del suroeste hacia el noreste (McCourt *et al.*, 1984). Por otra parte, Bourgois *et al.* (1982, 1985, 1987) propusieron un modelo de colisión-obducción, según el cual la Cordillera Occidental es el producto de un fallamiento inverso de tipo alpino, caracterizado por napas que se han desplazado desde el noroeste hacia el sureste. Estos autores identificaron tres unidades estructurales en el perfil Buga-Buenaventura; de oeste a este y de más baja a más alta, ellas son: Unidad Río Dagua, Unidad ('ventana') de Loboguerrero y Napa Río Calima. La posición relativa y la dirección de desplazamiento de estas napas permite concluir que la superior, Río Calima, se originó en una región que, durante el Cretácico, estaba más distante de Sudamérica que la correspondiente a la Unidad Río Dagua. Durante el Cretácico Superior-Paleoceno Inferior, 68-80 Ma, tuvo lugar el sobrescurrimiento, plegamiento y obducción del complejo básico dando lugar a la formación de la Cordillera Occidental (Bourgois *et al.*, 1987).

Los grupos Diabásico y Dagua han sido afectados por metamorfismo de bajo grado en facies ceolita, prehnita-pumpellyita y esquistos verdes (Ba-

rrero, 1979; Espinosa-Baquero, 1980; Rodríguez, 1981; Bastouil, 1985). Espinosa-Baquero (1980) consideró que este metamorfismo es pre-orogénico y de tipo 'piso oceánico' (ocean-floor metamorphism). Dos fases tectónicas acompañadas de plegamiento isoclinal y desarrollo de esquistosidad fueron establecidas por Bourgois *et al.* (1982) en la Unidad Río Dagua. La primera de ellas originó una deformación contemporánea con un metamorfismo de facies esquistos verdes. Este metamorfismo, que genera estructuras penetrativas, es posterior al evento no-deformativo de tipo piso oceánico y no se trata en el presente trabajo.

Se discuten aquí los resultados del estudio de un perfil de la Cordillera Occidental de Colombia entre Buga y Buenaventura (4°S). Se han investigado las características químicas y mineralógicas de las rocas de los grupos Diabásico y Dagua, con el objeto de contribuir a la elaboración de un modelo que explique la evolución geotectónica de este segmento andino. Cincuenta y cinco muestras fueron recolectadas y estudiadas al microscopio; 16 fueron analizadas químicamente por elementos mayores y en trazas (absorción atómica, Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Université d'Aix Marseille III) y 5, estudiadas con microsonda (Université de Montpellier, CAMEBAX, valores operacionales de 16 kV, 0,017 μA y diámetro del rayo de 1μ) con el objeto de caracterizar la mineralogía primaria y secundaria. Este trabajo incluye datos y algunas conclusiones de Bastouil (1985) quien trabajó con parte de la colección petrológica aquí utilizada.

## GEOQUIMICA

Las lavas del Grupo Diabásico son toleítas pobres en potasio (hiperstena normativa), que muestran una evolución magmática poco importante, evidenciada por un intervalo restringido en $SiO_2$ (46,3 - 52,7%). Sus valores en $K_2O$, Rb y otros elementos LIL son bajos y presentan contenidos de $Al_2O_3$ reducidos (12,0 - 16,4%; Tabla 1). Los diagramas multielementos (spidergrams) muestran un empobrecimiento del Rb, K y Sr con relación al Ba y al Th y un enriquecimiento en Ta y Nb. Los diagramas de Tierras Raras son próximos a la horizontal, con contenidos absolutos 6-20 veces superiores a los de las condritas, y se caracterizan por una ligera deficiencia en Tierras Raras livianas con $La_N/Yb_N$ = 0,50 - 0,91 (ver Marriner y Millward, 1984; Millward *et al.*, 1984). La razón inicial del estroncio varía entre 0,7035 y 0,7045, pero la fuerte alteración observada en las rocas del Grupo Diabásico puede afectar la credibilidad de estas cifras (Marriner y Millward, 1984). Los efectos de la alteración se reflejan en la movilidad de algunos elementos *e.g.* Na, Ca, Al, Mg y Sr, haciendo ambigua la interpretación de ciertos diagramas discriminantes y explicando la presencia de nefelina normativa en algunas de las rocas analizadas (Tabla 1).

Barrero (1979) concluyó que las lavas del Grupo Diabásico hicieron erupción en un arco insular oceánico de carácter inmaduro. Si bien algunos rasgos químicos de estas rocas pueden corresponder a ese marco, la mayor parte de sus características contradice tal hipótesis. Así, por ejemplo: **a.** La ausencia de andesitas y otras rocas más fraccionadas es atípica en los arcos insulares; **b.** Los contenidos de elementos incompatibles Rb, Sr y Ba son demasiado bajos y los de Cr y Ni, relativamente elevados en comparación con las cifras típicas de los arcos insulares; **c.** La razón Ba/Ta está sistemáticamente bajo el valor 450, que Gill (1981) consideró como el límite inferior para los magmas de arco (Millward *et al.*, 1984).

La hipótesis que atribuye un origen de dorsal oceánica al Grupo Diabásico es, a su vez, invalidada por las diferencias químicas existentes entre estas lavas y el N-MORB, particularmente el bajo contenido de Cr, Ni y Rb y los valores elevados de Th, Ta, Nb y Ba en las rocas colombianas (Millward *et al.*, 1984).

Los productos magmáticos del Grupo Diabásico presentan varias semejanzas con el T-MORB (transicional entre arco insular típico y N-MORB) y el E-MORB (tipo 'enriquecido', generalmente con erupciones a lo largo de elevaciones topográficas o plataformas asociadas con islas situadas sobre el eje de dorsales como Islandia, Azores, Galápagos, y otras). Tales semejanzas, entre las cuales la principal es el elevado contenido de Nb y Ta, se muestran claramente en los diagramas Hf-Th-Ta (Wood *et al.*, 1979) y Nb-Zr (ver Marriner y Millward, 1984).

**TABLA 1. COMPOSICION QUIMICA EN ELEMENTOS MAYORES (%) Y EN ELEMENTOS TRAZAS (ppm) Y NORMAS CIPW DE ROCAS REPRESENTATIVAS DEL GRUPO DIABASICO (PERFIL BUGA-BUENAVENTURA), COLOMBIA**

| Muestra | 109* | 114° | 124• | 132* | 133° | 135+ | 137+ | 144+ | 146* | 147* | 151° | 156° |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47,32 | 49,22 | 52,71 | 49,62 | 48,31 | 48,51 | 48,51 | 46,65 | 46,29 | 48,03 | 48,31 | 46,29 |
| $TiO_2$ | 1,96 | 1,18 | 1,33 | 1,15 | 1,02 | 1,21 | 1,14 | 2,26 | 1,85 | 1,89 | 0,68 | 1,21 |
| $Al_2O_3$ | 12,05 | 13,80 | 13,70 | 14,40 | 13,75 | 14,55 | 13,70 | 13,00 | 12,95 | 13,25 | 16,35 | 14,75 |
| $Fe_2O_3$ | 7,37 | 2,05 | 4,61 | 1,78 | 2,37 | 2,24 | 1,93 | 4,49 | 1,98 | 3,16 | 1,39 | 2,52 |
| FeO | 8,17 | 10,09 | 9,42 | 9,21 | 8,51 | 8,84 | 9,97 | 12,31 | 11,77 | 11,23 | 8,33 | 8,44 |
| MnO | 0,17 | 0,20 | 0,22 | 0,18 | 0,20 | 0,18 | 0,19 | 0,24 | 0,23 | 0,23 | 0,10 | 0,16 |
| MgO | 3,24 | 7,58 | 4,60 | 7,90 | 8,00 | 7,28 | 7,84 | 4,88 | 5,30 | 6,00 | 8,20 | 8,54 |
| CaO | 15,66 | 11,02 | 9,04 | 12,36 | 11,46 | 11,70 | 9,65 | 10,60 | 9,92 | 8,04 | 7,96 | 11,72 |
| $Na_2O$ | 0,36 | 2,15 | 2,57 | 1,66 | 2,35 | 2,26 | 2,90 | 2,36 | 4,65 | 4,53 | 3,64 | 2,31 |
| $K_2O$ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,10 | 0,12 | 0,01 | 0,20 | 0,05 | 0,04 | 0,07 |
| $P_2O_5$ | 0,26 | 0,13 | 0,12 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,13 | 0,24 | 0,17 | 0,16 | 0,10 | 0,10 |
| $CO_2$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $H_2O^+$ | 3,41 | 1,84 | 0,75 | 1,12 | 2,59 | 2,43 | 2,75 | 2,84 | 3,40 | 2,36 | 3,70 | 2,66 |
| $H_2O^-$ | 0,47 | 0,15 | 0,13 | 0,09 | 0,24 | 0,20 | 0,12 | 0,52 | 0,14 | 0,13 | 0,07 | 0,07 |
| Total | 100,45 | 99,42 | 99,21 | 99,57 | 98,91 | 99,58 | 98,95 | 100,40 | 98,85 | 99,06 | 98,87 | 98,84 |
| Qz | 9,66 | 0,76 | 8,31 | 1,86 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,60 | 0,00 | 0,00 | 0 00 | 0,00 |
| Or | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,12 | 0,61 | 0,74 | 0,06 | 1,24 | 0,31 | 0 25 | 0,43 |
| Ab | 3,15 | 18,66 | 22,10 | 14,27 | 20,68 | 19,69 | 25,52 | 20,56 | 26,29 | 37,34 | 32 36 | 20,32 |
| An | 32,32 | 28,69 | 26,24 | 32,32 | 27,99 | 30,13 | 24,97 | 25,59 | 14,54 | 16,22 | 29 58 | 30,85 |
| Ne | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 8,11 | 1,26 | 0,00 | 0,00 |
| Di | 39,43 | 21,83 | 15,59 | 24,06 | 24,94 | 23,85 | 19,69 | 22,75 | 30,05 | 19,97 | 9,20 | 23,57 |
| Hyp | 6,08 | 24,24 | 20,70 | 22,27 | 17,10 | 18,12 | 15,61 | 20,52 | 0,00 | 0,00 | 8,60 | 5,53 |
| Ol | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 3,68 | 1,76 | 7,88 | 0,00 | 12,59 | 16,60 | 16,18 | 13,38 |
| Mt | 4.01 | 3,06 | 3,61 | 2,63 | 2,90 | 2,95 | 2,92 | 4,41 | 3,02 | 3,81 | 2,12 | 2,91 |
| Ilm | 3,86 | 2,30 | 2,57 | 2,22 | 2,02 | 2,37 | 2,26 | 4,43 | 3,69 | 3,72 | 1,36 | 2,40 |
| Ap | 0,64 | 0,32 | 0,29 | 0,22 | 0,22 | 0,20 | 0,32 | 0,59 | 0,42 | 0,39 | 0,25 | 0,25 |
| Total | 99,21 | 99,92 | 99,47 | 99,91 | 99,65 | 99,68 | 99,91 | 99,51 | 99,95 | 99,62 | 99,90 | 99,64 |
| Cr | 24 | 202 | 38 | 266 | 100 | 204 | 264 | 60 | 74 | 80 | 150 | 386 |
| V | 517 | 392 | 420 | 348 | 354 | 452 | 318 | 516 | 506 | 518 | 262 | 342 |
| Ni | 32 | 96 | 26 | 92 | 62 | 82 | 136 | 30 | 38 | 40 | 36 | 100 |
| Rb | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 4 | 2 | 0 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Sr | 24 | 86 | 98 | 88 | 90 | 116 | 100 | 82 | 42 | 38 | 268 | 236 |
| Ba | 58 | 48 | 58 | 50 | 128 | 90 | 66 | 88 | 88 | 58 | 176 | 246 |
| Co | 30 | 36 | 30 | 36 | 32 | 32 | 34 | 32 | 32 | 32 | 32 | 36 |
| Zn | 448 | 342 | 614 | 414 | 2.380 | 1.800 | 264 | 740 | 1.200 | 298 | 610 | 330 |
| Li | 4 | 6 | 2 | 4 | 4 | 8 | 8 | 6 | 6 | 8 | 18 | 10 |
| Cu | 166 | 178 | 464 | 152 | 210 | 212 | 338 | 122 | 142 | 154 | 76 | 140 |

M.O. Trensz, analista

* Basalto almohadillado ° Colada basáltica + Diabasa • Gabro anfibólico

## PETROGRAFIA Y MINERALOGIA

### LAS COLADAS BASALTICAS Y LAS DIABASAS. MINERALES PRIMARIOS

Los basaltos y diabasas del Grupo Diabásico son principalmente afíricos y varían en cristalinidad de finos a medianos; los tipos porfídicos son escasos. Predominan las texturas ofítica, subofítica e intergranular/intersertal y las amígdalas son comunes aunque de pequeño tamaño (1-2 mm en promedio). Los cristales mayores corresponden a

plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Las plagioclasas son 'sucias' y están fuertemente albitizadas. En algunas muestras, se encontraron relictos de una plagioclasa cálcica primaria de composición $An_{85}$; esta plagioclasa coexiste en contacto con albita $An_{05}$-$An_{10}$.

Los piroxenos varían entre augita y augita subcálcica y algunos individuos presentan enriquecimiento en Fe. El intervalo de composición de los piroxenos corresponde a $Wo_{(43-24)}En_{(48-20)}Fs_{(38-14)}$ y los contenidos de Ti,Cr, Ca, Na y Al de los fenocristales representados en los diagramas discriminantes de Leterrier *et al.* (1982) indican un carácter subalcalino, no-orogénico, de las lavas del Grupo Diabásico. La alteración del piroxeno a clorita es común. Se identificaron seudomorfos de clorita según olivina en una muestra de basalto. Los minerales opacos son abundantes y corresponden, en su mayor parte, a magnetita y pirita, que presentan texturas esqueléticas en algunos casos.

## LOS MINERALES Y LAS FACIES METAMORFICAS

Los minerales metamórficos de las rocas del Grupo Diabásico se encuentran en amígdalas, como inclusiones en minerales primarios y, raramente, como venillas. Las **facies zeolita y prehnita-pumpellyita** están caracterizadas por los minerales laumontita, pumpellyita, prehnita, epidota, clorita, albita, cuarzo y heulandita (muy escasa), que constituyen diversas asociaciones típicas (ver más adelante 'Facies y condiciones de metamorfismo').

Se ha establecido, también, la presencia de actinolita fibrosa, principalmente derivada de la alteración de clinopiroxeno primario. Acompañan a la actinolita, en algunos casos, epidota, titanita y hematita, pero ni la prehnita ni la pumpellyita aparecen en estas asociaciones que son consideradas como indicativas del inicio de la **facies esquistos verdes**. Sin embargo, la posibilidad de un origen deutérico de esta actinolita no puede ser definitivamente excluida.

## MINERALES METAMORFICOS

### PLAGIOCLASA ALBITIZADA

La albitización se manifiesta al microscopio por el aspecto pulverulento de los cristales. En la mayor parte de las muestras, las plagioclasas están intensamente albitizadas y su composición se restringe al intervalo $An_{00}$-$An_{10}$, caracterizándose, además, por un escaso contenido de potasio. Sin embargo, en algunos casos, fueron establecidas composiciones intermedias ($An_{10}$ y $An_{20}$) entre la plagioclasa cálcica primaria y la albita pura.

### CEOLITAS

Los tipos identificados corresponden a heulandita y laumontita. La heulandita es muy escasa y su presencia fue comprobada en una sola muestra, donde se presenta en amígdalas monominerales y en venillas. En la misma muestra, se encuentran amígdalas rellenas con heulandita contiguas a otras rellenas con laumontita, aunque no se observó un contacto directo de estas dos ceolitas al interior de una misma amígdala. La heulandita corresponde a un tipo cálcico con Si/Al próximo a 3,40 y casi desprovisto de álcalis (Tabla 2, Análisis 1).

La laumontita muestra un clivaje doble, ortogonal, bien definido y se presenta como relleno de amígdalas mono y polimineralas. En estas últimas, está asociada con prehnita, pumpellyita, clorita y cuarzo y ocupa, generalmente, una posición central. Comparadas con la fórmula ideal, $CaAl_2Si_4O_{12}.4H_2O$, las laumontitas analizadas son pobres en Ca y ricas en Si (Tabla 2, Análisis 2).

### CLORITA

La clorita es abundante en las rocas del Grupo Diabásico (Tabla 2, Análisis 3, 4), apareciendo como alteración del olivino y clinopiroxeno y como relleno de amígdalas mono y polimineralas. En estas últimas, está generalmente asociada con prehnita y cuarzo o bien, con pumpellyita. La composición química es homogénea y rica en hierro [$X_{Fe}^{*} = n_{Fe}^{*}/(n_{Fe}^{*} + n_{Mg}) = 0,65$]; la mayoría de los análisis (alrededor de 50) está contenida en el campo de la brunsvigita del diagrama de Hey (1954) (Fig. 2). El elevado contenido catiónico de Si (6,04-6,17), el sistemático exceso de $Al^{VI}$ sobre $Al^{IV}$ ($Al^{VI}/Al^{IV}$ = 1,20-1,36) y el hecho que el total catiónico sea siempre inferior a 20 (basado en 28 oxígenos por unidad estructural) sugiere posibles vacíos en la estructura de la clorita o la presencia de arcillas dioctahédricas, interestratificadas (mixed-layer clay). Estas características subrayan el bajo grado metamórfico de las rocas del Grupo Diabásico. Los contenidos catiónicos de Si de las cloritas pertene-

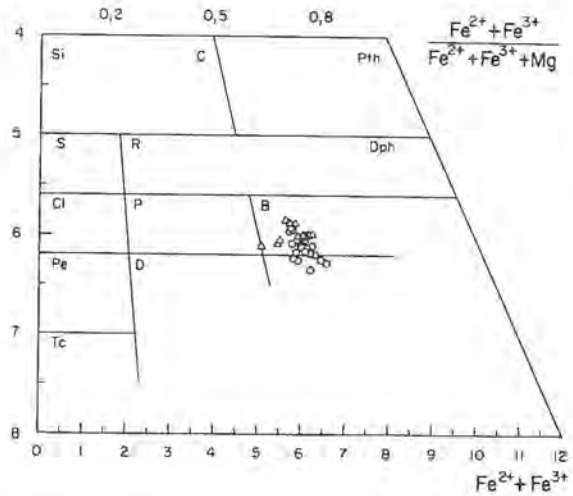



FIG. 2. Clorita en amígdalas de rocas, Grupo Diabásico (perfil Buga-Buenaventura), Colombia. Círculo: clorita en asociaciones mineralógicas de facies ceolita (muestras 109 y 110). Triángulo: clorita en asociaciones mineralógicas de facies prehnita-pumpellyita (muestras 139 y 144). **R.** Ripidolita; **P.** Picnoclorita; **B.** Brunsvigita; **D.** Diabantita; **C.** Corundofilita; **Pth.** Pseudoturingita; **S.** Sheridanita; **Dph.** Dafnita; **Cl.** Clinocloro; **Pe.** Peninita; **Tc.** Talco-clorita. (Diagrama de clasificación de Hey, 1954).

cientes a asociaciones de facies ceolita son, en general, más elevados que los de las cloritas incluidas en asociaciones de facies prehnita-pumpellyita (Fig. 2).

Opticamente, se distinguen dos variedades de clorita: un tipo verde pálido con color de interferencia anómalo gris-azulado, que se encuentra principalmente en amígdalas, y un tipo verde-amarillento, presente, comúnmente, como reemplazo de minerales ferromagnesianos. La diferencia entre ambas variedades deriva, esencialmente, del contenido de hierro, siendo la variedad verde-amarillenta la que presenta valores más elevados de $X_{Fe}$*.

## PREHNITA

La prehnita es regularmente abundante en las asociaciones metamórficas de facies ceolita y prehnita-pumpellyita. Se encuentra en amígdalas mono y poliminerales y en manchas de la masa fundamental y presenta, por lo general, una típica extinción radial en abanico. En las amígdalas poliminerales la prehnita está comúnmente acompañada por clorita + cuarzo; laumontita + clorita + pumpellyita; y epidota + pumpellyita + cuarzo. La prehnita en estas amídgalas se caracteriza por un contenido de hierro variable entre 1,72 y 10,05% $Fe_2O_3$* (hierro total como $Fe_2O_3$). Los valores de $X_{Fe^{3+}} = 100\ Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al_{total})$ (Fig. 3) sugieren la existencia de una serie continua entre los términos extremos $CaAl_2Si_3O_{10}(OH)_2$ y $CaFeAlSi_3O_{10}(OH)_2$ en la cual las composiciones extremas estarían dadas en este caso por:

$$Ca_{1,91}Fe_{0,10}Al_{1,93}Si_{3,03}O_{10}(OH)_2 \quad (X_{Fe^{3+}} = 5)$$

y $$Ca_{1,95}Fe_{0,64}Al_{1,42}Si_{3,06}O_{10}(OH)_2 \quad (X_{Fe^{3+}} = 27)$$

Los valores de $X_{Fe^{3+}}$ sugieren una elevada fugacidad del oxígeno ($f_{O_2}$) y coinciden con los establecidos en otros terrenos metamórficos donde una $f_{O_2}$ elevada de los fluidos ha sido evidenciada, *e.g.* la ofiolita de Del Puerto, California (Evarts y Schiffman, 1983) y la Formación Macuchi, Cordillera Occidental del Ecuador (Aguirre y Atherton, 1987). En la tabla 2 (Análisis 5 y 6) se incluyen análisis representativos de estas prehnitas.

## EPIDOTA

Presente en un número considerable de muestras, la epidota es, sin embargo, cuantitativamente escasa, apareciendo en amígdalas, inclusiones en cristales de plagioclasa y manchas en la masa fundamental. Como relleno de amígdalas acompaña a pumpellyita + laumontita y a prehnita + pumpellyita + clorita, en rocas de facies ceolita y prehnita-pumpellyita, respectivamente. También se ha observado epidota asociada a pequeños prismas y agujas de actinolita (prehnita y pumpellyita ausentes) en una muestra de diabasa.

La componente pistacítica $P_s$(= $X_{Fe^{3+}}$) varía entre 25 y 36 mol% (18 análisis) con un valor promedio de 31,7 ($\sigma$ = 0,034). Aunque ricas en hierro, estas epidotas poseen un valor $P_s$ globalmente inferior al valor equivalente, $X_{Fe^{3+}}$, de las pumpellyitas con las cuales coexisten (Fig. 3). La distribución del $Fe^{3+}$ entre ambos minerales fue estudiada en el caso específico de una amígdala de prehnita donde aparecen en contacto. Los valores $P_s$ y $X_{Fe^{3+}}$ obtenidos, 36 y 50 respectivamente, confirman la tendencia del $Fe^{3+}$ a ubicarse, de preferencia, en la estructura de la pumpellyita. Esta tendencia es contraria a la observada comúnmente en las asociaciones en equilibrio de estos dos minerales, que consiste en una distribución del $Fe^{3+}$ favorable a la epidota (ver Cho *et al.*, 1986; Agui-

**TABLA 2. ANALISIS REPRESENTATIVOS DE MINERALES METAMORFICOS EN AMIGDALAS DE ROCAS, GRUPO DIABASICO (PERFIL BUGA-BUENAVENTURA), COLOMBIA**

| Análisis | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 61,17 | 54,21 | 27,81 | 26,48 | 44,22 | 43,69 | 38,11 | 37,84 |
| $Al_2O_3$ | 15,27 | 22,54 | 16,84 | 18,32 | 20,73 | 20,73 | 20,65 | 21,28 |
| FeO* | 0,51 | 0,00 | 32,51 | 31,60 | | | | |
| $Fe_2O_3$* | | | | | 5,44 | 4,93 | 17,34 | 16,05 |
| MnO | 0,00 | 0,01 | 0,33 | 0,36 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,02 |
| MgO | 0,24 | 0,00 | 10,61 | 9,53 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 7,23 | 11,96 | 0,23 | 0,12 | 25,53 | 25,67 | 22,10 | 22,75 |
| $Na_2O$ | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,01 |
| $K_2O$ | 0,07 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 |
| $TiO_2$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 84,50 | 88,78 | 88,34 | 86,41 | 96,05 | 95,08 | 98,43 | 97,95 |
| | O = 48 | O = 72 | O = 28 | O = 28 | O = 11 | O = 11 | O = 12,5 | O = 12,5 |
| Si | 18,593 | 24,23 | 6,040 | 5,865 | 3,064 | 3,058 | 3,049 | 3,036 |
| $Al^{IV}$ | | | 1,960 | 2,135 | | | | |
| $Al^{VI}$ | | | 2,350 | 2,648 | | | | |
| $Al_{tot}$ | 5,470 | 11,869 | | | 1,693 | 1,710 | 1,947 | 2,012 |
| $Fe^{2+}$ | 0,130 | 0,00 | 5,905 | 5,854 | | | | |
| $Fe^{3+}$ | | | | | 0,284 | 0,260 | 1,044 | 0,969 |
| Mn | 0,000 | 0,004 | 0,061 | 0,068 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,001 |
| Mg | 0,109 | 0,000 | 3,435 | 3,146 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 2,355 | 5,726 | 0,054 | 0,028 | 1,895 | 1,925 | 1,895 | 1,955 |
| Na | 0,006 | 0,026 | 0,004 | 0,000 | 0,007 | 0,007 | 0,005 | 0,002 |
| K | 0,027 | 0,017 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Total | 26,690 | 41,865 | 19,809 | 19,744 | 6,951 | 6,961 | 7,954 | 7,975 |
| $X_{Fe^{3+}}$ | | | | | 0,14 | 0,13 | 0,35 | 0,33 |
| Fe/(Fe+Mg) | | | 0,63 | 0,65 | | | | |

1. 110/89, heulandita, facies ceolita; 2. 109/103, laumontita, facies ceolita; 3. 109/18, clorita, facies ceolita; 4. 144/78, clorita, facies prehnita-pumpellyita; 5. 109/2, prehnita, facies ceolita; 6. 144/113, prehnita, facies prehnita-pumpellyita; 7. 109/120, epidota, facies ceolita; 8. 134/2, epidota, facies prehnita-pumpellyita.

rre y Atherton, 1987). Análisis típicos de la epidota se presentan en la tabla 2 (Nos. 7, 8).

**PUMPELLYITA**

La pumpellyita es abundante y muy variable en aspecto y composición química. Aparece, principalmente, como inclusiones en fenocristales albitizados de plagioclasa y como relleno de amígdalas asociada con: **a.** epidota + laumontita; prehnita + laumontita + clorita; laumontita + clorita; prehnita + cuarzo + epidota; clorita + prehnita; clorita + cuarzo y clorita en rocas de facies ceolita; y **b.** prehnita + clorita + epidota; prehnita + titanita; y prehnita + cuarzo + clorita en rocas de facies prehnita-pumpellyita. La pumpellyita se presenta, también, rellenando intersticios entre fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Su forma más común es la de agregados constituidos por microindividuos con bordes cristalográficos indefinidos; no se observaron formas idioblásticas.

Al microscopio se diferencian dos variedades de pumpellyita: una variedad verde-parduzca a verde-amarillenta y otra verde botella a verde esmeralda. Estas coloraciones se deben a cambios en el contenido de hierro de las pumpellyitas siendo la variedad verde botella a verde esmeralda la más ferrífera.

Las pumpellyitas del perfil (Tabla 3) correspon-

**TABLA 3. ANALISIS REPRESENTATIVOS DE PUMPELLYITA EN AMIGDALAS DE ROCAS, GRUPO DIABASICO (PERFIL BUGA-BUENAVENTURA), COLOMBIA**

| Análisis | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 36,50 | 36,66 | 36,04 | 36,84 |
| $Al_2O_3$ | 18,06 | 18,22 | 15,93 | 19,20 |
| $Fe_2O_3$ | 17,56 | 15,20 | 18,73 | 13,78 |
| MnO | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,08 |
| MgO | 0,71 | 0,79 | 1,24 | 1,00 |
| CaO | 21,53 | 21,18 | 21,59 | 21,63 |
| $Na_2O$ | 0,04 | 0,07 | 0,01 | 0,09 |
| $K_2O$ | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,00 |
| $TiO_2$ | 0,00 | 0,11 | 0,11 | 0,00 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 94,46 | 92,28 | 93,65 | 92,62 |
| | | O = 24,5 | | |
| Si | 6,003 | 6,118 | 6,026 | 6,099 |
| Alz | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Sz | 6,003 | 6,118 | 6,026 | 6,099 |
| Aly | 3,501 | 3,583 | 3,139 | 3,746 |
| Ti | 0,000 | 0,014 | 0,014 | 0,000 |
| Fey | 0,499 | 0,403 | 0,847 | 0,254 |
| Sy | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |
| Fex | 1,674 | 1,505 | 1,509 | 1,462 |
| Mgx | 0,174 | 0,196 | 0,309 | 0,247 |
| Alx | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mnx | 0,006 | 0,001 | 0,000 | 0,011 |
| Sx | 1,854 | 1,702 | 1,818 | 1,720 |
| Ca | 3,794 | 3,787 | 3,868 | 3,837 |
| Na | 0,013 | 0,023 | 0,003 | 0,029 |
| K | 0,004 | 0,009 | 0,000 | 0,000 |
| Mnw | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Sw | 3,811 | 3,819 | 3,871 | 3,866 |
| $X_{Fe^{3+}}$ | 0,38 | 0,35 | 0,43 | 0,31 |

1. 109/70, facies ceolita; 2. 110/119, facies ceolita; 3. 134/36, facies prehnita-pumpellyita; 4. 144/80, facies prehnita/pumpellyita.

den al tipo pumpellyita-(Fe), como lo demuestran las composiciones calculadas para un total de 24,5 oxígenos siguiendo la distribución catiónica de Passaglia y Gottardi (1973). En ellas, Si es sistemáticamente superior (6,002-6,294) a los 6 átomos ideales por fórmula unitaria, en tanto que los totales de los sitios X y W son ligeramente inferiores a las cifras 2 y 4 que corresponden, respectivamente, a la ocupación ideal. El contenido total de hierro, calculado como $Fe_2O_3$, varía entre 10,76 y 21,53%, indicando un grado considerable de sustitución Fe/Al.

En el diagrama Al-Fe* (hierro total como $Fe^{3+}$)-Mg (Fig. 4), las pumpellyitas del Grupo Diabásico ocupan el campo de las pumpellyitas de la isla Vancouver (facies ceolita y prehnita-pumpellyita; Surdam, 1969), extendiéndose más allá de éste hacia el vértice Fe*. Ellas definen, así, un campo propio, paralelo al de las pumpellyitas de la ofiolita de Taiwan (facies ceolita; Liou, 1979) y con menor contenido de magnesio (Bastouil, 1985). Todos los individuos analizados tienen contenidos de $Fe_2O_3$ superiores a 10%, rasgo característico de las pumpellyitas de facies ceolita y prehnita-pumpellyita (Liou, 1983). La presencia de Fe en el sitio octahedral Y, junto con la ausencia de Al en el sitio octahedral X, en casi todos los individuos analizados, evidencia una elevada razón Fe/Al e indica que la

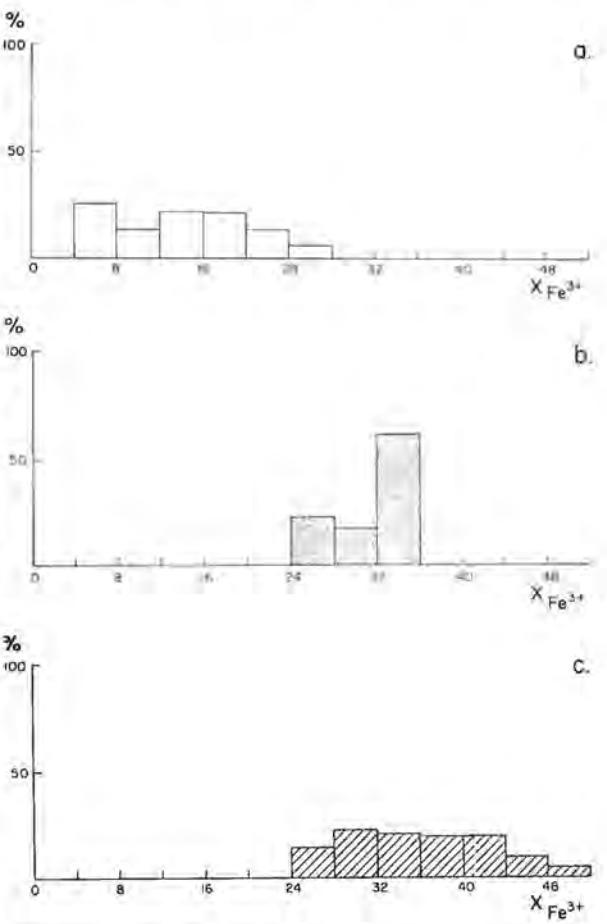



FIG. 3. Valores de $X_{Fe^{3+}}$ [= 100 $Fe^{3+}$ / ($Fe^{3+}$ + $Al_{oct}$)] para: a. **Prehnita** (muestras 109, 134, 139 y 144; total 32 análisis); b. **Epídota** (muestras 109, 134, 139 y 144; total 18 análisis); y c. **Pumpellyita** (muestras 109, 110, 134, 139 y 144 total 62 análisis). Amigdalas de rocas, Grupo Diabásico (perfil Buga-Buenaventura), Colombia.

mayor parte del hierro se encuentra en estado férrico.

El valor $X_{Fe^{3+}}$ (hierro total como $Fe^{3+}$) de las pumpellyitas varía entre 24 y 50 (Fig. 3) y es globalmente superior al valor correspondiente ($P_s$) en epidotas coexistentes en asociaciones de baja variancia (low-variance assemblages) al estado de equilibrio como se explicó anteriormente. Las pumpellyitas más ricas en hierro pueden corresponder a soluciones sólidas entre pumpellyita y julgoldita (pumpellyita de hierro) como ha sido sugerido en el caso de pumpellyitas semejantes de Islandia oriental (Viereck *et al.*, 1982).

### ACTINOLITA

Este mineral se encuentra en contadas localidades, donde afloran diabasas e intrusivos básicos de grano medio a grueso. Se presenta en pequeños prismas y agujas de color verde pálido- azulado provenientes de la alteración de cristales primitivos de clinopiroxeno o anfíbola cálcica, que corresponden a fenocristales o a pavimento ofítico.

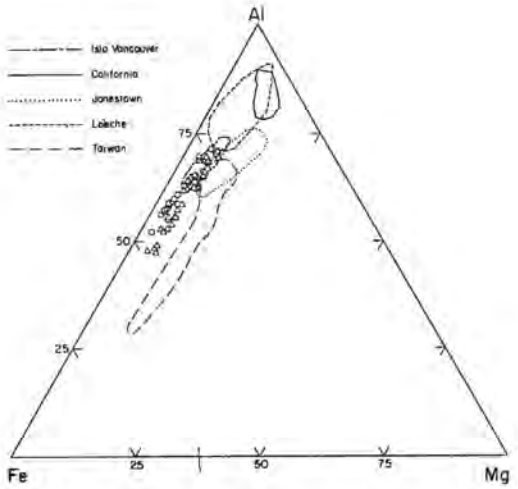



FIG. 4. Pumpellyita en amígdalas de rocas, Grupo Diabásico (perfil Buga-Buenaventura), Colombia. Círculo: pumpellyita en asociaciones mineralógicas de facies ceolita (muestras 109 y 110). Triángulo: pumpellyita en asociaciones mineralógicas de facies prehnita-pumpellyita (muestras 134, 139 y 144).

## FACIES Y CONDICIONES DE METAMORFISMO

### PARAMETROS FISICOS

En el perfil Buga-Buenaventura, se encuentran representadas asociaciones mineralógicas características de las facies ceolita y prehnita-pumpellyita; la presencia esporádica de pequeñas cantidades de actinolita (sin pumpellyita y/o prehnita) puede ndicar condiciones afines a la facies esquistos verdes en algunos lugares.

La **facies ceolita** está representada por las siguientes asociaciones (libres de calcita) encontradas en amígdalas:

1. laumontita + (heulandita) + cuarzo + clorita + albita
2. laumontita + pumpellyita + (epidota) + clorita + cuarzo + albita
3. laumontita + pumpellyita + prehnita + clorita + cuarzo + albita

En la **facies prehnita-pumpellyita,** la asociación típica (libre de calcita) observada en amígdalas es:

4. prehnita + pumpellyita + epidota + cuarzo + clorita + albita

Las cinco fases minerales principales (laumontita, prehnita, pumpellyita, epidota y clorita) constituyen asociaciones de reacción de baja variancia (low-variance reaction assemblages) en un sistema basáltico modelo $CaO\text{-}MgO\text{-}Al_2O_3\text{-}Fe_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ (CMAFSH) (ver Liou *et al.*, 1985) y pueden relacionarse entre sí mediante la reacción discontinua:

laumontita + pumpellyita + cuarzo
= prehnita + epidota + clorita + $H_2O$

Las relaciones entre fases minerales en las asociaciones libres de calcita 1-4, están dadas en una proyección A'CF (Fig. 5, a y b) en la cual:

$A' = Al_2O_3 - 0{,}2(MgFe)O - Na_2O - 3K_2O$
$C = CaO - TiO_2$
$F = Fe_2O_3$

y donde se ha utilizado como polo de proyección una clorita de composición clinocloro [Al/(Mg + Fe*) = 0,6] (ver detalles referentes a este método en Liou *et al.*, 1985; Cho *et al.*, 1986; Cho y Liou, 1987). Tres asociaciones trifásicas (más clorita + cuarzo + albita) son características: **a.** laumontita + pumpellyita + epidota; **b.** laumontita + prehnita + pumpellyita para la facies ceolita; y **c.** prehnita + pumpellyita + epidota para la facies prehnita-pumpellyita.

Usando las composiciones obtenidas en los a-

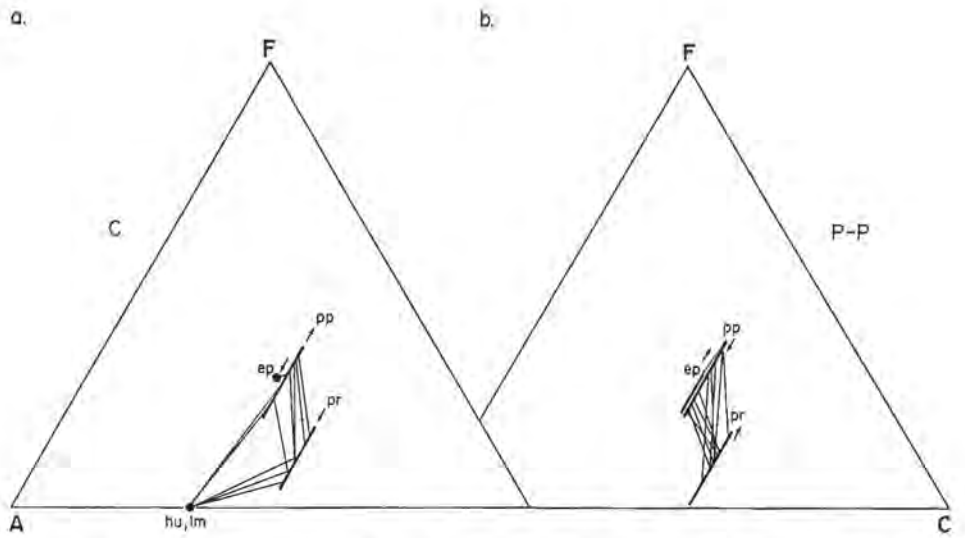



FIG. 5. Paragénesis minerales y composiciones observadas en las muestras 109, 110, 134, 139 y 144, ilustradas en diagramas A'CF (ver texto). **a.** Facies ceolita; b. Facies prehnita-pumpellyita. Las líneas de unión (tie-lines) representan los pares composicionales establecidos mediante análisis de microsonda. Las flechas muestran las direcciones inferidas de los desplazamientos en composición de cada fase con el grado de metamorfismo creciente (ver Fig. 6). **C.** Facies ceolita; **P-P.** Facies prehnita-pumpellyita; **hu.** Heulandita; **lm.** Laumontita; **ep.** Epidota; **pp.** Pumpellyita, **pr.** Prehnita.

nálisis de microsonda para las prehnitas, pumpellyitas y epidotas presentes en las asociaciones 1-4, el paso de la facies ceolita a la de prehnita-pumpellyita puede ilustrarse mediante un diagrama seudobinario esquemático T - $X_{Fe^{3+}}$ (Fig. 6). Se sugiere allí (el número de muestras es insuficiente) que el valor $X_{Fe^{3+}}$ de la epidota disminuye en la facies ceolita hasta el límite con la facies prehnita-pumpellyita para luego aumentar en esta última (Aguirre *et al.*, 1989).

De acuerdo a las asociaciones presentes, la transición de facies en el metamorfismo del Grupo Diabásico, como en el caso de las metabasitas de Karmutsen de la isla Vancouver (Cho *et al.*, 1986), estaría señalada por la reacción:

laumontita + pumpellyita + cuarzo
= prehnita + epidota + clorita + $H_2O$

El diagrama de la figura 6 indica valores aproximados de 0,09; 0,34 y 0,29 respectivamente, para $X_{Fe^{3+}}$ en la prehnita, pumpellyita y epidota, que participan en la reacción anterior. Estas cifras, leídas en la red petrogenética de Liou *et al.* (1985; Fig. 4), señalan los valores T = 165 ± 5°C y P = 1,05 ± 0,05 kbar para el límite de las facies ceolita y prehnita-pumpellyita en el Grupo Diabásico del perfil Buga-Buenaventura. Esta estimación concuerda satisfactoriamente con los valores atribuidos a los parámetros físicos de la zona de laumontita-pumpellyita en otras regiones, donde su límite inferior de temperatura ha sido estimado en 120-150°C (Sigvaldason, 1963; Liou, 1979; Evarts y Schiffman, 1983). La presencia de laumontita y de pequeñas cantidades de heulandita en amígdalas vecinas podría sugerir, además, condiciones próximas al límite superior de estabilidad de la heulandita según la reacción:

heulandita = laumontita + 3 cuarzo + $2H_2O$

para la cual los valores T = 155 ± 6°C y $P_{fluido}$ = 1 kbar han sido obtenidos experimentalmente por Cho *et al.* (1987). Estas cifras concuerdan totalmente con las señaladas por la red petrogenética para el límite entre la facies ceolita y prehnita-pumpellyita en la región estudiada. El límite de alta temperatura es difícil de cuantificar. Basado en la presencia incipiente de actinolita, en algunos lugares, y en el intervalo de temperatura asignado a la primera aparición de este mineral, en otros terrenos y experimentalmente (Hajash, 1975; Mottl y Holland, 1978; Schiffman *et al.*, 1984), podría considerarse un valor de *ca.* 300°C, para este límite. Una estimación del gradiente metamórfico puede intentarse entonces, tomando en cuenta que el intervalo de temperatura máximo inferido es de 180°C (300-120°C) y que el espesor de los filones-

mantos diabásicos y coladas basálticas metamorfoseados no sobrepasaría 1,5-2,0 km, si se le asimilara al de la capa 2 de la corteza oceánica. Se obtiene así un valor aproximado del gradiente de 100°C/km.

### PARAMETROS QUIMICOS

Los minerales metamórficos y su composición indican que el metamorfismo del Grupo Diabásico tuvo lugar en condiciones de $f_{O_2}$ elevada, fuerte $a_{Ca^{2+}}$ y $a_{Si^{4+}}$ y muy bajo $\mu_{CO_2}$. Una fugacidad de oxígeno elevada es evidente a juzgar por la composición rica en hierro de la prehnita, epidota y pumpellyita y por la presencia frecuente de titanita y hematita en asociaciones de la facies prehnita-pumpellyita. Un valor elevado de $a_{Ca^{2+}}$ es señalado por la presencia ubicua de minerales metamórficos calco-silicatados, en tanto que el elevado contenido catiónico del Si en cloritas y pumpellyitas sugiere una fuerte movilidad de este elemento. El desarrollo de ceolitas cálcicas y de prehnita sumado a la abundancia de pumpellyita, indica que $\mu_{CO_2}$ era, probablemente, muy bajo en la fase fluida (ver Thompson, 1971; Zen y Thompson, 1974).

Las varias características descritas sugieren la circulación de fluidos calientes, que producen una lixiviación en gran escala de las rocas básicas, determinando el pasaje en solución de cantidades considerables de elementos como Ca, Fe y Si. Este proceso implica una razón agua de mar/roca relativamente elevada.

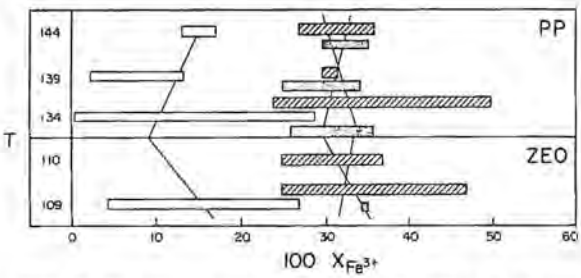



FIG. 6. Diagrama esquemático pseudobinario T *versus* $X_{Fe^{3+}}$ (según Cho *et al.*, 1986) basado en las composiciones de prehnita (barra vacía), pumpellyita (barra hachurada) y epidota (barra punteada), en asociaciones presentes en amígdalas (exentas de calcita) en rocas del Grupo Diabásico (perfil Buga-Buenaventura), Colombia. Total de 105 análisis microsonda en cinco secciones pulidas. Las muestras (números a la izquierda) han sido ubicadas (cualitativamente) en el eje T en orden creciente de grado metamórfico pero el espacio entre las muestras sucesivas es arbitrario. Las curvas unen los valores medios de $X_{Fe^{3+}}$ en cada mineral; la línea horizontal representa el límite entre las facies ceolita y prehnita-pumpellyita.

## TIPO DE METAMORFISMO

Muchos de los rasgos distintivos del metamorfismo del Grupo Diabásico corresponden a características de terrenos afectados por alteración hidrotermal convectiva del tipo piso oceánico. Entre estos rasgos se cuentan, principalmente, la ausencia de deformación penetrativa, un gradiente térmico moderado a intenso y la impronta producida por la circulación de grandes volúmenes de fluidos calientes. Intercalaciones sedimentarias con abundante fauna de radiolarios confirman la existencia de un ambiente oceánico.

La composición rica en hierro de la pumpellyita es muy similar a la de aquellas pumpellyitas presentes en ofiolitas metamorfoseadas como la de Taiwan (Liou, 1979) y la de Del Puerto, California (Evarts y Schiffman, 1983) o en metabasitas de cuencas como en Builth Wells, Gales (Bevins, 1985), terrenos donde el metamorfismo hidrotermal de tipo piso oceánico ha sido bien demostrado o donde existen elementos para suponer su presencia.

La actividad hidrotermal submarina a temperaturas inferiores a 350°C implica la captación, por parte de las rocas básicas de la corteza, de grandes cantidades de magnesio extraído del agua de mar (Seyfried, 1987). Los minerales metamórficos del Grupo Diabásico, muy particularmente la pumpellyita y la clorita, son típicamente pobres en ese elemento. Esta última característica indicaría que el metamorfismo de facies ceolita y prehnita-pumpellyita, que tuvo lugar en los niveles superiores de la corteza oceánica, fue producido por los fluidos de una rama ascendente, ya empobrecida en magnesio, de una celda de convección. Esta hipótesis es apoyada, además, por la fuerte y extensa albitización de la plagioclasa, proceso que, según experiencias de laboratorio (Rosenbauer *et al.*, 1988), requiere la presencia de agua de mar sufi-

cientemente evolucionada. Esta última puede describirse como agua de mar natural que ha perdido Mg y $SO_4$ y que ha ganado $SiO_2$ y Ca durante su reacción con basaltos (Rosenbauer *et al.*, 1988), características que coinciden con la composición de los fluidos que intervienen en el metamorfismo del Grupo Diabásico.

La elevada fugacidad del oxígeno y la baja presión puestas en evidencia, indicarían que el metamorfismo tuvo lugar bajo una delgada columna de agua.

## MARCO GEOTECTONICO Y ESQUEMA DE TRAYECTORIA P-T-t

Varios modelos han sido propuestos para explicar el origen y la evolución del Grupo Diabásico. Se discutirán,a continuación, algunos de ellos en relación con los resultados químicos y metamórficos presentados más arriba.

### ARCO INSULAR OCEANICO

Los basaltos generados en ese marco tectónico pueden presentar características metamórficas semejantes, o transicionales, respecto al tipo piso oceánico como en el caso de Del Puerto, California (Evarts y Schiffman, 1983) y Macuchi, Ecuador (Aguirre y Atherton, 1987). Sin embargo, las características litológicas del Grupo Diabásico, especialmente la escasez de productos piroclásticos, la abundancia de diabasas y la asociación con sedimentos de cuenca, se oponen al modelo de arco insular oceánico como fuera ya señalado por Millward *et al.* (1984). Las características químicas del Grupo respaldan esta última conclusión como se explicó anteriormente.

### DORSAL OCEANICA

El Grupo Diabásico ha sido identificado con toleítas de piso oceánico (Goosens *et al.*, 1977) y, en forma más específica, con la parte superior de una secuencia ofiolítica (Bourgois *et al.*, 1982). Aunque, de manera global, las características del metamorfismo se acomodan a este modelo, las conclusiones geoquímicas indican que los basaltos del Grupo Diabásico son más próximos a los tipos de MORB-T y E que al tipo de MORB-N de las dorsales oceánicas.

### BASALTOS OCEANICOS DE PLATEAU

Basándose en las semejanzas litológicas y geoquímicas existentes entre el Grupo Diabásico y el volcanismo basáltico de la cuenca Nauru en el Pacífico Occidental (Larson y Schlanger, 1981; Saunders, 1985), Millward *et al.* (1984) han propiciado este modelo para explicar el origen del primero. Según estos autores, los basaltos de la cuenca Nauru tienen una gran extensión lateral, un estilo eruptivo y un volumen comparables al de los volcánicos de la provincia del río Columbia y pueden considerarse como basaltos oceánicos de plateau. Sin embargo, el tipo de alteración descrito para el complejo volcánico Nauru (Kurnosov *et al.*, 1981), caracterizado por la presencia de saponita, celadonita-glauconita, filosilicatos estratificados (mixed-layer phyllosilicates), varios tipos de ceolitas (heulandita, phillipsita, wairakita) y actinolita-tremolita, difiere considerablemente del tipo de alteración observado en el Grupo Diabásico.

### CUENCA MARGINAL

El carácter toleítico y la afinidad con el tipo de MORB-T de los basaltos del Grupo Diabásico son rasgos inherentes a la mayoría de las cuencas marginales (ver Saunders y Tarney, 1984). Además, el tipo de metamorfismo puesto en evidencia por las rocas del Grupo lleva el sello del metamorfismo de piso oceánico descrito en terrenos como la ofiolita de Taiwan (Liou, 1979) y la ofiolita de Del Puerto (Evarts y Schiffman, 1983). Un tipo de alteración de piso oceánico ha sido reconocido en diferentes áreas interpretadas como cuencas marginales (Elthon y Stern, 1978; Stern y Elthon, 1979; Åberg *et al.* 1984; Aguirre *et al.*, 1989).

El margen occidental sudamericano estuvo sometido a un intenso régimen de extensión durante gran parte del Cretácico. Resultado de él es la apertura de varias cuencas marginales de naturaleza abortada y 'normal', entre las que se cuenta la del Grupo Diabásico en Colombia (Dalziel *et al.*, 1974; Dalziel, 1981; Åberg *et al.*, 1982, 1984; Atherton *et al.*, 1983; Aguirre y Offler, 1985; Aguirre, 1987; Aguirre y Atherton, 1987; Aguirre *et al.*,

1989).

Aguirre y Atherton (1987) propusieron un modelo geotectónico para explicar el quiebre entre los Andes Centrales y los Andes Septentrionales en el Cretácico. De acuerdo con tal modelo, la apertura del margen continental tuvo lugar de manera diferencial con respecto a la latitud (Fig. 7). Un arco insular oceánico (Macuchi) y su cuenca marginal (el Grupo Diabásico), situados al norte, se encontraban separados por una zona pivotante de una cuenca marginal ensiálica abortada (Celica) situada al sur (Fig. 7a). Se entiende aquí por 'zona pivotante' (ver Aguirre y Atherton, 1987), la región de charnela a través de la cual, durante un proceso

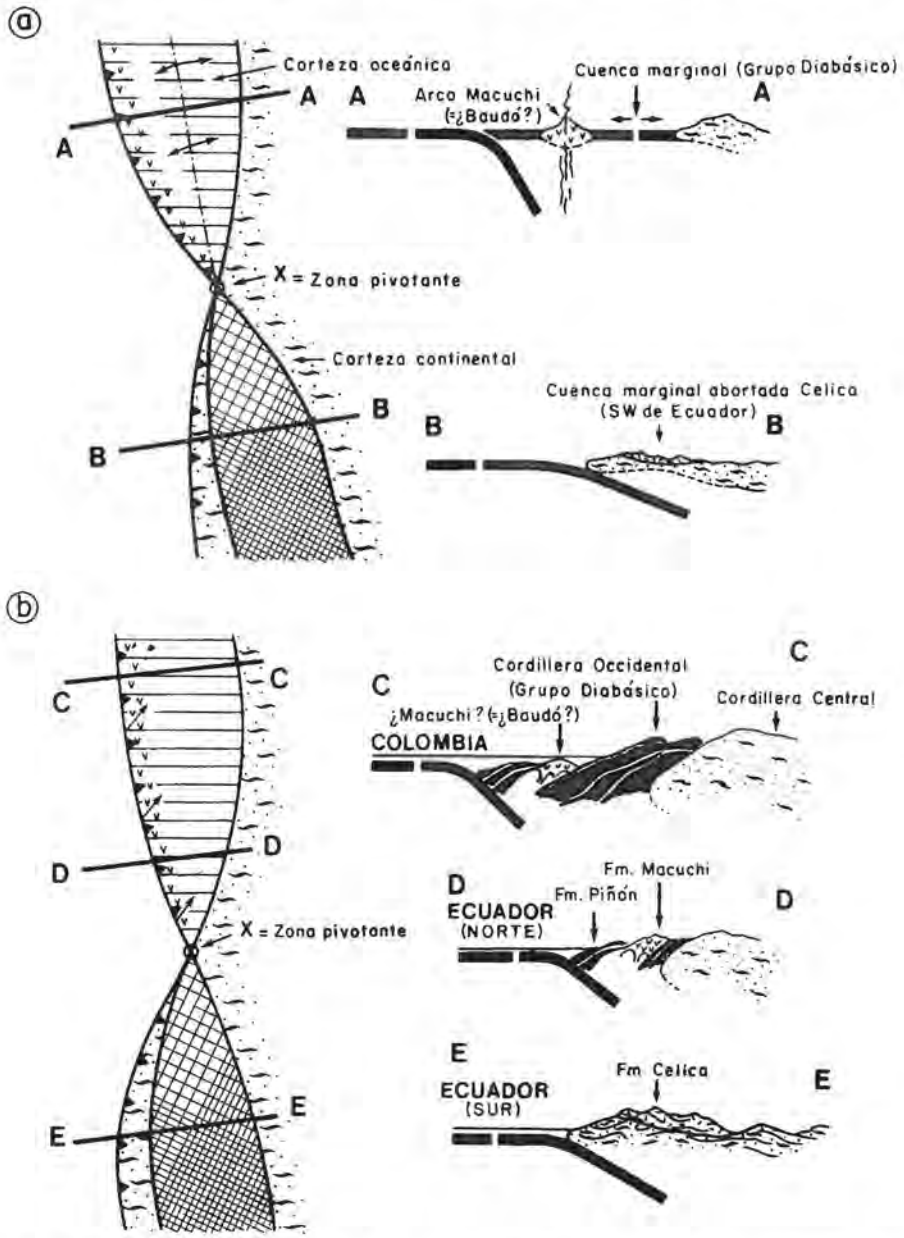



FIG. 7. Modelo geotectónico (de Aguirre y Atherton, 1987, modificado) que explica la evolución de la Cordillera Occidental en Colombia y Ecuador, durante el Cretácico. **a.** Etapa de apertura de la cuenca marginal; **b.** Etapa de cierre (colisión-obducción ) de la cuenca (ver texto).

de extensión, la corteza continental, progresiva y diferencialmente adelgazada, alcanza el espesor cero y da paso a la formación de corteza oceánica. El ancho de la cuenca marginal del Grupo Diabásico aumentaba progresivamente a medida que el arco insular oceánico Macuchi rotaba en el sentido contrario a los punteros del reloj, con centro en la zona pivotante, y se alejaba del eje de extensión. Esta cuenca marginal se cierra a fines del Cretácico (Fig. 7b), proceso que provoca sobrescurrimiento, plegamiento y obducción del material oceánico, el cual pasa a constituir la Cordillera Occidental de Colombia. El metamorfismo penetrativo, que se observa en los metasedimentos de la Unidad Río Dagua, es consecuencia de estos eventos.

En conclusión, el modelo de cuenca marginal aparece como el marco geotectónico más probable para el Grupo Diabásico. El tipo de metamorfismo, las características geoquímicas de este grupo y, sobre todo, su inserción en el cuadro evolutivo global del margen occidental sudamericano durante el Cretácico apoyan este punto de vista.

El origen en una cuenca marginal de las varias unidades que componen el Grupo Diabásico es también sostenido por Bourgois *et al.* (1987). Estos autores sugirieron que el marco tectónico cretácico incluía, además, la presencia de un arco insular con basamento continental (el arco Baudó), activo durante el Cretácico Superior. Ello explicaría, de acuerdo con los mismos autores, la existencia de abundantes granos de cuarzo, que aumentan de tamaño hacia el oeste, encontrados en sedimentos que sobreyacen a gran parte de las unidades volcánicas en la Cordillera Occidental. En ese marco tectónico, el arco insular Baudó sería el equivalente del arco insular Macuchi del modelo de Aguirre y Atherton (1987) (ver, sin embargo, Restrepo y Toussaint, 1988, para una interpretación diferente).

El tipo de metamorfismo no-deformativo ligado a la evolución geotectónica en régimen de extensión, como en el caso de una cuenca marginal, se caracteriza por una trayectoria P-T-t contraria a los punteros del reloj (Robinson, 1987; Aguirre *et al.*, 1989). La figura 8 muestra una historia P-T-t tentativa para el Grupo Diabásico. Una gran velocidad inicial de apertura está reflejada en un aumento de T y P (a-b) debido al ascenso de material del manto,

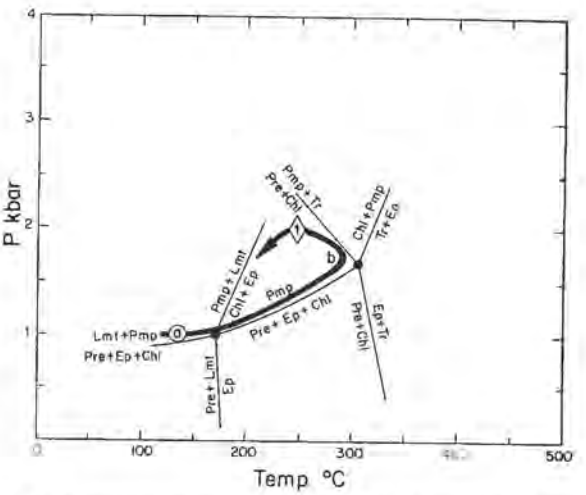



FIG. 8. Historia P-T-t tentativa para el Grupo Diabásico (perfil Buga-Buenaventura), Colombia (ver texto). La fase orogénica 1 señala el cierre de la cuenca marginal y la colisión con el continente sudamericano y es datada, tentativamente, en 75 Ma (ver Bourgois *et al.*, 1987). Las curvas de reacción son de Liou *et al.* (1985) y han sido modificadas considerando las composiciones de la epidota en el terreno estudiado. **Lmt.** Laumontita; **Pre.** Prehnita, **Ep.** Epidota; **Chl.** Clorita; **Pmp.** Pumpellyita; **Tr.** Tremolita.

a una intensa actividad volcánica y a enterramiento. La apertura por extensión se atenúa en seguida para detenerse posteriormente, proceso que es acompañado por fuerte disipación de calor (b-1). El cierre de la cuenca y la colisión con el continente sudamericano están señalados por la fase orogénica 1 datada, tentativamente, en 75 Ma (límite campaniano-maastrichtiano; ver Bourgois *et al.*, 1987). El segmento final de la trayectoria, de 1 adelante, corresponde al solevantamiento de la Cordillera Occidental y al enfriamiento del Grupo Diabásico. Esta trayectoria P-T-t esquemática recorre los dominios de las facies ceolita y prehnita-pumpellyita e interseca el límite entre estos dominios en el punto de coordenadas P = 1,05 ± 0,05 kbar, T = 165 ± 5°C, como lo indica la red petrogenética. Si la presencia esporádica de actinolita (más epidota) es considerada como una indicación del comienzo de la facies esquistos verdes, tal situación podría explicarse por la proximidad de la trayectoria P-T-t respecto al dominio de esta facies (Fig. 8).

## RELACION ENTRE METAMORFISMO PRE-OROGENICO Y ESTRUCTURA

En la figura 9 se presenta un perfil estructural basado en información de Barrero (1979) y Bourgois *et al.* (1987). Las facies metamórficas descritas en el presente trabajo se distribuyen como sigue en las tres unidades definidas por Bourgois *et al.* (1987):

1. La Unidad Río Calima (a la derecha del perfil) incluye una serie metamórfica desde facies ceolita hasta facies esquistos verdes. La estructura del perfil (de Barrero, 1979) indica que las asociaciones mineralógicas de facies ceolita ocupan un nivel estratigráfico más alto que las asociaciones de facies prehnita-pumpellyita. La relación estratigráfica entre estas últimas y las de la facies esquistos verdes son desconocidas debido a un contacto por falla.
2. La Unidad Loboguerrero (al centro del perfil) está principalmente afectada por metamorfismo de facies prehnita-pumpellyita e incluye un nivel con una posible asociación de facies esquistos verdes.
3. Ninguna asociación mineralógica con carácter diagnóstico fue encontrada en las muestras de la Unidad Río Dagua (a la izquierda del perfil). Estas rocas, principalmente sedimentarias, presentan un metamorfismo penetrativo en tanto que los constituyentes basálticos y diabásicos muestran intensos efectos cataclásticos.

Es interesante señalar que las asociaciones de facies ceolita han sido identificadas solamente en la Unidad Río Calima, aquélla que, de acuerdo con el modelo de Bourgois *et al.* (1987), ha recorrido una mayor distancia durante la obducción hasta alcanzar su posición actual. Esta circunstancia favorece la idea de que una parte (o la totalidad) de las asociaciones mineralógicas de la facies ceolita represente una alteración producida durante el proceso de formación de la cuenca marginal lejos de la zona axial de ésta (off-axis metamorphism; ver Liou y Ernst, 1979; Alt *et al.*, 1986; Laverne *et al.*, 1989).

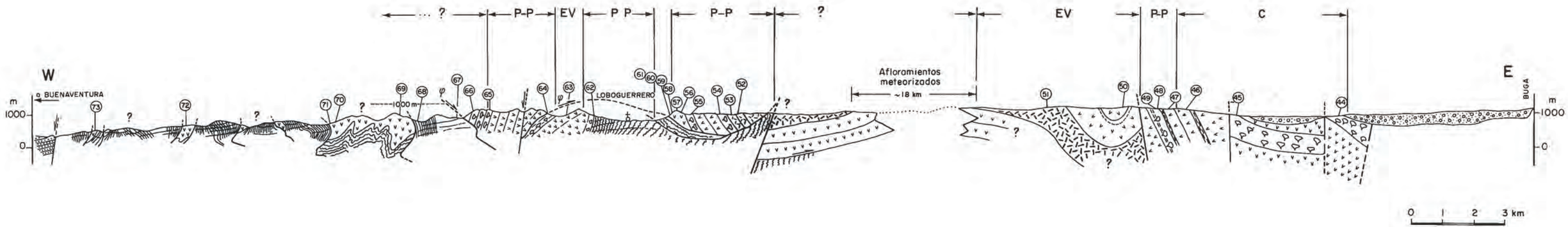
## CONCLUSIONES

Un sistema de arco insular oceánico/cuenca marginal existió en el borde occidental de Sudamérica, a la latitud actual de Colombia, durante el Cretácico. En la cuenca marginal, se produjo la formación de corteza oceánica con características de MORB-T representada por el Grupo Diabásico. El material generado por el arco insular oceánico correspondería al complejo básico de Baudó.

Las rocas del Grupo Diabásico fueron afectadas por un metamorfismo pre-orogénico, no deformativo, de bajo grado, que comprende las facies ceolita, prehnita-pumpellyita y, posiblemente, esquistos verdes. Las características de los minerales metamórficos indican una elevada $f_{O2}$, fuerte $a_{Ca}^{2+}$ y $a_{Si}^{4+}$, muy bajo $\mu_{CO2}$ y un gradiente térmico moderado a alto (*ca.* 100°C/km). El intervalo de temperatura se estima entre 120 y 300 °C y los valores P y T obtenidos para el límite entre las facies ceolita y prehnita-pumpellyita son de 1,05 ± 0,05 kbar y 165 ± 5°C, respectivamente.

El tipo de alteración corresponde al metamorfismo de piso oceánico producido por una rama ascendente, químicamente evolucionada, de una celda de convección situada en la región axial de la cuenca marginal. Sin embargo, es posible que parte (o la totalidad) de las asociaciones mineralógicas de la facies ceolita corresponda a un evento metamórfico más tardío ocurrido lejos de la zona axial. La trayectoria P-T-t del metamorfismo del Grupo Diabásico está de acuerdo con el itinerario, contrario a los punteros del reloj, que caracteriza al metamorfismo en extensión (diastathermal metamorphism).

El cierre de la cuenca marginal se produjo a fines del Cretácico y originó la colisión y obducción de sucesivos segmentos de corteza oceánica en forma de napas que corresponden a las varias unidades definidas por Bourgois *et al.* (1987). El metamorfismo deformativo de carácter orogénico, especialmente representado en las rocas de la Unidad Río Dagua, tuvo lugar debido a estos procesos.




Diabasa de grano grueso y gabro

Basalto y diabasa

Coladas basálticas

Fallas inversas separando unidades estructurales

Basalto almohadillado

Turbiditas

Chert

Esquistos

Sedimentos continentales

Aluvio

FIG. 9. Relación entre estructura y facies metamórficas en el perfil Buga-Buenaventura, Cordillera Occidental, Colombia. Estructuras basadas en Barrero (1979) y Bourgois *et al.* (1987). **C.** Facies ceolita; **P-P.** Facies prehnita-pumpellyita; **EV.** Facies esquistos verdes. Los círculos numerados indican las localidades muestreadas.

## BREVE COMPARACION CON EL METAMORFISMO CRETACICO DE BAJO GRADO DE CHILE CENTRAL

Las lavas básicas (basaltos y andesitas basálticas), continentales, de edad cretácica de Chile Central (Grupo Ocoita; Aguirre *et al.*, 1989) pertenecen a las series calcoalcalina rica en potasio y shoshonítica (Levi *et al.*, 1987)e hicieron erupción durante un régimen de extensión caracterizado por la formación de una cuenca marginal abortada (Åberg *et al.*, 1984).

El Grupo Ocoita presenta un metamorfismo de bajo grado, esencialmente desarrollado en facies prehnita-pumpellyita; asociaciones mineralógicas de las facies ceolita y esquistos verdes aparecen restringidas a los niveles somital y basal de la columna estratigráfica, respectivamente (Levi *et al.*, 1982; Åberg *et al.*, 1984). Considerando el espesor de la columna (10 km en promedio), el gradiente térmico es bajo a mediano y ha sido estimado en 20-30°C/km (Aguirre *et al.*, 1989). Las características del metamorfismo corresponden a aquéllas del tipo de carga (burial metamorphism) (Levi, 1969).

Las rocas del Grupo Ocoita se diferencian de las del Grupo Diabásico por su composición química y por la naturaleza del metamorfismo que las afecta. Estas diferencias han sido interpretadas como el resultado del grado variable de desarrollo alcanzado por el proceso de extensión, con formación de cuencas marginales, que afectó al borde occidental sudamericano durante el Cretácico y pueden resumirse así:

1. Un metamorfismo de piso oceánico (incluyendo transiciones al metamorfismo de carga con alto gradiente térmico) acompaña al volcanismo toleítico en las cuencas marginales donde la corteza continental fue eliminada (caso de Colombia) o adelgazada al extremo.
2. Un metamorfismo de carga con gradiente térmico bajo a moderado acompaña al volcanismo calcoalcalino a shoshonítico en las cuencas marginales ensiálicas abortadas, que presentan adelgazamiento de la corteza continental leve a intermedio (caso de Chile Central) (Aguirre *et al.*, 1989).

## AGRADECIMIENTOS

La etapa de campo del presente trabajo fue realizada gracias a una Guggenheim Foundation Fellowship otorgada al autor. Se agradece la generosa contribución, científica y logística, de J. Alvarez (INGEOMINAS Medellín, Colombia), quien acompañó al autor en la campaña de terreno. B. Levi (Stockholms Universitet, Sweden) leyó críticamente el manuscrito contribuyendo con valiosas sugerencias. El autor agradece a los árbitros F. Hervé, M. Vergara (Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile), C. Mpodozis (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile) y a J.J. Restrepo (Universidad Nacional de Colombia, Medellín) por sus valiosos comentarios y críticas, que han contribuido a mejorar el trabajo. A los colegas A. Demant y D. Hermitte (Laboratoire de Pétrologie Magmatique, U.R.A. 1277, Université d'Aix Marseille III) se agradece la ayuda en los aspectos relacionados con la transcripción del texto, tablas y diagramas y a F. Paz, del mismo laboratorio, su experta colaboración en la preparación de las figuras.

## REFERENCIAS

Åberg, G.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström J.O.; Safstrom, A. 1982. Geotectonic, geochemical and geochronological features of spreading-subsidence and ensialic marginal basin generation in Central Chile during the Cretaceous. Volcanic processes in marginal basins. *Geological Society of London, Ordinary General Meeting, Programme with Abstracts, Keele University*, p. 3. Great Britain, 9-10 September.

Åberg, G.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J.O. 1984. Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the Early Cretaceous of Central Chile. *In* Marginal Basin Geology (Kokelaar, B.P.; Howels, M.F.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 16, p. 185-193.

Aguirre, L. 1987. Andean modelling. *Geology Today*, Vol. 3, p. 47-48.

Aguirre, L.; Atherton, M.P. 1987. Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 5, p. 473-494.

Aguirre, L.; Offler, R. 1985. Burial metamorphism in the Western Peruvian Trough: its relation to Andean magmatism and tectonics. *In* Magmatism at a plate edge: the Peruvian margin (Pitcher W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J.; Beckinsale, R.D.; editors). Blackie Halsted Press, p. 59-71. Glasgow.

Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. *In* Evolution of metamorphic belts (Daly, J.S.; Cliff, R.A.; Yardley, B.W.D.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 43, p. 223-232.

Alt, G.C. Honnorez, J.; Laverne, C.; Emmerman, R. 1986. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust. Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, p. 10309-10335.

Atherton, M.P.; Pitcher, W.S.; Warden, V. 1983. The Mesozoic marginal basin of Central Perú. *Nature*, Vol. 305, p. 303-306.

Aubouin, J. 1973. Présentation de la Cordillère des Andes. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, Vol. 15, p. 5-10.

Barrero, D. 1979. Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicación Geológica Especial, INGEOMINAS*, No. 4, 75 p.

Bastouil, M.C. 1985. Métamorphisme des roches basaltiques crétacées de la Cordillère Occidentale de la Colombie, relation avec le volcanisme et la géodynamique. Mémoire D.E.A. (Inédita). *Laboratoire de Pétrologie, Université d'Aix Marseille III*, 33p. Marseille.

Bevins, R.E. 1985. Pumpellyite-dominated metadomain alteration at Builth Wells, Wales, evidence for a fossil submarine hydrothermal system? *Mineralogical Magazine*, Vol. 49, p. 451-456.

Bourgois, J.; Calle, B.; Tournon, J.; Toussaint, J.F. 1982. The Andean ophiolite megastructures on the Buga-Buenaventura Transverse (Western Cordillera-Valle Colombia). *Tectonophysics*, Vol. 82, p. 207-229.

Bourgois, J.; Toussaint, J.F.; González, H.; Orrego, A.; Azema, J.; Calle B.; Desmet, A.; Murcia, A.; Pablo, A.; Parra, E.; Tournon, J. 1985. Les ophiolites des Andes de Colombie: évolution structurale et signification géodynamique. *Geodynamique des Caraïbe, Symposium Paris, Edition Technip*, p. 475-493. Paris, 5-8 Février.

Bourgois, J.; Toussaint, J.F.; González, H.; Azema, J.; Calle, B.; Desmet, A.; Murcia, L.A.; Acevedo, A.P.; Parra, E.; Tournon, J. 1987. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, Vol. 143, p. 307-327.

Case, J.E.; Durán, L.G.; López, A.; Moore, W.R. 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 82, p. 2685-2712.

Case, J.E.; Barnes, J.; Paris, G.; González, H.; Vina, A. 1973. Trans-Andean geophysical profile, Southern Colombia. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 84, p. 2895-2904.

Cho, M.; Liou, J.G.; Maruyama, S. 1986. Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. *Journal of Petrology*, Vol. 27, p. 467-494.

Cho, M.; Liou, J.G. 1987. Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. *Journal of Petrology*, Vol. 28, p. 417-443.

Cho, M.; Maruyama, S.; Liou, J.G. 1987. An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000-2000 bar P fluid. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 97, p. 43-50.

Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc extension in the Southern Andes: A review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. 300, p. 319-335.

Dalziel, I.W.D.; De Wit, M.J.; Palmer, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the Southern Andes. *Nature*, Vol. 250, p. 291-294.

Elthon, D.; Stern, C. 1978. Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology*, Vol. 6, p. 464-468.

Espinosa-Baquero, A. 1980. Sur les roches basiques et ultrabasiques du bassin de Patia (Cordillère Occidental des Andes Colombiennes): étude géologique et pétrographique. Ph.D. Thèse (Inédita), *Université de Genève*, 242 p. Suisse.

Evarts, R.C.; Schiffman, P. 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *American Journal of Science*, Vol. 283, p. 289-340.

Gill, J. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. *Springer-Verlag*, 390 p. New York.

Goosens, P.J.; Rose, W.I.J.; Flores, D. 1977. Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 88, p. 1711-1720.

Hajash, A. 1975. Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: an experimental investigation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 53, p. 205-226.

Hey, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, Vol. 30, p. 277-292.

Kurnosov, V.B.; Kholodkevich, I.V.; Shevchenko, A.Y. 1981. Secondary minerals of basalts from the Nauru Basin. Deep Sea Drilling Project, Leg 61. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 61, p. 653-663.

Larson, R.L.; Schlanger, S.O. 1981. Geological evolution of the Nauru Basin and regional implications. *Initial*

*Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 61, p. 841-862.

Laverne, C.; Honnorez, J.; Alt, J. 1989. Transition entre l'alteration à base temperature et l'alteration hydrothermale de la croûte océanique: étude pétrographique et géochimique du puits 504B, Est Pacifique. *Societé Géologique de France, Bulletin*, Vol. 5, No. 8, p. 327-337.

Leterrier, J.; Maury, R.C.; Thonon, P.; Girard, D.; Marchal, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 59, p. 139-154.

Levi, B. 1969. Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 24, p. 30-49.

Levi, B.; Aguirre, L.; Nyström, J.O. 1982. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 40, p. 49-58.

Levi, B.; Nyström, J.O.; Thiele, R.; Åberg, G. 1987. Geochemical polarities in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in Central Chile and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 63-74.

Liou, J.G. 1979. Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite. *American Mineralogist*, Vol. 64, p. 1-14.

Liou, J.G. 1983. Occurrences, compositions and stabilities of some Ca-Al hydrous silicates in low-grade metamorphic rocks. *Geological Society of China, Memoir*, No. 5, p. 47-66.

Liou, J.G.; Ernst, W.G. 1979. Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan Ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 68, p. 335-348.

Liou, J.G.; Maruyama, S.; Cho, M. 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, Vol. 49, p. 321-333.

Marriner, G.F.; Millward, D. 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 141, p. 473-486.

McCourt, W.J.; Aspden, J.A.; Brook, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society of London, Bulletin*, Vol. 141, p. 831-845.

Meissner, R.O.; Flueh, E.R.; Stibane, F.; Berg, E. 1976. Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, Vol. 35, p. 115-136.

Millward, D.; Marriner, G.F.; Saunders, A.D. 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 141, p. 847-860.

Mottl, M.J.; Holland, H.D. 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, p. 1103-1115.

Nelson, H.W. 1957. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geologische Mededelingen*, Vol. 22, p. 1-75.

Nelson, H.W. 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Central, sección entre Ibagué y Armenia. *INGEOMINAS, Boletín*, Vol. 10, p. 161-202.

Passaglia, E.; Gottardi, G. 1973. Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. *Canadian Mineralogist*, Vol. 12, p. 219-223.

Robinson, D. 1987. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, Vol. 15, p. 866-869.

Restrepo, J.J., Toussaint, J.F. 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, Vol. 11, p. 189-193.

Rodríguez, G.I. 1981. Facies prehnita-pumpellyita en rocas de los grupos Diabásico y Dagua, en la parte central y sur de la Cordillera Occidental (Colombia). *Geología Norandina*, Vol. 3, p. 3-10.

Rosenbauer, R.J.; Bischoff, J.L.; Zierenberg, R.A. 1988.The laboratory albitization of mid-ocean ridge basalt. *Journal of Geology*, Vol. 96, p. 237-244.

Saunders, A.D. 1985. Geochemistry of basalts from the Nauru basin. Deep Sea Drilling Project, Legs 61 and 89: Implications for the origin of oceanic flood basalts. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 89, p. 499-517.

Saunders, A.D.; Tarney, J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. *In* Marginal basin Geology (Kokelaar, B.P.; Howels, M.F.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 16, p. 59-76.

Schiffman, P.; Elders, W.A.; Williams, A.E.; McDowell, S.D.; Bird, D.K. 1984. Active metasomatism in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, México: A telescoped low-pressure, low-temperature metamorphic facies series. *Geology*, Vol. 12, p. 12-15.

Seyfried, W.E. Jr. 1987. Experimental and theoretical constraints on hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, Vol. 15, p. 317-335.

Sigvaldason, G.E. 1963. Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjavik and Hueragerdi, Iceland. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 450-E, p. 77-79.

Stern, C., Elthon, D. 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics*, Vol. 55, P. 179-213.

Surdam, R.C. 1969. Electron microprobe study of preh-

nite and pumpellyite from the Karmutsen Group, Vancouver Island, British Columbia. *American Mineralogist*, Vol. 54, p. 256-266.

Thompson, A.B. 1971. $PCO_2$ in low-grade metamorphism; zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 33, p. 145-161.

Viereck, L.G.; Griffin, B.J.; Schmincke, H.U.; Pritchard, R.G. 1982. Volcaniclastic rocks of the Reydarfjordur drill hole, Eastern Iceland. 2: Alteration. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, No. B8, p. 6459-6476.

Wood, D.A.; 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 and Planetary Science Letters*, Vol. 45, p. 326-336.

Zen, E-AN; Thompson, A.B. 1974. Low-grade regional metamorphism: mineral equilibrium relations. *Earth and Planetary Science, Annual Review*, Vol. 2, p. 179-212.