

BOLETIN GEOLOGICO



Geología del Complejo Ofiolítico de Pácora y secuencias relacionadas
de Arco de Islas (Complejo Quebradagrande), Colombia

Jairo Alvarez Agudelo

Deformación sísmica en las zonas sismoactivas de Choco
y El "Nido" de Bucaramanga (Colombia)

Elkin Salcedo Hurtado

Volumen 35, Nº 1 , pp. 1 - 66 , 1995
Santafé de Bogotá - Colombia
ISSN - 0120 - 1425

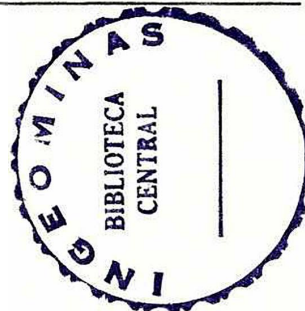
Bol. Geol.
Ingeominas

14

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

BOLETIN GEOLOGICO

CONTENIDO GENERAL



Página

Jairo Alvarez Agudelo	Geología del Complejo Ofolítico de Pácora y secuencias relacionadas de Arco de Islas (Complejo Quebradagrande), Colombia 3 - 48
Elkin Salcedo Hurtado	Deformación sísmica en las zonas sismo-activas de Choco y El "Nido" de Bucaramanga (Colombia)..... 49 - 65

Volumen 35, N^o 1, pp. 1 - 66 , 1995
Santafé de Bogotá - Colombia
ISSN - 0120 - 1425

Bol. Geol.
Ingeominas

Derechos reservados por:

INGEOMINAS: Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química.

Diagonal 53 No. 34-53, A. A. No. 4865.

Santafé de Bogotá, D. E., Colombia S. A.

El Boletín Geológico se publica en tres (3) números cada año.

Formato de publicación 17 x 24 cm

Editor:

ALBERTO VILLEGAS BETANCOURT

Geólogo

Editado e impreso por INGEOMINAS

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

UNIDAD OPERATIVA REGIONAL MEDELLIN

**GEOLOGIA DEL COMPLEJO OFIOLITICO DE PACORA
Y SECUENCIAS RELACIONADAS DE ARCO DE ISLAS
(COMPLEJO QUEBRADAGRANDE), COLOMBIA**

Por:

JAIRO ALVAREZ AGUDELO

CONTENIDO

	<u>Pág.</u>
RESUMEN	
1. INTRODUCCION.....	8
2. GEOLOGIA.....	9
2.1. MARCO REGIONAL	9
2.2. MARCO LOCAL	9
2.2.1. Complejo Ofiolítico de Pácora	11
2.2.1.1. Serpentinias	11
2.2.1.2. Gabros	12
2.2.1.3. Rocas volcánicas ofiolíticas	13
2.2.1.4. Plagiogranitos	13
2.2.1.5. Rodingitas	14
2.2.2. Complejo Quebradagrande	14
2.2.2.1. Rocas sedimentarias	15
2.2.2.1.1. Sector al Este de la Falla Romeral	15
2.2.2.1.2. Sector al Oeste de la Falla Romeral	15
2.2.2.2. Rocas volcánicas	17
2.2.3. Formación Abejorral	17
3. PETROGRAFIA	18
3.1. ROCAS OFIOLITICAS	18
3.1.1. Rocas Ultramáficas	18
3.1.1.1. Serpentinias	18
3.1.1.2. Wehrlita cúmulus	19
3.1.2. Gabros	20
3.1.2.1. Gabros cúmulus de El Topacio y Vallecitos	20
3.1.2.2. Gabros isotrópicos	21
3.1.3. Rocas Volcánicas Ofiolíticas	21
3.1.4. Plagiogranitos	22
3.2. ROCAS NO OFIOLITICAS	22
3.2.1. Complejo Quebradagrande	22
3.2.1.1. Rocas sedimentarias	22
3.2.1.2. Rocas volcánicas	25
3.3. FORMACION ABEJORRAL	26
3.4. PORFIDOS DACITICOS Y ANDESITICOS	26
4. GEOQUIMICA	26
4.1. ROCAS ULTRAMAFICAS	26
4.2. GABROS	28
4.3. ROCAS VOLCANICAS	31
4.4. PLAGIOGRANITOS	35
5. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO	35
5.1. EXISTEN MELANGES TECTONICAS?	35
5.2. ESTRUCTURA	35
5.3. METAMORFISMO	36
5.3.1. Rocas ofiolíticas	36

5.3.2. Rocas no ofiolíticas	38
6. SINTESIS, DISCUSION Y RECONSTRUCCION TECTONICA	38
7. BIBLIOGRAFIA	43

FIGURAS

FIGURA 1. Geología generalizada del sector septentrional de la Cordillera Central y distribución de los cuerpos plutónicos del Cinturón Ofiolítico Romeral (COR)	10
FIGURA 2. Perfil de reconocimiento a través del Complejo Quebradagrande entre las fallas Salamina y Romeral.	16
FIGURA 3. Diagrama NiO-Cr ₂ O ₃ en peridotitas tipo alpino.	27
FIGURA 4 Diagrama Ti - Zr en basaltos	29
FIGURA 5. Discriminantes F ₁ , F ₂ , F ₃ , según Pearce (1976)	32
FIGURA 6. Diagrama TiO ₂ -FeO* + MgO*	34
FIGURA 7. Contenido de algunas Tierras Raras en las vulcanitas de Pácora.	34
FIGURA 8. Distribución de elementos geológicos en relación con el Complejo Ofiolítico de Pácora, interpretados como resultado de colisión arco-continente.	40
FIGURA 9. Modelo esquemático de tectónica de placas para el desarrollo del flanco occidental de la Cordillera Central en la zona de Pácora	41

PLANCHAS

PLANCHA 1. Mapa Geológico de los complejos Ofiolítico y Quebradagrande en la zona de Pácora. (En bolsillo)

TABLAS

TABLA 1. Análisis químico de las rocas del Complejo Ofiolítico de Pácora y de las vulcanitas del Complejo Quebradagrande	30
--	----

RESUMEN

El Complejo Ofiolítico de Pácora, situado en el sector central del flanco occidental de la Cordillera Central, está constituido en la zona volcánica por lavas almohadilladas variolíticas no vesiculares, brechas en almohadilla y brechas. La zona plutónica contiene una secuencia compleja de gabros isotrópicos y cúmulus, wehrlitas cúmulus y serpentinitas. Los protolitos de estas últimas rocas parecen ser harzburgitas o lherzolitas con plagioclasa cuyas características sugieren un origen en la zona de transición cerca al moho petrológico, en la zona superior de la harzburgita tectónica. Delgados diques de plagiogranito intruyen al gabro.

Las diversas unidades ofiolíticas fueron fraccionadas tectónicamente, deformadas y inetamorfizadas y sufrieron mezcla estructural con secuencias de arco volcánico (Complejo Quebradagrande).

La evidencia mineralógica-geoquímica sugiere que la ofiolita es remanente de corteza oceánica-manto generada en un centro de expansión oceánico. Además, las características geoquímicas de las vulcanitas y las particularidades petrográficas y faunísticas de las sedimentitas epiclásticas y volcanoclásticas del Complejo Quebradagrande insinúan un origen en un arco volcánico oceánico inmaduro separado del continente síalico por una cuenca semioceánica estrecha.

Los miembros de la ofiolita experimentaron metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico en facies esquisto verde y quizá anfibolita (?) antes del solevantamiento y emplazamiento y durante estos sufrieron metamorfismo en facies prehnita-pumpellyita junto con las secuencias del arco volcánico.

El arco volcánico, construido sobre corteza oceánica, fue suturado a la margen continental y obductado en tiempos post-albianos. Este fenómeno causó el soldamiento definitivo de la ofiolita y la mezcla tectónica con las rocas del arco. Sin embargo, el emplazamiento de algunos sectores plutónicos de la ofiolita a niveles de exposición es pre-Albiano.

Pequeños cuerpos andesíticos-dacíticos neógenos fueron intruídos en zonas de falla simultáneamente con la actividad volcánica en la cuenca post-colisional Cauca-Patía.

Las litounidades han sido deformadas por fallas rumbodeslizantes a partir del Terciario medio por reorientación de los límites de placas.

1. INTRODUCCION

Las ofiolitas de Pácora forman parte del Cinturón Ofiolítico Romeral (COR), que se extiende por el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia en una distancia aproximada de 700 Km (ALVAREZ, 1983a, 1985), como se muestra en la Figura 1. La faja ofiolítica está constituida por una amplia banda de rocas ultramáficas, en general íntimamente asociadas con gabros y a veces lavas básicas, conformando cuerpos discontinuos abundantes al Norte de 5° N y de menor ocurrencia al Sur de esta latitud (ALVAREZ, 1982, 1983a).

Este autor considera que en los basaltos asociados puede existir superposición de marcos tectónicos como arcos de islas inmaduros con rocas de dorsales oceánicas y hace notar la existencia de rocas ultramáficas-máficas con metamorfitas tanto de alta presión, como de baja presión, además de encontrarse intercaladas estructuralmente con secuencias volcano-sedimentarias.

Los orígenes y emplazamiento de las rocas del COR se han enmarcado dentro de los modelos tectónicos de acreción de la zona al Occidente de la Cordillera Central (IRVING, 1971; CASE, et al., 1971; ESTRADA, 1972; RESTREPO Y TOUSSAINT, 1976; BARRERO, 1979; MOONEY, 1979; ALVAREZ, 1983). Una síntesis de las diversas hipótesis fue presentada por Alvarez, (1985).

González (1980), reportó por primera vez, en un trabajo regional, la ocurrencia de rocas volcánicas y rocas máficas-ultramáficas en la zona de Pácora. En cuanto al origen de las rocas volcánicas hay cierta confusión, porque al mismo tiempo que las presenta como parte de la Formación Quebradagrande (BOTERO,

1963), intercaladas con sedimentitas marinas someras, las considera en íntima asociación con gabros y peridotitas generadas en un rift oceánico.

En este trabajo se propone el nombre de Complejo Ofiolítico de Pácora, para la asociación de rocas ultramáficas y máficas y se estudia su geología, petrología, origen y emplazamiento. Estas rocas se diferenciaron de las de Quebradagrande que se consideran originadas en un arco volcánico y se cambió para esta unidad el estatus de Formación por Complejo siguiendo los lineamientos del I Simposio de Geología Regional (INGEOMINAS, 1988). Se utilizó como base el mapa geológico 1:100.000 de González et al., (1980), al cual se le hicieron las modificaciones pertinentes producto del trabajo de terreno, dando por resultado un mapa en escala 1:25.000 (Plancha 1).

Se hicieron estudios petrográficos a 44 secciones delgadas y se revisaron 15 ubicadas en el área de estudio o fuera de ella, pertenecientes a Ingeominas. Estas últimas habían sido descritas por González (1980).

Los análisis químicos fueron realizados por fluorescencia de Rayos X en el Instituto Federal para Geociencias y Recursos Naturales (BGR), sección de Espectroscopía, de Alemania; fueron los analistas J. Lodziak y D. Requard bajo la dirección del doctor H. Fesser. El químico Antonio Gutiérrez de Ingeominas Medellín, efectuó un análisis por difracción de Rayos X y una determinación de elementos mayores.

El autor expresa su gratitud al doctor Michael Schmidt-Thomé, Codirector del Convenio Colombo Alemán, Proyecto Mandé, ya que por su intermedio fue posible conseguir que el BGR hiciera los análisis antes anotados; al doctor K.P.

Burgath de la misma institución, mi agradecimiento muy especial por su amable colaboración. El valioso aporte del doctor Burgath radicó en la parte petrográfica y geoquímica de las rocas máficas-ultramáficas, de las cuales realizó varios análisis petrográficos e interpretó, en buena medida, la información geoquímica; En este aspecto, el autor es consciente de las dificultades que presentan, especialmente las rocas volcánicas alteradas, en el proceso de interpretación geoquímica; sin embargo, ésta es una característica común en las rocas volcánicas cretácicas de la zona andina en Colombia. Por dicha razón, se acude a diversos tipos de diagramas, con el fin de observar si el comportamiento geoquímico es más o menos coherente y afín con determinadas tendencias geoquímicas y marcos tectónicos.

2. GEOLOGIA

2.1. MARCO REGIONAL

En el sector septentrional de la Cordillera Central, donde se presentan las ofiolitas de Pácora (latitud 5° 25' N), afloran hacia el Este, esencialmente, metapelitas y metapsamitas esquistas con menores porcentajes de metabasitas y neises félsicos de edad pre-mesozoica (GONZALEZ, 1980; BARRERO Y VESGA, 1976), correlacionables con los grupos Cajamarca y Valdivia (NELSON, 1962; HALL et al., 1972), reunidas en el denominado Complejo Cajamarca (INGEOMINAS, 1988, I Simposio de Geología Regional).

Estas rocas, que constituyen el núcleo de dicha cordillera, están intensamente deformadas y han sido metamorfizadas principalmente a la facies de esquistos verde y anfíbolita. Remanentes de sedimentitas marinas neríticas, cretáceas

y jurásicas, reposan discordantemente sobre el basamento cristalino en la zona axial y occidental de la cordillera. Plutones granitoides post-orogénicos mesocenozoicos se encuentran intruyendo a las metamorfitas (Figura 1).

En el flanco Oeste de la Cordillera Central, separado de las rocas anteriores y afectado por la zona de Falla Romeral, se presenta el COR, Cinturón Ofiolítico Romeral (ALVAREZ, 1983, 1985), junto con las rocas que constituyen el Complejo Quebrada-grande (INGEOMINAS, 1988) del Cretáceo temprano (BOTERO y GONZALEZ, 1983). Ocasionales plutones triásicos y metamorfitas pre-mesozoicas se presentan marginalmente o dentro de la faja ofiolítica, aunque son especialmente notables en el sector Norte de dicha faja.

Al Oeste de la misma afloran, predominantemente, sedimentitas molásicas oligocenas continentales junto con depósitos volcanoclásticos andesíticos miopliocénicos que rellenan la Depresión del Cauca. Allí, son comunes intrusivos subvolcánicos intermedios del Terciario superior. Las ofiolitas conforman una zona de convergencia o de geosutura entre cortezas tipo oceánico y continental (CASE, et al., 1971) fuertemente deformada y fallada, en donde también se presentan al sur de Pácora, bloques tectónicos con metamorfismo de alta presión (ORREGO et al., 1980a; FEININGER, 1982; McCOURT Y FEININGER, 1984), recristalizados a finales del Cretáceo temprano, 125 ± 15 m.a., K / Ar roca total (ORREGO et al., 1980b), sugiriendo procesos relacionados con subducción (ALVAREZ, 1985).

2.2. MARCO LOCAL

La ofiolita de Pácora está constituida por

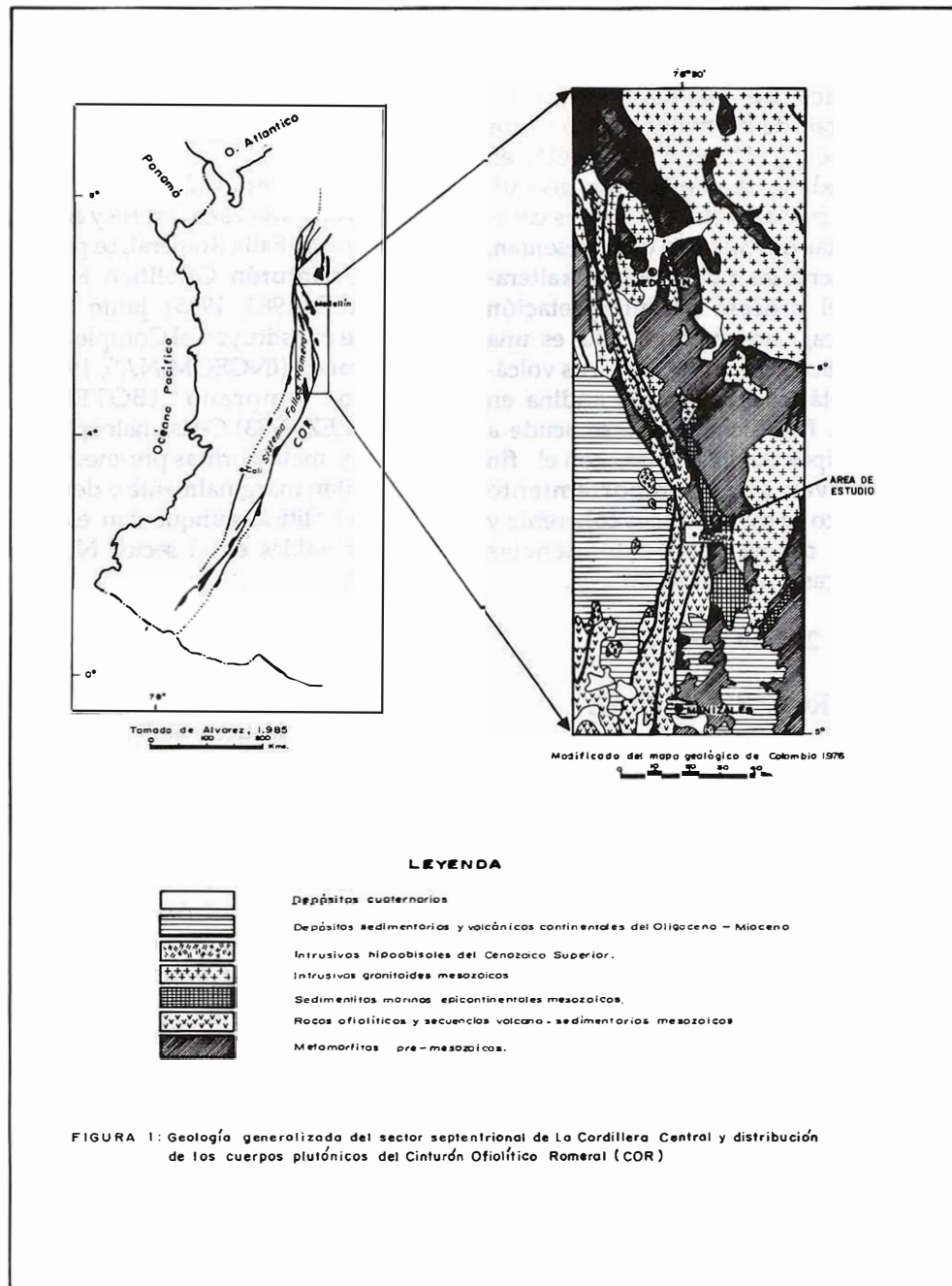


FIGURA 1. Geología generalizada del sector septentrional de la Cordillera Central y distribución de los cuerpos plutónicos del Cinturón Ofiolítico Romeral (COR)

ultramafitas, completamente serpentizadas en su mayor parte, gabros isotrópicos y cúmulus y rocas volcánicas máficas almohadillas y masivas, las cuales se presentan en una zona de alta complejidad estructural (Plancha 1). Los diferentes miembros ofiolíticos están desmembrados, forman bloques tectónicos alargados que siguen direcciones similares a las de las fallas y que se encuentran a veces separados por bloques estructurales conformados por sedimentitas y vulcanitas, con tendencia noroeste que, como se verá, son composicionalmente afines con rocas de un arco volcánico. Tanto la ofiolita como las secuencias volcanogénicas de arco están cizalladas en mayor o menor grado y desarrollan clivaje de fractura o foliación cataclástica. Al Este, la Falla San Jerónimo, posiblemente inversa de alto ángulo y con inclinación al Este, o sus ramales, separan el conjunto ofiolítico: tanto de las sedimentitas marinas poco profundas (Formación Abejorral, Bürgl y Radelli, 1962), del Cretáceo temprano como de las metamorfitas premesozoicas y junto con otras fallas (zona de Falla Peñoles, Falla La Herrera E y W), limitan bloques de gabro, basalto y sedimentitas-vulcanitas de diferentes espesores. Además, truncan bloques de estas últimas rocas bordeados por fallas verticales o con inclinación al Este, cercana a la vertical. En estos bloques, que afloran tanto al Este como al Oeste, las sedimentitas poseen delgadas intercalaciones de vulcanitas máficas.

Las fallas Pácora y Salamina tienen rumbo Norte, en el sector Central son verticales o inclinadas pronunciadamente al Oeste y sus ramales contribuyen al panorama estructural, en bloques, de la región. Entre dichas fallas, las rocas poseen rumbo Norte-Sur y se inclinan con ángulos muy grandes al Este; además en los diversos

bloques la estructura planar (foliación) es aproximadamente paralela a las fallas limitantes.

Según González et al., (1980), la Falla Romeral o sus ramales, con dirección Norte-Sur, afectan al Oeste la secuencia sedimentario-volcánica y algunos gabros, además de separar esas rocas de cuarcitas premesozoicas, plutones triásicos y sedimentitas molásicas terciarias.

Hacia el Este, especialmente en las vecindades de la zona de falla La Herrera, la deformación es más intensa aflorando rocas con texturas cataclásticas extremas. Localmente y asociadas con la zona de falla de Peñoles y las fallas Pácora y La Herrera W., se presentan cuerpos delgados de pórfidos andesíticos y dacíticos deformados, de edad posiblemente miopleistocena. Todas las rocas aflorantes han sufrido un evento tardío de metamorfismo regional de muy bajo grado, facies prehnita-pumpellyita, el cual se ha sobreimpuesto a eventos anteriores de recristalización y a su vez, han experimentado episodios de deformaciones posteriores.

2.2.1. Complejo ofiolítico de Pácora

2.2.1.1. *Serpentinitas.*

Las serpentinitas se encuentran asociadas con las fallas Pácora y Paraíso y con fracturas relacionadas con la Falla Salamina. Se presentan tres cuerpos, dos de los cuales son delgados, de poca extensión y tienen pobres afloramientos (Plancha 1).

El más pequeño (que aflora por 2 m), está expuesto en la carretera Pácora-Buenos Aires, en el sitio Vallecitos, y junto con otras rocas, forma un bloque tectónico tabular delgado; en él la

serpentinita está cizallada, es esquistosa, y posee contactos fallados. El cuerpo de la carretera Pácora-Aguadas aflora por 30 m, la serpentinita es verde oliva oscura y esquistosa a maciza.

El cuerpo mayor tiene forma lenticular alargada, con 6,5 km de longitud y menos de 200 m de ancho. En la carretera Pácora-Buenos Aires (sitio La Leticia), aflora por 10 m, es de color verde manzana y muestra poliedros de cizalladura. La mejor exposición se observa en el sector central, carretera Pácora-Castilla, en la cual considerando el aspecto físico de los afloramientos, se distinguieron dos tipos de serpentinita los cuales gradan uno a otro: serpentinita cizallada y serpentinita en bloques (o masiva). En el primer caso, se observan bloques o poliedros de diverso tamaño entre los cuales ha habido movimiento tectónico diferencial desarrollándose, en mayor o menor grado, «slikentitas». Estas presentan superficies de cizalladura penetrativa de rumbo N-S e inclinación variable al Oeste, las cuales pueden ser curvas, se anastomosan y no se observan texturas relictas. Los poliedros tienen exteriormente, superficies lisas brillantes, con colores abigarrados verdes y grises y localmente con serpentinita recristalizada (picrolita), verde grisácea. Los poliedros más grandes muestran fracturamiento interno, sin movimiento diferencial muy poco, a lo largo de las fracturas, e interiormente la serpentinita posee color verde grisáceo a negro verdoso y a menudo tiene textura porfidoblástica con pseudomorfos de serpentinita según piroxeno de aspecto brillante y colores verdes a grises. En la serpentinita en bloques no existen superficies estructurales penetrativas y algunos bloques están separados por fracturas rellenas de serpentinita verde manzana a gris, de aspecto vítreo. En una muestra (1697C),

se observó una ultramafita con mineralogía primaria relictas, en la cual sobresalen los megacristales de piroxeno, encontrándose, además, granate grosularia conformando manchas y listas con apariencia de venas de 3 cm de espesor y de color gris claro con tonalidades amarillentas. En el sector meridional, carretera Pácora-Salamina, la serpentinita aflora por unos 20 m, está semimeteorizada, esquistosa y fuertemente cizallada.

2.2.1.2. Gabros.

Cuerpos de gabro de diverso tamaño forman bloques estructurales dispersos en el área. El más extenso (gabro de Pácora), aflora en los alrededores de la población de Pácora, tiene hasta 3 km de ancho y 7 km de longitud aproximadamente (Plancha 1); el menor, es parte de un bloque tabular, delgado, con un espesor de 5 m, expuesto en la carretera Pácora-Buenos Aires, en el sitio Vallecitos (Plancha 1). En general, los afloramientos son regulares y los mejores se presentan en los cortes de las carreteras a Castilla y Buenos Aires y en las quebradas Peñoles, Hermita y San Pablo.

El gabro es predominantemente de grano medio, con variaciones a grano fino y grueso, es macizo a débilmente foliado, en algunos sitios posee ligera orientación mineralógica y su color es gris medio a gris verdoso oscuro. Zonas de gabro-pegmatita se presentan en el cuerpo de la cañada El Rosal al Suroeste del área. Al Este y Noreste de Pácora, en los bloques tectónicos de las cabeceras de las quebradas Peñoles y Hermita, el gabro está intensamente afectado por metamorfismo dinámico, aunque con algunos sectores menos deformados, desarrollándose superficies estructurales de cizalladura y transformando la roca en protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, en especial

cuando se aproximan las fallas. Similar situación ocurre en la carretera Pácora-Castilla, especialmente en el contacto Oeste con la serpentinita, en donde el gabro está transformado en una milonita-ultramilonita que aflora por unos 200 m y en el bloque Vallecitos en donde dicha roca está intensamente deformada.

2.2.1.3. Rocas volcánicas ofiolíticas.

Ocupan una extensión menor que los gabros y al igual que éstos conforman bloques tectónicos dispersos en la zona (basaltos de Yarumal y de la quebrada Peñoles). La base para separarlas de las otras rocas volcánicas son sus características petrográficas y geoquímicas y la ausencia de sedimentitas marinas intercaladas, de composición afín con un arco volcánico.

En las vecindades del sitio Yarumal (Plancha 1), en la carretera a la población de Castilla, afloran lavas almohadilladas (reportadas por MUÑOZ, 1985), brechas de almohadillas (pillow brechas) y lavas macizas de composición toleítica sin interposiciones sedimentarias ni material sedimentario inter-almohadillas. Las primeras tienen en sección vertical forma elíptica y en general más de 0,50 m de espesor. Los lomos de las almohadillas se observaron, aparentemente, en posición normal pero no se ven los pedúnculos. Material vítreo intersticial (hialoclástitas), verde oliva a negro las contornea llenando los espacios inter-almohadilla. Las almohadillas no son vesiculares, hecho que podría interpretarse generalmente, como eruptadas a gran profundidad (MOORE, 1965), probablemente mayor de 1000 m, si se considera el contenido de vesículas con respecto a la profundidad de erupción en lavas toleíticas en la dorsal Reykjanes (MOORE AND SCHILLING, 1973); también un origen en aguas pro-

fundas de estos basaltos podría ser sugerido por la ausencia de hialotobas (HONNOREZ and KIRST, 1975) y la presencia de estructura variolítica en las partes marginales de las almohadillas individuales. Según Furnes (1973), las almohadillas variolíticas están confinadas a profundidades por debajo de 1600 m. Esta situación parece ser diferente con relación a algunos de los basaltos intercalados con sedimentitas en el Complejo Quebradagrande los cuales fueron extruidos a una menor profundidad. Las brechas almohadilladas están formadas por fragmentos basálticos angulares que se aglutinan o ajustan unos con otros más o menos bien, formando cuerpos de almohadillas. Los cantos son comúnmente mayores de 0,10 m aunque hay menores. El material inter-almohadilla hialoclástico es vidrio verde negruzco de apariencia esquistosa. Encima y debajo de las brechas de almohadillas se presentan brechas de cantos angulares a subangulares, con un tamaño predominante que varía de 0,01 a 0,05 m, aglutinadas por material vítreo con cristalitas caolinizadas de plagioclasa. De acuerdo a casos similares reportados por Furnes y Fridleifsson (1979), estas rocas podrían haberse originado por acumulación de fragmentos derivados de almohadillas a causa de colapso gravitacional que ocurriría contemporánea o subsecuente a la erupción en zonas con pendientes pronunciadas.

Hacia el contacto Oeste con el gabro, las rocas de esta unidad son cataclásticas y miloníticas.

2.2.1.4. Plagiogranitos.

En las vecindades de Pácora, unas decenas de metros al Oeste de la carretera a Castilla, gabro néisico saprolitizado está atravesado por varios diques

finogranulares de granito sódico o plagiogranito menores de 0,10 m, gris claros, con ocasionales fémcicos oxidados y con desarrollo de una pseudofoliación cataclástica.

2.2.1.5. Rodingitas.

Masas tabulares de rodingita discoidea y subesféricas un poco irregulares, de decímetros de longitud y espesor, de color blanco grisáceo se presentan dentro de las serpentinitas al Oeste de Pácora y en la Quebrada Pácora. Estas se originaron, en su mayor parte, de antiguos diques de gabro que fueron fragmentados tectónicamente y metasomatizados. También se encuentran rocas alteradas, con afinidad rodingítica, en el contacto de la serpentinita anotada antes, con un pórfido andesítico, macizo hacia el contacto, esquistoso fuera de él, en un afloramiento menor de 5 m, en el cual el pórfido está transformado casi totalmente; y además en el contacto serpentinita-gabro, en pequeña quebrada situada 1,5 km al Noroeste de Pacora. Allí, se encontraron bloques rodados de leucogabro rodingitizado grano grueso conteniendo bloques de serpentinita con apariencia de xenolitos, menores de 0,50 m de diámetro y de forma irregular sugiriendo reacción.

2.2.2. Complejo Quebradagrande.

Las rocas sedimentarias y volcánicas del área de Pácora se han considerado como pertenecientes a la Formación Quebradagrande (GONZALEZ, 1980), definida por Botero (1963), 100 km al Norte de dicha área. En este trabajo se prefiere cambiar la jerarquía de la unidad de formación a Complejo, acogiendo las sugerencias del I Simposio de Geología Regional (INGEOMINAS 1988), por las siguientes razones:

- En la definición de la Formación Quebradagrande en la sección tipo, no imperaron los criterios propiamente estratigráficos usados para definir una unidad formal en el sentido de secuencia concreta de capas.
- La unidad, caracterizada por intercalaciones de rocas volcánicas y sedimentarias, presenta variaciones litoestratigráficas fuertes, tanto en el aspecto sedimentario como en relación a la poca o numerosa presencia de intercalaciones de tobas y derrames volcánicos en su parte interna y particularmente en sus límites. Dichos derrames se pueden prolongar por decenas, centenas o miles de metros para luego acuñarse.
- La naturaleza de los contactos externos varía significativamente a escala regional. Así, posee contactos tectónicos con metamorfitas e intrusivos mesozoicos y con secuencias del Cretáceo. En otros contactos es intruida por plutones terciarios.
- González (1980), incluyó dentro de Quebradagrande rocas volcánicas cuyos ambientes tectónicos de formación en el área de Pácora, son muy diferentes. Por consiguiente, fue necesario excluir de dicha unidad estratigráfica varios cuerpos de rocas volcánicas.

Por lo tanto, el autor cree que considerando la unidad como un Complejo es más fácil de reconocer y cartografiar en toda su extensión, además de que es probable que se efectúen futuras divisiones litoestratigráficas. Se debe aclarar que se conserva el nombre geográfico asignado por Botero (1963), en razón a que ha sido ampliamente usado en la literatura geológica colombiana en las últimas dos décadas.

El Complejo Quebradagrande está bien expuesto al Occidente de la población de Pácora, en la carretera que va a la localidad de Castilla. Con base en el trabajo de reconocimiento efectuado y como un aporte a una mejor comprensión de este litodema, se presenta la sección levantada a lo largo de dicha carretera entre el contacto estructural con el gabro al Este y la Falla Romeral (GONZALEZ, 1980), al Oeste (Figura 2). En ella, se puede observar un claro predominio de las sedimentitas sobre las vulcanitas. Al Oriente del área, también afloran sedimentitas con rocas volcánicas intercaladas que poseen una composición similar a la de la secuencia principal, conformando bloques tectónicos estrechos como el Bloque San Pablo, que posee afloramientos regulares, y el de El Carmelo.

Los datos disponibles indican que las rocas de la secuencia tienen una edad albiana (GONZALEZ, 1980; BOTERO Y GONZALEZ, 1983) y se depositaron en ambientes marinos poco profundos. Poseen, además, según los resultados de este trabajo, importante aporte volcanoclástico e intercalaciones de lavas calcoalcalinas andesíticas y basálticas. Detectan, por lo tanto, características en común con secuencias de arco volcánico.

Las rocas del Complejo Quebradagrande fueron metamorfizadas bajo condiciones de presión-temperatura de la facies prehnita-pumpellyita y deformadas penetrativamente en mayor o menor grado.

2.2.2.1. Rocas sedimentarias.

Aunque en este capítulo se describen principalmente las secuencias al Este de la Falla Romeral (Plancha 1, Figura 2), se hace referencia también a las del Oeste,

vecinas a la misma, a pesar de estar por fuera del área estudiada, en razón a su composición particular y contenido faunístico.

2.2.2.1.1. Sector al Este de la Falla Romeral.

En el sector Occidental de esta región, la secuencia sedimentaria está constituida por capas epiclásticas delgadamente estratificadas, color gris verdoso a negro, de grauvacas silíceas y lutitas con menores cantidades de chert y calizas (estas últimas al Sur del área estudiada), además de conglomerados volcánicos de guijarros y gránulos. Estas capas contienen, en mayor o menor grado, aporte volcanoclástico.

Las sedimentitas se encuentran, por lo general, en una posición normal buzando al Este con inclinación moderada aunque localmente se inclinan al Oeste (ejemplo, cerca a la Falla Salamina, Figura 2). En el aspecto litológico, la secuencia es un poco más arenosa hacia el Occidente y presenta, además, cambios laterales de facies.

En el bloque San Pablo, al Este del área, afloran intercalaciones de lutitas, grauvacas volcánicas y conglomerados polimícticos siendo éstos más abundantes hacia la quebrada Aguila, en el sector Sur del bloque. El conjunto, aunque se considera perteneciente al Complejo Quebradagrande, se diferencia de las unidades occidentales, en que posee potentes capas de conglomerados, un mayor porcentaje de detritos de rocas volcánicas intermedias, más cuarzo y fragmentos de gabro.

2.2.2.1.2. Sector al Oeste de la Falla Romeral.

Afloran interestratificaciones de lutitas silíceas y arenitas feldespáticas ($\geq 70\%$ cuarzo), conformando un paquete sedimentario (Figura 2), cuyas características litológicas y composición

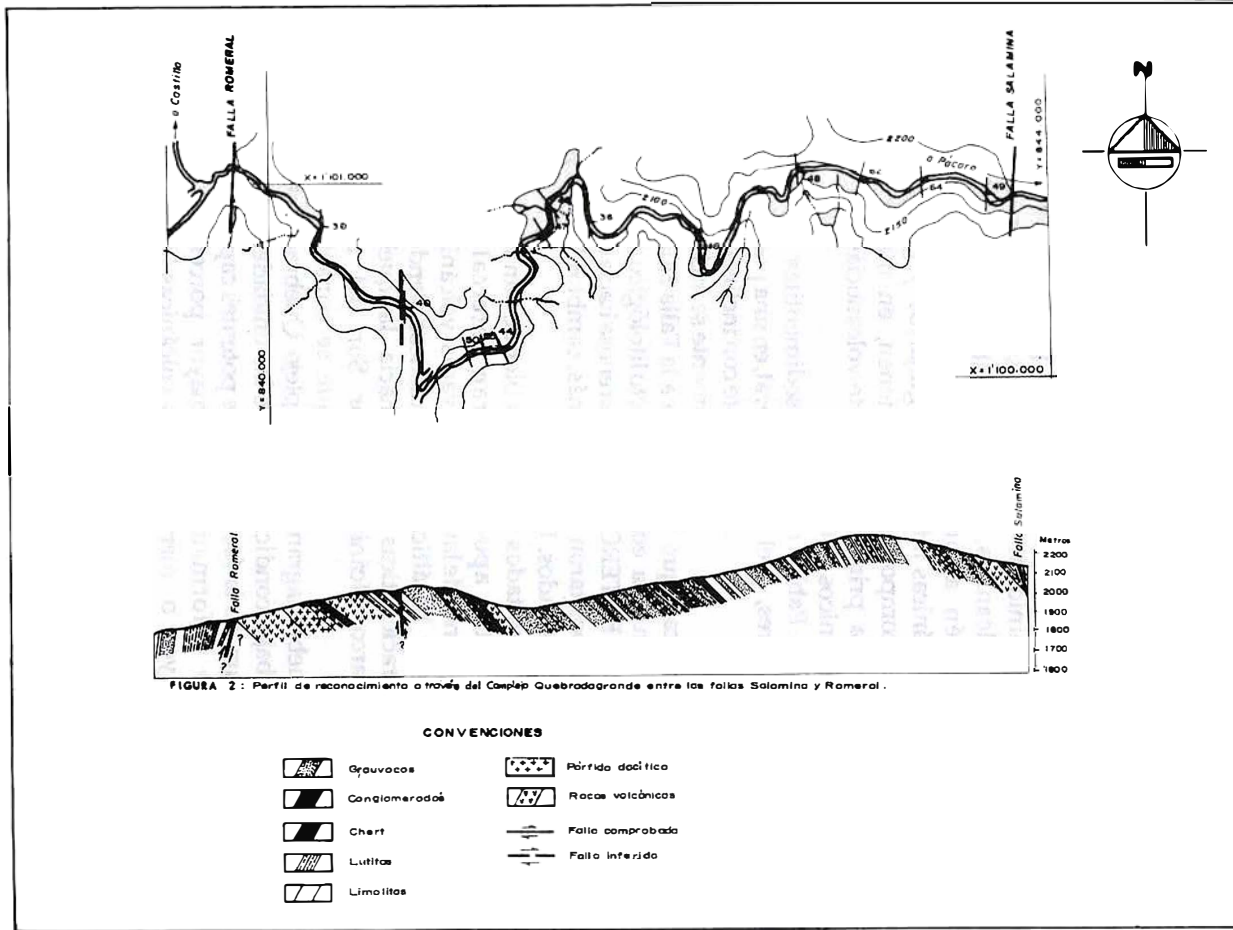


FIGURA 2. Perfil de reconocimiento a través del Complejo Quebradagrande entre las fallas Salamina y Romeral.

mineralógica son diferentes a las del sector Este, aunque también contiene rocas volcánicas posiblemente intercaladas. Esta secuencia es más madura, su composición es diferente a la de las rocas detríticas del Complejo Quebradagrande al Este, y localmente, posee sedimentitas de ambientes euxínicos. En la Quebrada Guargurubá, cuyo curso está controlado por la Falla Romeral (GONZALEZ et al., 1980), se reporta la presencia de fauna epinerítica constituida por lamelibranquios y gastrópodos de edad Albiano, en lutitas silíceas negras (BOTERO y GONZALEZ, 1983), aparentemente interstratificadas con las rocas mencionadas antes. La edad y fauna anotadas concuerdan con la reportada por Botero et al., (1971), en el río Arma, 20 km al Noroeste de Pácora, dentro de pelitas margosas negras intercaladas con rocas basálticas y situadas también al Oeste de la Falla Romeral. Estos hechos sugieren que el sector Este del Complejo Quebradagrande con vulcanitas-sedimentitas puede tener también una edad Albiano. Por otra parte, las características mineralógicas de las psamitas anotadas antes pueden haber sido heredadas de sedimentos procedentes de corteza continental y subyacer a los depósitos más antiguos de arco volcánico.

Las sedimentitas han sido deformadas y metamorfizadas bajo condiciones de las facies prehnita-pumpellyita y es frecuente observar en ellas venas concordantes y discordantes de cuarzo lechoso hasta de 8 cm de espesor. Las rocas pelíticas y psamíticas desarrollan un buen clivaje pizarroso y de fractura respectivamente, los cuales son paralelos a la estratificación original. Así mismo, en los conglomerados el clivaje de fractura es más o menos claro y los cantos son elipsoidales y aplastados definiendo una clara lineación elongada.

2.2.2.2. Rocas Volcánicas.

Se presentan varios cuerpos deformados, en mayor o menor grado, de lavas basálticas principalmente, con cantidades menores de andesitas y piroclastitas, los cuales están intercalados con sedimentitas marinas poco profundas con aporte volcanogénico (Figura 2). En el bloque estructural al NNE de Pácora (San Pablo), se presentan escasas y delgadas capas de material sedimentario, negro a gris oscuro, interstratificado con un porcentaje mayor de vulcanitas y éstas muestran desarrollo frecuente de fajas intensamente cizalladas en donde la roca adquiere pseudoesquistosidad con transformación a ultramilonita de apariencia similar a una filita verde. En los bloques La Nubia y Bretaña - La Florida, al NNW de Pácora, ocurre una situación parecida a la anterior; en cambio, en la pila sedimentaria-volcánica al Oeste de dicha población, las sedimentitas son más abundantes y las intercalaciones de lavas básicas son escasas.

Las rocas volcánicas que conforman estas unidades tienen una amplia variación petrográfica. Existen rocas afíricas, porfiríticas con fenocristales de plagioclasa y/o piroxenos y/o anfíboles y amigdaloides, aunque estas últimas son más raras. Muñoz (1985), reporta en la quebrada La Soledad, al Sur de la zona objeto de este informe, pillow brechas aisladas y tobas básicas vítreas subacuosas con abundantes amigdalas (según clasificación de CARLISLE, 1963), las cuales evidencian, probablemente, una profundidad de agua menor de 500 m durante la extrusión de lavas submarinas (MOORE, 1965).

2.2.3. Formación Abejorral

Aflora en el sector nororiental y está en

contacto tectónico con algunas unidades ofiolíticas. La sección típica de la formación fue definida al Norte de la zona cartografiada (BÜRGL y RADELLI, 1962; JARAMILLO Y RAMIREZ, 1968; GONZALEZ, 1980) y consiste de la base hacia el techo en: conglomerados cuarzosos con ocasionales cantos de esquistos, seguidos por areniscas gris claras a cremas, de grano medio a fino y mal seleccionadas; una secuencia gruesa de arcillolitas y lutitas a veces con fósiles y por último varios niveles alternantes de chert y arcillolitas delgadamente estratificadas. La secuencia varía ampliamente hacia el Sur y a veces contiene calizas y areniscas cuarzosas. En la sección tipo, esta formación fosilífera, del Neocomiano-Albiano medio (GONZALEZ, 1980), se depositó discordantemente sobre rocas preberriasianas en la margen del antiguo continente bajo condiciones marinas someras y tiene aproximadamente 1200 m de espesor, aunque en otros sectores alcanza más de 2000 m. Hacia el sur del área estudiada en este trabajo, comprende una biofacies de bivalvos y gasterópodos cuyo habitat se extendió desde ambientes de agua dulce hasta marino restringido (ETAYO, 1985). La fuente de los detritos es claramente continental y la vergencia de la secuencia es hacia al Oeste.

En la sección estudiada (Quebrada Peñoles), la Formación Abejorral está constituida por limolitas y lutitas silíceas gris oscuras a negras y gris claras a cremas, delgadamente estratificadas a laminadas con intercalaciones de areniscas finogranulares gris claras. Se vieron además, bloques de andesitas gris oscuras, muy deformadas, cuya procedencia se desconoce.

Estas unidades parecen correlacionar litológicamente con el techo de la citada

formación en la sección tipo. La Formación Abejorral tiene contactos fallados tanto con las demás rocas cretáceas como con las metamorfitas pre-mesozoicas (Plancha 1).

3. PETROGRAFIA

3.1. ROCAS OFIOLITICAS

3.1.1. Rocas Ultramáficas.

3.1.1.1. *Serpentinitas.*

Las serpentinitas internamente son de color gris oscuro a verde oliva oscuro con porfidoblastos de piroxeno serpentizado hasta de 0,5 cm, que resaltan por su brillo. Microscópicamente el fracturamiento es triangular y rectangular complicado con abundantes fracturas irregulares.

Las rocas están, en su mayor parte, completamente serpentizadas y deformadas tectónicamente. En serpentinitas, que parecen derivadas de harzburgitas tectónicas, (M-1698 D), el olivino y el piroxeno reemplazados tenían, aparentemente, texturas de recristalización. El olivino se encuentra alterado a un reticulado de crisotilo con magnetita pulverulenta o en cristalitos, que ocupan fracturas las cuales rodean serpentina con extinción homoaxial (lizardita). Localmente, se observa la forma de granos primarios de olivino bordeados por magnetita. Los piroxenos, posiblemente ortopiroxenos por la composición química de la roca, se presentan, tanto en forma dispersa como en concentraciones de cristales y, en ambos casos, transformados a lizardita predominantemente, y a crisotilo. Además, existen texturas laminares de intercrecimiento atravesadas por espinela marrón-amarilla, bordeada por magnetita y ferricromita.

La muestra 1697D parece derivada de una harzburgita con plagioclasa o de una lherzolita con plagioclasa. Está completamente serpentinizada y fue deformada antes de este proceso. El olivino y los piroxenos, al menos en parte ortopiroxenos, granulados y estirados, se presentan alterados a lizardita y crisotilo a veces con escamas de ilmenita y la plagioclasa forma láminas intercrecidas con olivinos primitivos y está totalmente alterada a vesuvianita más clorita - Mg (penina-clinocloro). Algunos granos de serpentina, según olivino, están rodeados parcialmente por clorita - Mg de grano fino. Este borde es posiblemente el reemplazo de los clinopiroxenos originales formados por reacción entre olivino y plagioclasa. De acuerdo con sus características, esta roca podría haberse originado en la zona de transición cerca al moho petrológico, en la zona superior de la harzburgita tectónica.

3.1.1.2. *Wehrlita cúmulus.*

En una muestra, núcleo de un poliedro de cizalladura, se observó la mineralogía primaria con leve serpentización, correspondiendo la roca a una wehrlita olivínica con plagioclasa, de la serie cúmulus. La textura es inequigranular xenoblástica y la secuencia de cristalización es compleja. Se observan ocasionalmente cristalitos de olivino I, hasta de 0,3 mm, idiomorfos, incluidos en olivino II anhedrales hasta de 1,5 mm de longitud y en clino y ortopiroxenos de tamaño similar. A esta fase temprana de cristalización cúmulus podrían también pertenecer pequeños cristalitos de plagioclasa I alterada, idiomorfa, de tamaño similar al olivino, contenida en el clinopiroxeno.

Los cristales de olivino II xenomorfo, aparecen intensamente fracturados y con

extinción ondulatoria. Los fragmentos están separados por crisotilo acompañado por magnetita. Los límites entre cristales de olivino II son rectos o curvos pero no existe interpenetración, en cambio con los piroxenos, especialmente clinopiroxeno y plagioclasa, el borde presenta claros embahiamientos.

El clinopiroxeno I es anedral, a veces maclado, tiene una longitud hasta de 1,3 mm y se presenta disperso o formando agrupaciones de cristales. En parte, se ha derivado por transformación de olivino II, fenómeno que ocurre en las márgenes de los cristales o en el interior de los mismos en donde quedan inclusiones redondeadas de olivino con bordes difusos. Pedazos de cristales idiomorfos de clinopiroxeno se ven ocasionalmente. A veces, se desarrolla, por reacción en el contacto clinopiroxeno I - olivino II, una nueva generación de clinopiroxeno (cpx II).

El ortopiroxeno es xenomorfo y con tamaño parecido al del clinopiroxeno I, pero ocurre en menor porcentaje. Algunos cristales contienen delgadas láminas de exsolución de clinopiroxeno. Este último fenómeno no ha sido registrado en ortopiroxeno en secciones cúmulus de ofiolitas (Coleman, 1977). El ortopiroxeno presenta relaciones de reacción con el olivino similares a las del clinopiroxeno I, es decir, tiene inclusiones redondeadas y cristales idiomorfos de olivino incluidos.

La plagioclasa intercrecida con el olivino II y piroxeno I, es xenomorfa, menor de 1,5 mm y de tamaño mayor al de los cristalitos idiomorfos incluidos en el clinopiroxeno. Por reacción con olivino se forma un borde de clinopiroxeno II. Todos los cristales de plagioclasa están reemplazados por granate, y una mezcla de clorita magnésiana, vesuvianita,

clorita, carbonatos y sausruta.

El clinopiroxeno ha sido sustituido por granate (determinado como grosularia por DRX), y éste a su vez por clorita incolora y granitos idioblásticos de vesuvianita.

En general, los fémcicos han sufrido leve serpentización con formación de crisotilo y en menor cantidad lizardita. La magnetita-ilmenita es obicua y está dispersa o en fracturas. Espinela crómica no se observa, posiblemente está alterada a magnetita y ferricromita.

De acuerdo con las características petrográficas de las ultramafitas con plagioclasa de Pácora, podrían pertenecer a la llamada zona crítica, es decir, que se habrían originado en la parte superior del sector tectónico ultramáfico de una ofiolita, justo en la zona debajo del «Moho Petrológico», o en la parte inferior del cúmulus ultramáfico, inmediatamente encima del «Moho Petrológico». Rocci et al. (1975), mencionan que la zona crítica en la parte occidental de las ofiolitas tetianas, está compuesta de Iherzolitas con plagioclasa y harzburgitas, rocas que parecen estar presentes en Pácora, aunque totalmente serpentizadas.

3.1.2. Gabros.

En razón a la complejidad tectónica, la estratigrafía magmática de los gabros, como la de las otras unidades ofiolíticas, es difícil de dilucidar. Sin embargo, se hallaron dos tipos de gabros: cúmulus e isotrópicos, los cuales se encuentran deformados y recrystalizados, no penetrativamente, en mayor o menor grado a facies anfíbolita (?), esquisto verde y especialmente a prehnita-pumpellyita. Son raros los gabros con plagioclasas poco alteradas, en cambio,

los piroxenos se ven frescos o con escasa alteración.

3.1.2.1. Gabros cúmulus de El Topacio y Vallecitos.

Se encuentran al Noroccidente de Pácora en la localidad de El Topacio y en el bloque Vallecitos-La Miranda (Plancha 1). Son de apariencia maciza, no bandeados, grano medio a grueso y color gris verdoso. Al microscopio su textura es heterad cúmulus y la secuencia de cristalización es la siguiente:

- Plagioclasa I, idiomorfa, pequeña (< 1 mm), maclada, con apariencia poiquilítica, con alteración a clorita, pumpellyita, epidota y granos finísimos no identificados. Tiene una composición más básica que andesina y cuando está completamente alterada (a vesuvianita ?), tiene aspecto nubloso.
- Olivino (?) + ortopiroxeno (?) idiomorfos, reemplazados por clinanfíbol incoloro + clinopiroxeno I (?) transformado en anfíbol pardo y luego verde. Estos minerales están en plagioclasa II.
- Plagioclasa II (gruesa, xenomorfa, maclada, con alteración similar a la plagioclasa I, a veces intensamente empolvada y alterada a vesuvianita) + clinopiroxeno II (grueso, xenomorfo, en parte reemplazado por clinanfíbol parduzco y después por clinanfíbol verdoso) + ortopiroxeno (reemplazado por clorita incolora y gramatita).
- Clinopiroxeno III, cristales gruesos post-magmáticos y poiquilíticos, formados a expensas de clinopiroxeno II.

En algunas rocas se ven cristales bien formados de pumpellyita con extinción

radial, epidota gruesa en plagioclasa, apatito idiomorfo hasta de 1,3 mm de longitud y cristales dispersos anhedrales-subhedrales de magnetita-ilmenita. Venas de prehnita-albita son frecuentes y también de epidota-zoisita-pumpellyita (?).

3.1.2.2. Gabros isotrópicos.

Afloran en Pácora, en la localidad de Yarumal y forman los bloques La Hermita y Quebrada Peñoles parte alta. Son macizos, de color gris oscuro a gris claro dependiendo del porcentaje de máficos y de grano medio a grueso. Localmente se ven diques y variaciones a gabro-pegmatita.

Los gabros se encuentran, en general, recristalizados pero la textura original es intergranular. La paragénesis más frecuente es: epidota + pumpellyita + clorita + albita + prehnita.

El clinopiroxeno es augita diopsídica, generalmente menor de 0,5 cm, en parte reemplazado por clinofibol. A veces, tienen un núcleo de clinofibol pardo, pleocróico, Z ~ Y: marrón rojizo, X: marrón amarillo, que tiende a una variedad verdosa, poco pleocróica o existe solamente ésta. El eje óptico (2Vx) de la variedad parda es aproximadamente 60° y correspondería posiblemente a la serie hastingsita - barkevikita. El clinofibol está transformado parcialmente a clorita de la serie pennina-clinocloro. El clinofibol pardo se presenta también como inclusiones en clinopiroxeno lo cual podría sugerir una paragénesis estable, es decir, formación del clinopiroxeno junto con anfíbol primario. De otro modo, el crecimiento del clinofibol marrón entre granos metálicos es post-cinemático.

La plagioclasa de tamaño similar al

clinopiroxeno, está en una alta proporción reemplazada por pumpellyita ± epidota ± titanita ± albita.

En los opacos existen tres variedades. La primera, inicialmente idiomorfa y xenomorfa con embahiamiento, está a menudo rota y corresponde a esqueletos de ilmenita, con desmezcla de hematita, reemplazada actualmente por leucoxeno. La segunda, es pirita idiomorfa a xenomorfa escasa y asociada frecuentemente con clorita; también rellena fracturas junto con ilmenita, es decir, es postcinemática. La tercera es calcopirita, xenomorfa y dispersa.

Cristales grandes, xenomorfos y dispersos de clorita y pumpellyita son frecuentes, lo mismo que vetillas, hasta de varios milímetros de espesor, rellenas con clorita + albita y prehnita + clorita + zoisita; a veces con estructuras de peine.

3.1.3. Rocas Volcánicas Ofiolíticas.

En general son rocas gris oscuras a gris claras, con desarrollo de una débil pseudoesquistosidad, con excepción de los basaltos de Yarumal que se encuentran inmediatamente al Oeste de Pácora, en la carretera a Castilla, cuyo aspecto es macizo. Dos muestras de basalto tienen microscópicamente una textura variolítica, es decir, de enfriamiento rápido. Una de ellas, de la carretera a Castilla (M-1709A), tomada en la parte central de una almohadilla está compuesta por listones de plagioclasa (ahora albita), rodeada por clinopiroxeno de forma esquelética cubierto con un polvo marrón no identificable. La plagioclasa original fue reemplazada por albita, carbonato, zoisita (?) y pumpellyita. Granos finos de clorita y carbonatos rellenan los espacios intergranulares entre la plagioclasa y el clinopiroxeno aciculares.

Estos son pardos claros y débilmente pleocróicos correspondiendo probablemente a una augita rica en titanio (?), puesto que la roca contiene 1,32 de TiO_2 (en peso), y los minerales metálicos son escasos ($\ll 1\%$ volumen). Se observan ocasionales microfenocristales aislados y dispersos de plagioclasa alterados albita, clorita y/o carbonatos, aunque algunos pseudomorfos, según los dos últimos minerales, podrían ser olivinos (?). Hacia la parte exterior de la almohadilla (M-1709B), el grano es más fino y se ven escasas venillas de clorita + albita + pumpellyita que atraviesan la roca. El basalto (M-1881), que aflora en la quebrada Peñoles tiene una textura similar pero de grano más fino y con escasos microfenocristales de plagioclasa (albita), con tiras de pumpellyita. La matriz es un fieltro de clinocanfíbol y albita con textura de enfriamiento rápido. El clinocanfíbol, en forma de hilachas, es claramente pleocróico (Z = verde biche; Y = oliva marrón; X = blanco amarillento). La matriz está reemplazada por flecos de clorita y leucóxeno. El basalto está cruzado por abundantes venillas de prehnita + pumpellyita (en parte hacia el borde); epidota \pm Mg - clorita (hacia el centro de la vena) y carbonato + cuarzo + epidota (en parte en el núcleo de venas de epidota).

La muestra (1700B), perteneciente a la misma unidad, es un metabasalto deformado compuesto por plagioclasa y clinopiroxeno completamente recristalizados. La plagioclasa, albita-oligoclasa, a menudo rellena de epidota \pm clorita \pm leucóxeno \pm epidota y presenta un anfíbol que tiene un 2Vx grande y colores de absorción claros tendiendo probablemente a la familia de la actinolita.

3.1.4. Plagiogranitos.

Al microscopio presentan texturas

cataclásticas y están compuestos casi exclusivamente por plagioclasa sódica y cuarzo deformado, presentando este último mineral granulación y flujo alrededor de las plagioclasas (M-1694E). Estas se encuentran argilizadas y algunas tienen ligera sericitización. La transformación a pumpellyita es ocasional y escasa. Venillas de sericita \pm epidota \pm pumpellyita \pm esfena fina atraviesan la roca. A veces, venas de sericita contornean granos de plagioclasa o ese filosilicato se presenta disperso junto con granos de epidota.

3.2. ROCAS NO OFIOLITICAS

3.2.1. Complejo Quebradagrande.

3.2.1.1. Rocas sedimentarias.

Lutitas y limolitas. Estas son más comunes hacia la parte superior de la secuencia y pueden estar enriquecidas en sílice, en mayor o menor grado, teniendo en ocasiones apariencia de chert. Al Oriente de la Fallá Romeral las limolitas son duras, ricas en cuarzo ($\geq 80\%$), y tienen poco feldespato ($\leq 10\%$). Interposiciones muy gruesas a delgadamente estratificadas de lutitas y limolitas, así como laminaciones o capas delgadas de color gris, gris verdoso y gris oscuro, bien bandeadas y silíceas se presentan en algunos sitios. En parte, en estas rocas se encuentran lentecillos gris claros de cristalitos detríticos elipsoidales, tamaño arena fina, de plagioclasa alterada y en lutitas se observan granos dispersos de ese mismo mineral. Buena parte de las lutitas y limolitas son de color gris oscuro a negro, ricas en materia orgánica y tienen algunas veces capas ($< 0,5$ cm), de pirita, además de venas y lentes de cuarzo lechoso concordantes con la estratificación. Las rocas están compuestas principalmente por sericita, a veces formando microbandas claras y agregados finísi-

mos de cuarzo y feldespato (?). Las variedades de color gris a gris verdoso contienen cuarzo, feldespato alterado, clorita, leucoxeno, esfena fina, abundante sericita y material arcilloso. Probablemente tienen un importante aporte volcánico.

Areniscas. Las grauvas constituyen el tipo principal de areniscas aunque al Occidente de la Falla Romeral se presentan capas de arenitas feldespáticas con mucho cuarzo. Las grauvas poseen un color de meteorización gris verdoso claro o amarillo-pardusco y gris medio cuando frescas. Su estratificación es muy gruesa a muy delgada y el grano varía de fino a muy grueso y localmente son conglomeráticas. Se presentan en toda la secuencia sedimentaria y a veces tienen estratificación gradada. Su composición se encuentra dentro de las grauvas pobres en cuarzo (CROOK, 1974), o plagioclasa grauvas (OKADA y NAKAO, 1968), y grauvas lítico-plagioclásticas volcánicas, con alto porcentaje de granos de feldespato, en parte piroclásticos (?). Están compuestas, fundamentalmente, por granos elipsoidales de plagioclasa sódica y en menor porcentaje cuarzo probablemente volcánico, y félicos alterados, en una matriz fina. En ocasiones tienen fragmentos de rocas volcánicas o pelíticas y son conglomeráticas. En la quebrada Aguila afloran bancos de grauva gris oscura compuesta por abundantes granos de piroxeno, anfíboles verdes, plagioclasa, clorita, calcita, opacos, cuarzo muy escaso y fragmentos de rocas volcánicas. Las plagioclasas detríticas, a veces macladas, son abundantes y están transformadas a:

- Diminutos agregados de granos de cuarzo con hojitas de sericita, pareciéndose a una cuarcita fina (proceso de cuarcificación).

- En mayor o menor porcentaje a agregados de albita + sericita ± pumpellyita grano fino ± zoisita/clinozoisita ± clorita ± calcita ± vesuvianita grano fino (?)

Los bordes de los cristales de plagioclasa son bien definidos o difusos. Entre ellos se presentan a veces tiras alargadas de clorita + esfena (o leucoxeno) ± zoisita ± pumpellyita ± sericita derivadas posiblemente de félicos. Los granos de cuarzo son escasos, subredondeados, algunos tienen abahiamientos o forma bipiramidal que insinúa origen volcánico. Esporádicamente hay cristales de hematita, los cuales en el sentido del clivaje de fractura, desarrollan sombras de presión con cuarzo fibroso. Los fragmentos volcánicos son microporfiríticos con fenocristales de plagioclasa sódica, a veces muy fresca, en una masa fundamental muy fina de apariencia felsítica con sericita y clorita. La matriz de las grauvas está constituida por abundantes manchas o tiras nublosas parduscas de pumpellyita + vesuvianita (?) + leucoxeno + sericita + clorita ± cuarzo ± albita ± materia orgánica.

La composición de este tipo de grauvas parece ser similar a la descrita por Crook (1974), como de arco de islas volcánico.

Arenitas feldespáticas. Son compactas, de grano subangular a subredondeado muy fino a medio, están compuestas por cuarzo ($\geq 70\%$), plagioclasa ($\leq 10\%$), a veces sericitizada, escasas hojas de biotita, moscovita, clorita reemplazando máficos y granos dispersos de opacos, turmalina, circón y muy raros de anfíbol, en una matriz escasa con agregados de sericita y material sílico-arcilloso.

Chert. Capas ocasionales muy delgadas formando bancos hasta de 2 m, de color negro, generalmente impuras (arcillosas), que gradan a lutitas y limolitas silíceas

con apariencia de chert. Afloran en varias partes del Complejo Quebradagrande especialmente hacia el techo (?) del mismo. En el bloque estructural de Villa María, se presenta un chert típico negro, rico en materia orgánica, con hojitas dispersas de sericita y con numerosos microfósiles ovoides reemplazados por cuarzo microgranular y atravesado por venas de grano más grueso de este mineral o de calcedonia. También se ven curiosas vetillas irregulares de cuarzo-sericita.

Este chert está intercalado con lutitas negras que reposan con contacto tectónico sobre gabros o infrayace metabasaltos. En un tributario derecho de la quebrada La Mica (Plancha 1) y en algunos sitios sobre la carretera a Castilla, afloran capas de chert negro.

Conglomerados. Se presentan generalmente en bancos menores de 1 m, aunque también existen muy grueso estratificados, probablemente mayores de 10 m, intercalados con grauvacas en parte conglomeráticas; son de color gris verdoso y más frecuentes hacia el Oeste de la pila sedimentaria. En su mayor parte son polimícticos, ocasionalmente volcánicos oligomícticos (El Descanso, carretera Pácora-Castilla, fuera de la Plancha 1) o varían a lodolitas conglomeráticas (diamictitas). Todos están deformados en mayor o menor grado y están constituidos principalmente por gránulos y guijarros (<3 cm), aunque en El Descanso se presentan hasta bloques (boulders).

Los cantos, aplastados y elipsoidales, corresponden a rocas volcánicas espilitizadas porfiríticas, ocasionales de rocas pelíticas negras (en una de éstas se observaron microfósiles reemplazados por cuarzo) y fragmentos de plagioclasa tamaño arena, en una matriz arcillosa. Las rocas volcánicas son basaltos espilitizados

microporfiríticos con fenocristales de félicos cloritizados y de plagioclasa maclada, en general menos alterados que los detritos de este mineral, en una matriz finogranular felsítica salpicada de fibras de clorita, sericita y algunos grumos de esfena fina. Los fragmentos de plagioclasa están alterados a asociaciones mineralógicas similares a las de las grauvacas. En un conglomerado con cantos argilizados, se observó un fragmento pelítico negro con microfósiles reemplazados por cuarzo, abundantes tiras de clorita en los cantos y algunas fuera de ellos y raros cristales prismáticos de barita; y en otro conglomerado, en un tributario de la quebrada La Mica se presentan bloques hasta de 20 cm de diámetro de rocas volcánicas y abundante piritita diseminada.

En la quebrada Aguila (bloque San Pablo), aflora una gruesa secuencia conglomerática con un espesor de unos 500 m. Se presentan principalmente conglomerados polimícticos de guijarros con escasos estratos de diamictitas, intercalados con menores cantidades de grauvacas. Son duros, bien consolidados, están deformados y conforman bancos de espesor menor de 10 m. Los clastos que los constituyen tienen menos de 6 cm, aunque ocasionalmente alcanzan 60 cm de diámetro, y son principalmente de rocas volcánicas (andesitas porfiríticas hornbléndicas, dacitas porfiríticas) y gabros, con menores cantidades de basaltos, lutitas y limolitas negras. Además, existen fragmentos de cuarzo, plagioclasa y escasos de hornblenda e ilmenita-magnetita según félicos. Estas rocas están atravesadas por venas de carbonato y sericita mas epidota pobre en hierro.

Las características petrológicas y sedimentarias sugieren para toda la secuencia condiciones neríticas de depo-

situación en un mar somero con fuerte suministro volcanoclástico.

3.2.1.2. Rocas volcánicas.

En los bloques estructurales La Nubia y Breña-La Florida, este último con rocas muy deformadas, al NW de Pácora, las vulcanitas tienen una amplia variación textural: son afáníticas, porfiríticas con fenocristales de plagioclasa y/o piroxeno y en menor cantidad amigdalares, las cuales contienen ocasionales intercalaciones delgadas de lutitas negras principalmente. Una de las rocas (M-1762), de esta secuencia es posiblemente una metaandesita basáltica (~54 % SiO₂ anhidra), con microfenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa (?) alterada. El clinopiroxeno forma prismas largos, incoloros, típicamente rodeados, (sin reemplazamiento) exteriormente por clinocianita incoloro idiomorfo. Se presenta en cristales individuales dispersos o en agrupaciones de cristales. Abundantes pseudomorfos posiblemente de plagioclasa, están constituidos por cuarzo de grano fino + epidota + clinocianita incoloro (prismas delgados), ± carbonato ± clorita incolora. Raros microfenocristales de cuarzo redondeado, sin los bordes característicos de reacción, fueron quizá incorporados antes de la erupción cuando el líquido, correspondiente a la matriz, estaba enriquecido en sílice y por lo tanto, en una situación de equilibrio con el cuarzo. Listones de clinocianita se proyectan desde la matriz hacia este último mineral. La matriz es pilotaxítica con clinocianita fibrosa más o menos ordenado, manchas de leucoceno y posiblemente granitos de albita (?), así como de cuarzo (?). La roca está atravesada por abundantes venillas con granos de carbonato, asociados con clorita verdosa a incolora y cuarzo. Al relleno de la vena siguió, aparentemente,

una deformación la cual ocasionó la formación de una delgada película de epidota por reacción entre carbonato y clorita.

Hacia el Oeste de la Falla Salamina, dentro del Complejo Quebradagrande, se presentan intercalaciones delgadas de rocas volcánicas en una secuencia espesa de sedimentitas marinas. Las vulcanitas tienen foliación incipiente y son afánicas o microporfiríticas. Una de las rocas afánicas (M-1815C), corresponde a un metabasalto (o meta toba basáltica), de grano fino, compuesto por agregados, como motas irregulares de granitos de cuarzo, con mica blanca y escamas de clorita, las cuales, en parte, están enlazadas por una red de aspecto nuboso, color marrón intenso de vesuvianita-pumpellyita estando esta última en el centro de los parches. La titanita es abundante y forma manchas difusas irregulares dispersas. Algunos agregados, en forma de motas, poseen contornos bien definidos siendo posiblemente pseudomorfos de un ferromagnesiano. También se ven pseudomorfos (?) individuales grandes de pumpellyita grano fino y cristales de plagioclasa con bordes bien definidos y alterados a vesuvianita-pumpellyita.

La muestra 1815D es un metabasalto (?) microporfirítico deformado que tiende hacia una protomilonita, compuesto por fenocristales de piroxeno, hornblenda y plagioclasa en una matriz completamente alterada. Los fenocristales de plagioclasa están transformados a albita ± carbonatos + zoisita + sericita ± pumpellyita ± esfena ± agujas de anfíbol incoloro ± clorita. Los de clinopiroxeno, pigeonita (?), están parcialmente alterados a pumpellyita + esfena + clorita + anfíbol verde parduzco pleocrómico + anfíbol incoloro ± epidota; y los de hornblenda, pseudomorfos según clinopiroxeno, a clorita y anfíbol incoloro

pobre en hierro. La matriz es de aspecto nubloso con abundante pumpellyita + vesuvianita (?) + clorita + sausruta.

La muestra 1755D, es un metabasalto que se encuentra encima de lutitas negras y debajo de metabasaltos porfiríticos, lutitas y un conglomerado volcánico, rocas deformadas que tienen contactos cizallados las cuales conforman el delgado bloque tectónico de Villa María. Posee textura intergranular y débil foliación. Está constituido por clinopiroxeno incoloro; con tonalidades pardas hacia los bordes, probablemente se trata de una augita diopsídica (2Vz: 50-60°). Tiras pardas oscuras de titanita (?) se ven en algunos sitios. Los feldespatos están en parte reemplazados por vesuvianita y albita, acompañados por zoisita y/o pumpellyita. A veces tiene abundantes granos de prehnita, titanita, localmente con Mg-clorita, cuarzo y piritita fracturada.

En la quebrada Aguila se presentan andesitas deformadas con fenocristales de hornblenda parda y plagioclasa alterada, en una matriz felsítica, intercaladas con conglomerados polimícticos. Al Sur de esta quebrada afloran andesitas porfiríticas (MUÑOZ, 1985), con fenocristales de augita y hornblenda en una matriz pilitaxítica.

3.3. FORMACION ABEJORRAL

En el área estudiada se observaron limolitas y lutitas silíceas constituidas por material silico-arcilloso y abundantes hojitas de sericita con ocasionales granos, tamaño arena muy fina, de cuarzo angular, plagioclasa y anfíboles.

En el sector Sur de la formación (fuera del área de estudio), el material detrítico de los conglomerados, arenitas conglome-

ráticas y areniscas, está constituido esencialmente por cuarzo (>80%), angular a subredondeado, moscovita, en menor porcentaje tiras de clorita y biotita y ocasionales granos de turmalina, circón y opacos en una matriz compuesta por agregados de cuarzo y sericita especialmente, en un cemento sílico-arcilloso. A veces, en los conglomerados existen cantos de metamorfitas de bajo grado y en las areniscas se presentan fragmentos de sedimentitas muy finogranulares constituidas por cuarzo, algo de sericita y arcillas.

En las rocas pelíticas abunda mica blanca fina (sericita), granos tamaño limo de cuarzo, abundante materia orgánica carbonosa y material arcilloso. En el chert se notan microfósiles reemplazados por sílice.

3.4. PORFIDOS DACITICOS Y ANDESITICOS

Los pórfidos dacíticos y andesíticos se presentan en forma esporádica y están especialmente relacionados con las zonas de falla a lo largo de las cuales se inyectaron (Plancha 1). Están constituidos por fenocristales, menores de 1 cm, de plagioclasa, cuarzo y en ocasiones un ferromagnesiano cloritizado en una matriz felsítica. Se presentan deformados y algunas veces desarrollan foliación cataclástica especialmente notable en cuerpos pequeños.

4. GEOQUIMICA

4.1. ROCAS ULTRAMAFICAS

El proceso de serpentinización modifica muy poco el contenido de Cren el material original. Este elemento se encuentra casi totalmente en espinela y clinopiroxeno,

minerales que son resistentes durante los procesos de alteración. En cambio el Ni, es más móvil. Teniendo en cuenta lo anterior, es apropiado utilizar el diagrama NiO-Cr₂O₃ (Figura 3) de Irvine y Findlay (1972), ya que la variación en el primer elemento causa modificaciones pero dentro del campo tectónico. La muestra 1698D es similar, en su composición a las harzburgitas descritas por Coleman (1977) y pertenecería a aquella zona del manto que hace parte de las ofiolitas (zona de peridotitas metamórficas o peridotitas tectonizadas), aunque las lherzolitas, rocas no empobrecidas del manto, se encuentran también con las harzburgitas (DICKY, 1970). El indicio de que la muestra 1698D, que está totalmente serpentinizada, tenga su origen en una ultramafita sin clinopiroxeno, radica en los bajos contenidos de CaO y Al₂O₃, Tabla 1 (la corrección por ppc es de 0,01% y 0,94% en peso para dichos óxidos respectivamente). La experiencia con harzburgita en todos los estadios de transformación a

serpentinita es que el Al y también el Ca permanecen, casi siempre, inmóviles durante la alteración. Por esta razón valores máximos de 1% (en peso), para Al₂O₃ y 0,4% (peso), para CaO se pueden considerar como típicos para serpentinitas originadas de harzburgitas sin clinopiroxeno. Además, son notorios en la muestra antes dicha, los valores extremadamente bajos en elementos incompatibles como K, Ba, La, Rb y Sr (Tabla 1), los cuales, en su mayoría, son más bajos que en numerosas harzburgitas del manto. Este tipo de rocas parece ser indicativo de la parte inferior de secuencias ofiolíticas la cual está constituida por material del manto. En esta zona se produce la fusión para dar origen a aquellas partes de la corteza situadas encima del "Moho Petrológico", es decir, son zonas empobrecidas en los elementos antes anotados. En cambio, las harzburgitas de la parte superior de la secuencias del manto están enriquecidas en elementos incompatibles, por lo tanto, no experimentaron fraccionamiento magmático.

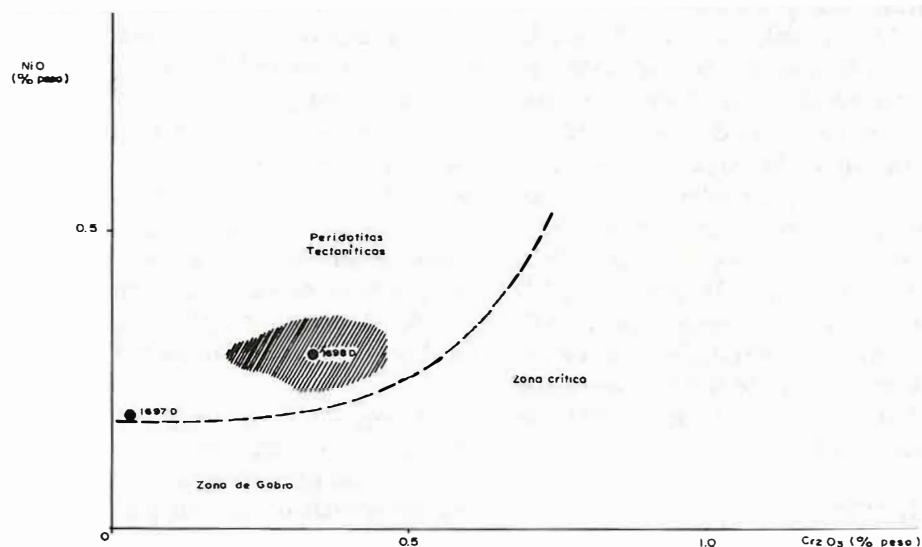


FIGURA 3. DIAGRAMA NiO - Cr₂O₃ EN PERIDOTITAS TIPO ALPINO (diagrama según Irvine Findlay, 1972). La Zona rayada comprende el campo de las harzburgitas del manto pertenecientes a las ofiolitas.

La muestra 1697D se diferencia de la anterior por haber contenido plagioclasa, como lo sugieren los valores de CaO, Na₂O y Al₂O₃ que son más altos. En el diagrama NiO -Cr₂O₃ (Figura 3), esta muestra se ubica en el área tectónica. Esta interpretación estaría de acuerdo con el tipo de estructura observada en las rocas que sugieren fuerte deformación antes de la serpentinización, siendo la primera (M-1698D), típica de las ultramafitas del manto. Es posible que antes de la serpentinización, existiera también una lherzolita o una harzburgita, ambas con plagioclasa, en la parte inferior del cuerpo ofiolítico. Por otra parte, las estructuras relictas de intercrecimiento entre granos idiomorfos de piroxeno y olivino que se observan localmente y que no se pueden explicar por recristalización, ocurren por primera vez, en la secuencia ofiolítica, en la parte superior de las tectonitas del manto (zona de transición a los ultramáficos cúmulus). Este hecho también podría explicar la posición de la muestra cerca al límite (Figura 3) y el contenido excepcionalmente bajo en cromo (210 ppm). La relación de la muestra con la «zona de transición» es también sugerida por los contenidos aparentemente elevados de Fe, Cu, Rb en comparación con la muestra 1698D y con lherzolitas con plagioclasa del manto. Estos elementos se incrementan de abajo hacia arriba en una secuencia ofiolítica. El contenido de Fe en la muestra 1697D debe haber sido aumentado adicionalmente durante la serpentinización a expensas del sulfuro de hierro puesto que existen abundantes vetillas de este material en la roca.

4.2. GABROS

En la Tabla 1 se presenta la composición química de las muestras de gabro. En el diagrama SiO₂ - FeO*/MgO, las dos

muestras de gabro están ubicadas en la vecindad de la línea divisoria de magmatitas calcoalcalinas y toleíticas. Si se grafican corrigiendo los óxidos por ppc, las muestras se sitúan en el campo calcoalcalino, pero si se tiene en cuenta que por lo menos en la muestra 1705 hay indicios de hornblenda primaria, no todas las ppc se deben descartar. Por otra parte, hay que tener en cuenta que los gabros han sufrido metamorfismo de fondo oceánico (facies esquisto verde-anfibolita ?) y un metamorfismo orogénico de muy bajo grado (facies prehnita-pumpellyita), lo cual pudo originar alteraciones notables en las cantidades de elementos mayores, como por ejemplo, aumento en Fe total, aumento o disminución de Mg. Relativamente inmóviles son el Ti y sobre todo el Zr y Cr (GARCIA, 1978).

Si se ubican en diagramas Ti-Cr (PEARCE, 1975; GARCIA, 1978), los gabros se sitúan en el área límite entre basaltos de arco de islas (serie calcoalcalina y toleítica) y basaltos de piso oceánico. El gabro isotrópico (1705), cae en el área de piso oceánico, mientras el cúmulus (1765), se ubica en el área de arco de islas. Sin embargo, se debe tener en cuenta que una sola roca cúmulus representa únicamente una porción del fraccionamiento de una fusión, motivada por P, T y concentración de elementos, con incrementos o disminución en las capas o cúmulus, de ciertos minerales. De allí que sería necesaria la serie total. En cambio, el gabro homogéneo e isotrópico da el ambiente más claramente.

En el diagrama Ti-Zr (Figura 4), los dos gabros se sitúan en el área de toleitas de arco de islas, pero el gabro cúmulus está desplazado hacia valores bajos. Si se coloca en este diagrama, el cual fue elaborado para discriminación de basaltos, el área de variación de muestras conocidas de gabros de ofiolitas de arco de islas, los

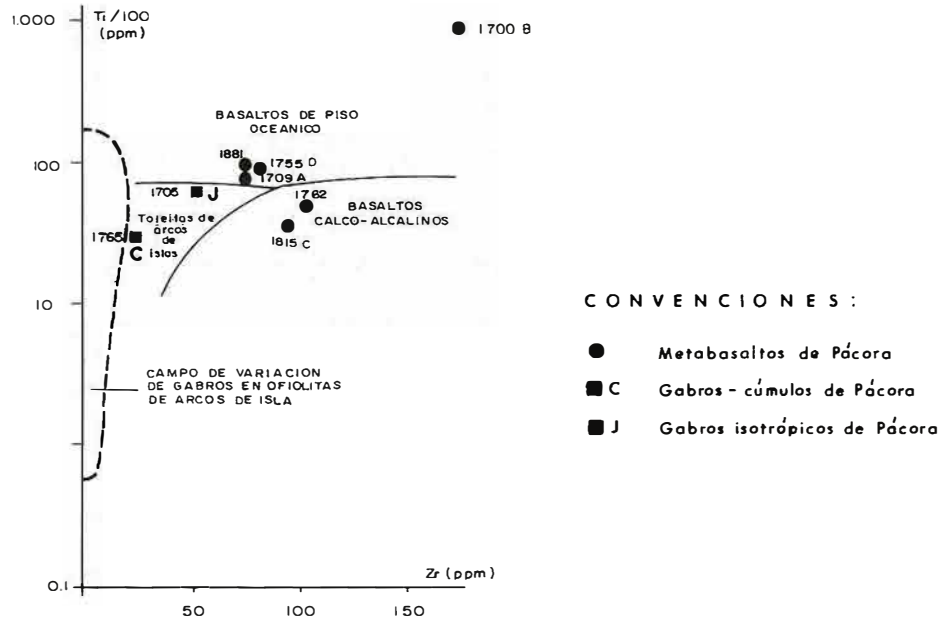


FIGURA 4. DIAGRAMA Ti - Zr EN BASALTOS (Diagrama base modificado de García, 1.978)

gabros de Pácora no siguen la tendencia de fraccionamiento de aquellos (aumento de Ti, poca variabilidad de Zr), sino que muestran un incremento de Ti y Zr.

Para los metabasaltos (1709A, 1755D y 1881), existen parámetros geoquímicos categóricos para clasificarlos en el grupo de piso oceánico (OFB). Esta conexión también se puede ver en la relación de TiO_2 -IM o en los contenidos comparables y extremadamente bajos de K, Ba y Rb. Hay que recordar que en los gabros se considera también el orden de cristalización como índice del ambiente geotectónico; para el gabro cúmulos se tiene: plagioclasa I (inclusión en cpx I); plagioclasa II + clinopiroxeno I;

clinopiroxeno II (granos gruesos poiquilíticos), el cual sería afín con un origen en piso oceánico.

En los gabros isotrópicos se encuentran a veces granos redondeados de plagioclasa en el clinopiroxeno. Esto significa que en ambos gabros la cristalización de plagioclasa empezó antes del clinopiroxeno. Esta secuencia de cristalización se conoce solamente en ofiolitas relacionadas con magmatismo de dorsal oceánica, ya que en ofiolitas tipo arco de islas, la cristalización comienza con clinopiroxeno antes de la plagioclasa. (CHURCH y RICCIO, 1977; BECCALUVA et al., 1984).

TABLA 1. Análisis químico de rocas del Complejo Ofiolítico de Pácora y de las vulcanitas del Complejo Quebradagrande

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	SERPENTINITA (PROT: HARZBUR- GITA TECTONICA)	SERPENTINITA (PROT: HARZBUR- GITA O LHERZOLITA)	GABRO ISOTROPICO	GABRO CUMULUS	PLAGIOGRANITO	TOLEITA	TOLEITA	TOLEITA	TOLEITA	ANDESITA BASALTICA	ANDESITA BASALTICA
No. IGM	700548*	700593*	700595*	700597*	700775**	700594*	700596*	700598*	700601*	700599*	700600*
No. CAMP	JAA-1697D	1598D	1705	1765	1694E	1700B	1709A	1755D	1881	1762	1815C
SiO ₂	35.83	38.51	48.89	47.46	76.20	46.80	49.05	47.95	49.51	51.37	50.55
TiO ₂	0.03	0.00	1.09	0.52	<0.10	2.75	1.32	1.50	1.48	0.95	0.65
Al ₂ O ₃	1.34	0.81	13.92	14.39	12.90	12.89	15.66	13.31	13.40	15.66	17.71
Fe ₂ O ₃	15.71	7.99	9.19	7.66	0.39	14.19	9.31	10.56	10.82	8.06	7.23
MnO	0.15	0.10	0.16	0.15	0.01	0.22	0.14	0.19	0.15	0.10	0.17
MgO	34.32	38.38	8.34	9.37	0.13	6.55	7.11	8.20	7.83	9.12	2.75
CaO	0.26	0.01	10.27	14.02	0.94	10.84	8.37	11.65	10.46	5.36	13.91
Na ₂ O	0.26	0.08	4.17	2.66	5.60	2.45	4.82	2.85	3.39	2.72	0.25
K ₂ O	0.00	0.00	0.10	0.12	0.54	0.03	0.50	0.02	0.14	1.69	0.62
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.07	0.02	<0.02	0.24	0.10	0.12	0.11	0.13	0.42
SO ₃	0.00	0.00	0.03	0.10	0.10	0.02	0.02	0.16	0.00	0.00	0.00
PPC	11.53	13.15	3.03	2.91	0.66	2.64	2.93	3.14	2.21	4.31	5.21
SUMA	99.43	99.03	99.26	99.38	97.37	99.62	99.33	99.65	99.50	99.47	99.47
ELEMENTOS TRAZA (ppm)											
As	<5	<5	<5	16	-	18	11	<5	10	<5	11
Bi	<5	<6	<6	<6	-	12	9	<6	13	<6	9
Cu	153	<5	38	66	-	51	50	52	6	30	68
Mo	<3	<3	<3	8	-	4	4	6	7	<3	<3
Nb	<3	<3	<3	5	-	6	<3	<3	<3	6	<3
Ni	1642	2392	107	147	-	75	102	71	76	229	11
Pb	<5	<5	<5	<5	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	5	<3	5	3	-	6	6	3	6	29	16
Sn	<20	<20	<20	<20	-	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	<3	<3	88	294	-	85	154	73	157	834	126
Ta	<5	<5	<5	<5	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Th	8	6	<5	<5	-	<5	<5	<5	<5	10	8
U	<3	3	<3	6	-	<3	<3	4	<3	<3	3
W	<5	<5	<5	<5	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	4	<3	30	19	-	56	29	35	32	13	18
Zn	50	46	59	45	-	78	61	105	28	61	77
Zr	<5	<5	51	20	-	153	73	78	73	101	93
Ba	19	0	0	4	-	0	0	0	0	226	139
Ce	68	25	10	71	-	60	21	0	23	55	0
Co	131	113	59	40	-	42	64	45	50	75	28
Cr	210	2270	204	306	-	95	272	169	205	244	9
La	29	0	31	63	-	40	28	20	24	16	33
Sc	13	14	48	56	-	45	40	45	46	25	19
V	47	42	90	162	-	131	69	98	63	0	66

* DETERMINACIONES POR EL BGR (ALEMANIA FEDERAL)

** DETERMINACIONES POR INGEOMINAS - MEDELLIN

PROT = PROTOLITO

4.3. ROCAS VOLCANICAS

La mayor parte de las rocas volcánicas pertenecen al grupo de los basaltos ($\text{SiO}_2 < 53\%$ en peso), aún después de hacer las correcciones por ppc. Las muestras 1762 y 1815C son excepciones, puesto que contienen 54% de SiO_2 aproximadamente luego de efectuar las respectivas correcciones. Según diagrama de Taylor (1969), estas rocas serían andesitas basálticas.

La muestra 1762 tiene un clinoanfíbol primario, como el gabro 1705, por eso, sólo en parte, se puede hacer la corrección por ppc, pero la cuantía de esta corrección es imposible calcularla debido al metamorfismo parcial que han sufrido las rocas.

A pesar de la alteración sobreimpuesta en las vulcanitas, se hizo un análisis discriminante siguiendo a Pearce (1976) (Figura 5). Tres de las muestras se ubican en los diagramas dentro del campo o en la zona límite de basaltos de piso oceánico (OFB). Las demás se encuentran en diferentes posiciones o están por fuera de los diagramas. En el caso de la muestra 1700B su posición se explica por el contenido excepcional en TiO_2 (2,75%). Además TiO_2 entra en la función F1 con un factor demasiado negativo. Epidota junto a titanita son abundantes en dicha roca, ya que las plagioclasas originales, ricas en anortita, fueron transformadas a albita-oligoclasa, y el calcio, para la formación de epidota y titanita, se obtuvo predominantemente de los feldespatos. La relación SiO_2/CaO es, en la epidota y titanita, mucho menor que en la plagioclasa enriquecida en anortita, de tal manera que se necesita menos SiO_2 para la formación de esos minerales. Con un contenido normal de Na_2O en los basaltos (con 2,4% en peso no hay espilitización), se puede deducir que hubo

pérdida de SiO_2 y probablemente ligera extracción de Al_2O_3 de la roca. Con la alteración, la función discriminante F1 es demasiado pequeña, mientras la F2 y F3 resultan demasiado grandes. Por lo tanto, la muestra original 1700B estaría situada probablemente en el área OFB.

En la muestra 1815C, el valor de Na_2O es extremadamente bajo (0,25% en peso), lo que indica una disminución de Na. Pero Na_2O entra en las funciones F2 y F3 de Pearce (1975), con factores negativos muy altos, es decir, una disminución de sodio traslada los puntos calculados hacia valores positivos demasiado pequeños. Por esa razón, para este material bastante metamorfizado, se supone una posición inicial en el área de los basaltos de arcos de islas (CAB), o en la de toleitas de bajo potasio (LKT).

En el triángulo AFM las muestras 1700B y 1755D se sitúan indudablemente en la tendencia toleítica mientras que las 1881 y 1709A están trasladadas hacia el vértice A, es decir, hacia la tendencia calcoalcalina. Este traslado se puede explicar, en el caso de la muestra 1709A, por el alto valor de Na_2O (4,82% en peso), debiéndose probablemente a una adición durante el metamorfismo con la transformación de la roca primaria a una espilita. Las muestras 1762 y 1815C se separan claramente del primer grupo y se subordinan a la tendencia calcoalcalina.

Si se utiliza el diagrama $\text{FeO}^*-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ de Upadhyay y Neale (1979), las muestras 1700B, 1755D, 1881 y 1709A siguen la tendencia de toleitas de piso oceánico (toleitas abisales), mientras que las 1762 y 1815C se encuentran en la tendencia calcoalcalina.

Una situación similar se presenta cuan-

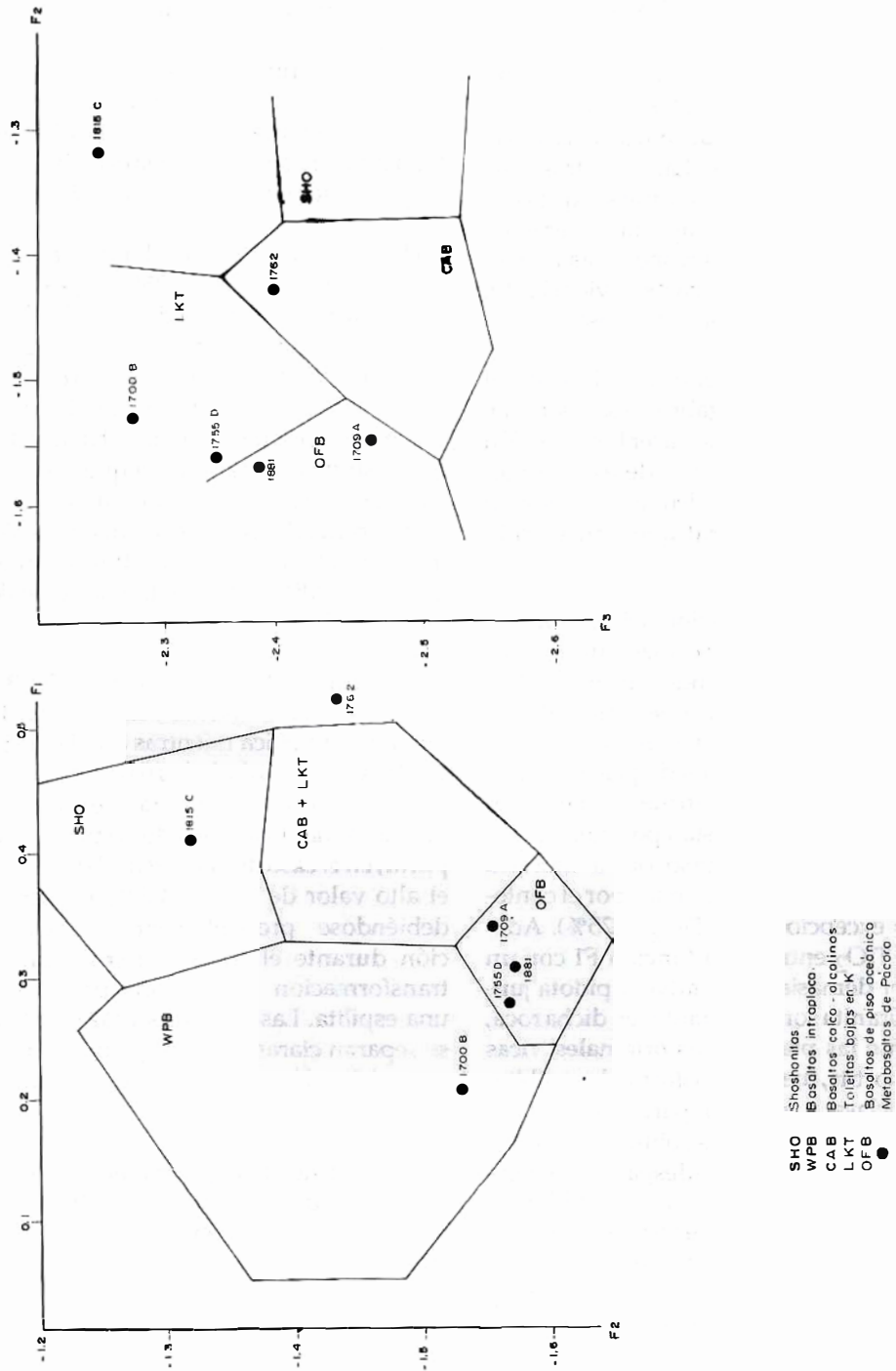


FIGURA 5. Discriminantes F1, F2, F3 según Pearce (1.976)

do se graficaron los análisis en diagramas TiO_2-FeO^*/MgO (BEBIEN, 1979) y $TiO_2-FeO^*/FeO^* + MgO$ (Figura 6). La situación de la muestra 1762 en el área de alto Ti coincide claramente con la posición de basaltos calco-alcalinos y de andesitas básicas.

De los diagramas de elementos traza utilizados para la caracterización de ambientes de formación de basaltos, se muestra en la Figura 4 el diagrama Ti-Zr. En él se agrupan las muestras 1881, 1755D y 1709A en el campo de los basaltos de piso oceánico y las 1762 y 1815C, un poco más dispersas, en el de basaltos calco-alcalinos. Antes se mencionó la aparente conexión entre el grupo de basaltos de piso oceánico y los gabros investigados. Utilizando un diagrama de Ti - Cr (PEARCE, 1975; GARCIA, 1978), la disposición de las muestras es similar.

Haciendo las correlaciones de Ni-Ti/Cr (BECCALUVA et al., 1979), TiO_2 Zr / P_2O_5 , Zr- P_2O_5 y Zr/ P_2O_5 -Nb/Y (WINCHESTER and FLOYD, 1976), el grupo de basaltos 1700B, 1881, 1709A se encuentra casi completamente en el área de toleitas de piso oceánico (OFB), mientras que las posiciones de las muestras 1762 y 1815C no son uniformes. Este hecho resulta del comportamiento del Ni y P, elementos que no aparecen tan inmóviles como se ha sostenido en la literatura. Burgath, K (comunicación escrita, 1986), ha observado en basaltos y andesitas que el cuarzo y apatito (junto con clorita y carbonato, etc.), son pseudomorfos según olivino. En este caso, el fósforo puede emigrar en un tiempo postmagmático. Aunque las tierras raras también se pueden emplear para la discriminación de diferentes tipos de basaltos, desafortunadamente en las muestras de Pácora sólo fue posible el análisis de

La y Ce (Figura 7). No obstante, Y se puede usar como reemplazo aproximado de Dy (FREY et al., 1968). En principio, llama la atención que las muestras tengan contenidos de La y Ce notablemente aumentados o disminuidos con respecto a los basaltos oceánicos y orogénicos. Indicaciones claras que expliquen este fenómeno no se observan en las secciones delgadas. De todas maneras se puede ver que en las muestras 1700B, 1755D, 1881 y 1709A, «Yb» (Y normalizado con la condrita, valores según Frey et al., 1968), está menos disminuido comparada con las tierras raras livianas (La y Ce), que en las muestras 1762 y 1815C.

Una relación uniforme sin disminución de las tierras raras pesadas pero con una razón Tierras Raras/condritas mayor de 10 (toleitas de arcos de islas, razón < 10), es típico para basaltos de dorsal oceánica. Con la información obtenida, las muestras 1762 y 1815C lo más probable es que pertenezcan a vulcanitas calco-alcalinas. Además, tiene alta relaciones de K/Rb (484 y 322 respectivamente) y están caracterizadas por un contenido moderado de Sr, Rb, Zr, Y, La, Ce y Ba. Este último elemento determina claramente la diferencia entre el grupo 1700B, 1755D, 1881, 1709A con relación al grupo 1762, 1815C.

Sin embargo, las vulcanitas calco-alcalinas de margen continental tienen valores K/Rb aparentemente más bajos y concentraciones más altas en todos los elementos corticales mencionados (TAYLOR, 1969; JAKES and WHITE, 1972; GILL, 1981). Se puede deducir entonces, que las muestras 1762 y 1815C pertenecen a vulcanitas calco-alcalinas de arcos de islas y las muestras 1700B, 1881, 1709A y 1755D a vulcanitas de dorsales oceánicas.

Esta conclusión, con base geoquímica,

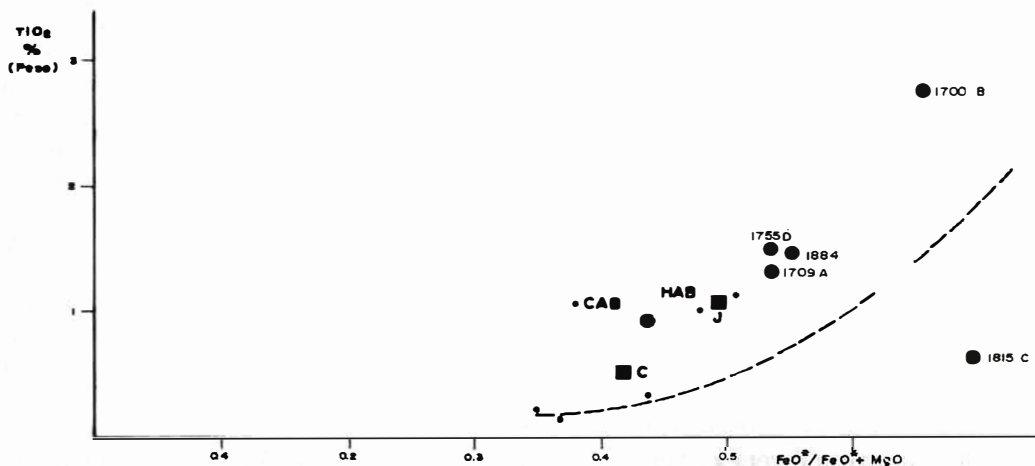


FIGURA 6. Diagrama $TiO_2-FeO^* + MgO^*$

Línea interrumpida: límite entre ofiolitas de alto Ti y de bajo Ti (según Serri 1981); CAB: basalto calco-alcalino (según Pearce, 1976); HAB: basalto alto en Al (según Jakes y White, 1972); Punto pequeño: andesitas de bajo Si (según Jakes y White, 1972, y Sun y Nesbitt, 1978) Punto grueso: vulcanitas de Pácora. Cuadrado: gabros de Pácora (c=gabro cúmulus; J= gabro isotrópico).

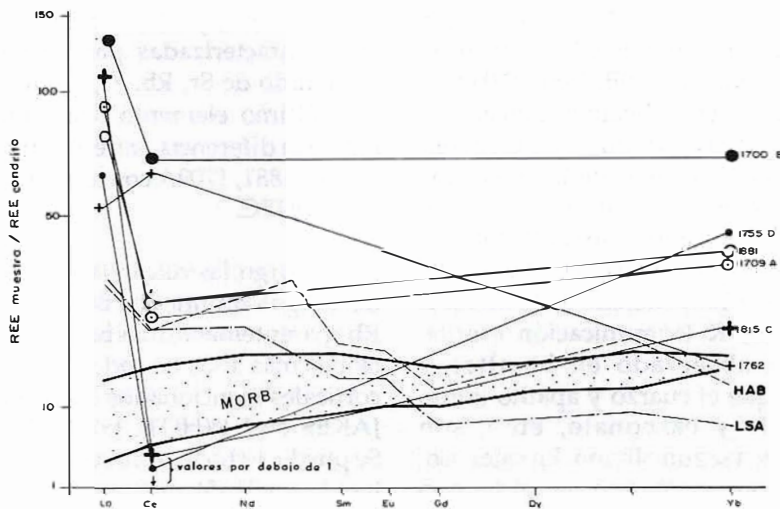


FIGURA 7. Contenido de algunas Tierras Raras en las Vulcanitas de Pácora.

Línea continua: basaltos de dorsal oceánica (MORB: según Sun et al 1979), HAB: basaltos altos en Al (según Taylor, 1969); LSA: andesitas de bajo Si (según Taylor, 1979); Punto y círculos: muestras de Pácora (Toleitas oceánicas); Cruz: muestras de Pácora (vulcanitas calco-alcalinas)

concuera bien con lo observado en el terreno, puesto que las muestras 1762 y 1815C pertenecen a cuerpos de vulcanitas interestratificados con sedimentitas de arco volcánico del Complejo Quebradagrande. Por otro lado, las muestras 1700B, 1881 y 1709A hacen parte de vulcanitas sin intercalaciones conocidas de sedimentitas neríticas y con contactos tectónicos. La muestra 1755D, que geoquímicamente tiene características de haberse formado en una dorsal oceánica junto con las tres anteriores, se presenta en el bloque tectónico de Villa María, haciendo parte de una secuencia con conglomerados, lutitas y otras rocas volcánicas. En este caso, se podría pensar que la secuencia donde se presenta está invertida y que el flujo tiene contactos fallados con las rocas detríticas de arco volcánico. Esta interpretación aunque parece ser válida para el contacto con las rocas suprayacentes no es clara para las infrayacentes. Otra posibilidad sería que la muestra 1755D fuese una toleita de bajo K, perteneciente a las etapas tempranas del desarrollo de un arco de islas.

4.4. PLAGIOGRANITOS

Los plagiogranitos (granitos sódicos), asociados con la ofiolita de Pácora tienen una composición (Tabla 1), similar a la de los granitos albiticos mencionados por Coleman (1977) y pertenecientes a las ofiolitas de Canyon Mt en Oregon. En efecto, son altos en sílice, bajos en aluminio, bajos en hierro total y magnesio, muy bajos en potasio y relativamente altos en sodio. La muestra es afín con el campo de los plagiogranitos oceánicos en un diagrama semilogarítmico $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ y la razón $\text{K}_2\text{O} \times 100 / \text{Na}_2\text{O}$ es de 8,8 lo que revela su bajo contenido en potasio y su diferencia de granófiros continentales.

5. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

5.1. EXISTEN MELANGES TECTONICAS?

González (1980), ha utilizado el término «mélange» para describir las rocas relacionadas, incluyendo las máficas-ultramáficas, al sistema de fallas de Romeral. Sin embargo, la geología observada a lo largo de dicho sistema, no se ajusta a la definición del término *mélange* acuñado por Hsü (1968, 1974), ni tampoco al sentido únicamente descriptivo introducido por Berkland et al., (1972), a saber: «un cuerpo cartografiado de roca caracterizado por la inclusión de fragmentos y bloques de todos los tamaños, tanto exóticos como nativos, incorporados en una matriz fragmentada y generalmente cizallada de material menos resistente». Tampoco en el área existe una «mélange ofiolítica», es decir simplemente una *mélange* que contiene rocas ofiolíticas. Por lo tanto, se sugiere eliminar el empleo de dicho término usándolo solamente cuando cumpla la definición anotada.

5.2. ESTRUCTURA

La ofiolita de Pácora y las asociaciones de arco volcánico presentes tienen una historia tectónica compleja. Las distintas litounidades ofiolíticas se presentan desmembradas y tectonizadas en mayor o menor grado, conformando varias unidades estructurales separadas en su mayor parte por fallas de alto ángulo y dirección y buzamiento variable y por bloques tectónicos con sedimentitas-vulcanitas de arco. El modelo estructural actual es de fallamiento en bloques producto probable de una tectónica compresiva. Se presentan dos grupos de

sistemas de fracturas que dan lugar también a conjuntos de fallas (Plancha 1).

Un conjunto tiene un rumbo N-S a NE-SW (Fallas San Jerónimo, Salamina, Pácora, La Herrera Oeste y Este, San Pablo Oeste y Este); es el más importante y limita e interrumpe algunas litounidades en sentido longitudinal.

El otro conjunto (zona de falla Peñoles, con cuatro fallas subparalelas, Falla Paraíso), tiene un rumbo NW-SE, choca con el primero o lo desplaza y algunas de ellas se prolongan dentro del cuerpo mayor de gabro al Norte.

Las fallas son principalmente verticales o inversas de ángulo alto con buzamiento al Oeste, con excepción de la Falla San Pablo Este que se inclina al Oriente y la falla presente en la localidad de Yarumal y en las quebradas vecinas al Norte, que separa gabro de basalto, la cual es inversa de ángulo bajo con buzamiento al NE. Las dos estructuras lineales mayores, San Jerónimo y Salamina, marcan los límites tectónicos oriental y occidental de las litounidades ofiolíticas y de arco en la zona estudiada. Con relación a la primera, su inclinación y sentido de desplazamiento no fue posible observarlos en terreno, de tal manera que el movimiento asumido en la Plancha 1 es interpretativo.

Las fallas han tenido un movimiento recurrente a través del tiempo. La longevidad tectónica ha dado lugar a una fuerte deformación en las rocas desarrollando, en buena parte de ellas, fábrica direccional penetrativa. Este rasgo es especialmente notable en los flujos intercalados con sedimentitas del Complejo Quebradagrande, en los gabros y vulcanitas ofiolíticas al Este-Noreste de Pácora y en el contacto Oeste de los gabros del sitio Yarumal. En el primer caso, la

deformación es intensa en el contacto entre las capas de sedimentitas y las de vulcanitas pesadas de ser éste deposicional, de tal forma que en algunos sitios, se observa movimiento en el contacto entre ellas y en otros no; cuando ocurre este fenómeno se prefirió señalarlo como un contacto normal.

Los basaltos ofiolíticos de Yarumal y los gabros cúmulus y de alto nivel sobre los cuales está construida Pácora no presentan un clivaje o éste se encuentra poco desarrollado.

En las vecindades de las fallas La Herrera, Peñoles, Pácora, San Pablo, Salamina, y en el ramal de ésta en el sitio Yarumal, existe una deformación intensa que ocasiona cataclasis y milonitización.

Especialmente notables son las zonas cizalladas de las fallas San Pablo Oeste, La Herrera Este y en el ramal de Yarumal, que tienen decenas de metros de gabros y también de basaltos en el último caso, transformados a milonitas y ultramilonitas. En la quebrada inmediatamente al Norte del sitio Yarumal se vieron también más de 10 m de gabro brechificado.

La acción de fuerzas compresionales causó el re-emplazamiento de los cuerpos ultramáficos tabulares dentro de los gabros estratificados e isotrópico. La naturaleza de los contactos sugiere que dicho re-emplazamiento se efectuó en estado sólido.

5.3. METAMORFISMO

5.3.1. Rocas ofiolíticas.

Las ofiolitas de Pácora han experimentado un metamorfismo débilmente penetrativo que ha afectado todas las ro-

cas. La intensidad de la recristalización metamórfica, en las diversas litounidades ofiolíticas desmembradas, no se incrementa con la posición estratigráfica si se presume que estuvieron alguna vez organizadas, como sería de esperar en una secuencia ofiolítica ordenada sometida a metamorfismo hidrotermal en una dorsal. Los basaltos conservan algunas veces su textura original (especialmente los basaltos almohadillados), a pesar del desarrollo de una incipiente foliación.

La asociación mineral característica es albita + clorita + epidota + prehnita + pumpellyita + óxidos de hierro + actinolita ± vesuvianita, la cual sugiere un régimen metamórfico inicialmente en facies esquisto verde, con un evento metamórfico tardío sobreimpuesto en facies prehnita-pumpellyita. El metamorfismo ha afectado todas las fases minerales primarias. En el Complejo Ofiolítico Tortuga, Elthon y Ridley (1980), anotan la existencia de fuerte alteración en la facies esquisto verde en lavas almohadilladas basálticas, hialoclastitas y brechas basálticas explicándolo por circulación hidrotermal en un centro oceánico en expansión.

Los gabros isotrópicos, sin olivino ni ortopiroxeno, poseen clinopiroxeno, y como inclusiones bien formadas en éste o como cristales transformados a anfíbol verde, existe anfíbol de color pardo intenso. Este modo de presentación sugiere una paragénesis primaria con efecto magmático tardío o quizá, recristalización del gabro con clinopiroxeno. Elthon y Stern (1978), describen recristalización del gabro en el Complejo Ofiolítico Sarmiento en Chile, a un metagabro en facies anfíbolita alta. En nuestro caso, los clinopiroxenos han experimentado todas las etapas de reemplazamiento metamórfico, y a diferencia de dicho

complejo, las plagioclasas de los gabros han sido recristalizadas totalmente a fases minerales estables bajo las condiciones de la facies esquisto verde y no se observó magnetita microcristalina siendo los opacos sulfuros e ilmenita.

Los metagabros isotrópicos tienen la siguiente asociación mineralógica: clinopiroxeno + hornblenda + actinolita/tremolita + clorita + epidota/zoisita + pumpellyita + ilmenita/hematita ± esfena ± albita ± prehnita ± vesuvianita. Los gabros cúmulus muestran la misma paragénesis, pero sin hornblenda y con olivino (?) y ortopiroxeno transformados.

Las ultramafitas presentan intensa serpentinización y están constituidas por: ol + cpx + opx ± granate (grosularia) + lizardita + crisotilo + magnetita/ilmenita ± vesuvianita + Mg - clorita. Aunque ocurren abundantes rodingitas dentro de las lizardita-crisotilo serpentinitas su mineralogía será objeto de un informe posterior.

En secuencias ofiolíticas es frecuente la alteración deutérica y metamorfismo en facies esquisto verde y anfíbolita (SPOONER y FYFE, 1973; ELTHON y STERN, 1978). La facies zeolita, que también ocurre en muchas ofiolitas (MIYASHIRO et al., 1971; SPOONER y FYFE, 1973), no existe en los basaltos ofiolíticos de Pácora. El metamorfismo es interno, según el sentido de Colemann (1977) y fue posiblemente del tipo hidrotermal con influencia de calor y fluidos. Los gabros y basaltos ofiolíticos fueron afectados por metamorfismo de prehnita-pumpellyita y durante serpentinización de las ultramafitas hubo metasomatismo cálcico que afectó a los diques gabroides. Este evento es posterior al desarrollo de las facies esquisto

verde y quizá anfíbolita (?). La asociación de metamorfismo de prehnita-pumpellyita con serpentización y metasomatismo de calcio insinúa que ese evento ocurrió posiblemente durante la serpentización y emplazamiento de la ofiolita.

5.3.2. Rocas no ofiolíticas.

Las vulcanitas y sedimentitas de arco volcánico del Complejo Quebradagrande, contienen asociaciones mineralógicas que sugieren que estas fueron recrystalizadas bajo las condiciones de presión y temperatura de la facies prehnita-pumpellyita. La deformación en las intercalaciones delgadas de basaltos es mayor que en las sedimentitas y de naturaleza penetrativa pero algunas veces conservan la textura original. Las asociaciones mineralógicas son:

- Metabasaltos y meta-andesitas: cpx + cuarzo + albita + epidota + titanita + clorita ± carbonato + pumpellyita ± prehnita ± vesuvianita ± actinolita/tremolita.
- Sedimentitas: cuarzo + albita + sericita + vesuvianita ± clorita ± leucóxeno ± esfena ± pumpellyita ± zoisita/clinozoisita.

Con base en lo expuesto se puede decir que parte de los gabros fueron afectados, probablemente, por un metamorfismo hidrotermal temprano en un centro de expansión que transformó parcialmente las rocas a metagabros en facies esquisto verde y quizá anfíbolita (?) y los basaltos ofiolíticos los recrystalizó a facies esquisto verde.

Por otra parte, el metamorfismo observado en la actualidad tanto en las rocas ofiolíticas como en las no ofiolíticas es posterior a aquel y consiste en un evento

en facies prehnita-pumpellyita. Este metamorfismo podría haberse originado en la colisión de un arco de islas y el margen continental, durante el solevantamiento y emplazamiento de las asociaciones ofiolíticas y de arco.

6. SINTESIS, DISCUSION Y RECONSTRUCCION TECTONICA

La ofiolita de Pácora, consistente en una zona basal de rocas ultramáficas tectónicas con evidencias de «cúmulus» (zona de transición), seguida por varias intrusiones de gabros cúmulus e isotrópicos y por extrusión de lavas básicas contiene, de acuerdo a la Conferencia Penrose (Anónimo, 1972), parte de los miembros de una ofiolita estratificada. Los estudios geoquímicos preliminares indican que algunos de los basaltos siguen la tendencia toleítica de fraccionamiento y tienen características de basaltos de fondos oceánicos (OFB).

Las particularidades de las lavas almohadilladas y brechas de almohadillas basálticas ofiolíticas sugieren profundidades oceánicas mayores de 1 km durante su formación.

En el área se presentan también, mezclas tectónicamente, rocas volcánicas no ofiolíticas. Estas consisten en basaltos, tobas, brechas almohadilladas con escasas cantidades de andesitas con microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno en las rocas más básicas y anfíboles en andesitas ácidas posiblemente pertenecientes a etapas más tardías. Químicamente, las lavas básicas muestran características de arcos de islas calcoalcalinos.

Remanentes detríticos del arco volcánico están representados en las sedimentitas

marinas del Complejo Quebradagrande que se intercalan con las vulcanitas y que consisten en pelitas, psamitas y ruditas con aporte volcánico depositadas en un ambiente relativamente poco profundo.

El arco volcánico inmaduro se formó en una cuenca oceánica separada del continente siálico por una estrecha cuenca semioceánica y fue suturado posteriormente al margen continental por interacciones de placas (Figuras 8, 9). La composición de las unidades litológicas excluye un origen en una margen continental sumergida.

El componente plutónico en este segmento de arco no es claro; sin embargo, es probable que algunos cuerpos gabróticos pertenezcan a la actividad ígnea plutónica contemporánea.

A causa del fuerte tectonismo es oscura la relación de algunos gabros con las vulcanitas y en parte con las sedimentitas epiclásticas y volcanoclásticas, pero ambos tipos de rocas máficas son importantes constituyentes en algunos de los conglomerados, quizá los más nuevos, situados hacia el Este del área (sector superior ?), de la secuencia.

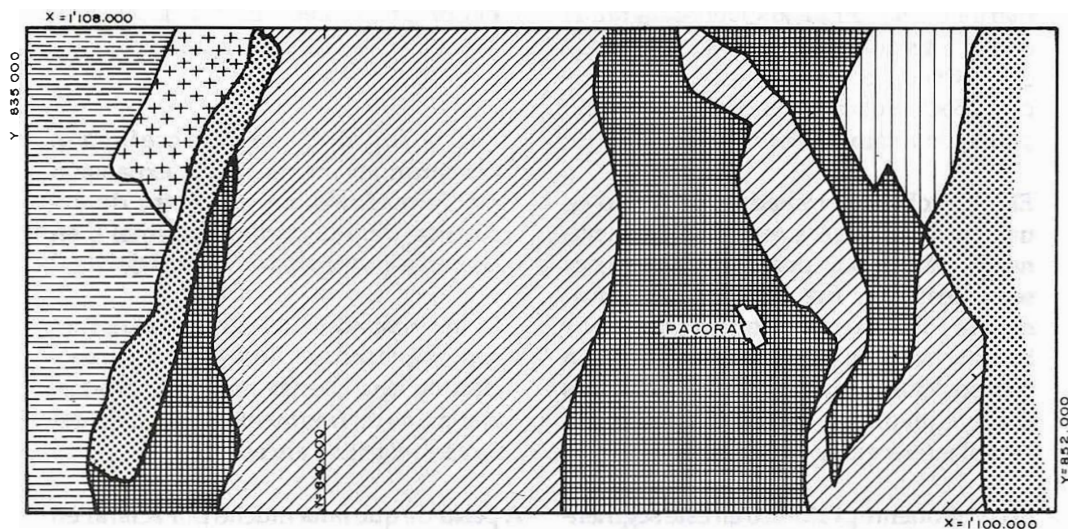
Por otra parte, se puede pensar que el Complejo Quebradagrande, con sus vulcanitas intercaladas, y la Formación Abejorral son diferentes en cuanto a las características litológicas y áreas fuentes pero fueron depositadas sincrónicamente durante el Cretáceo temprano aunque en marcos tectónicos distintos: probablemente un arco volcánico oceánico inmaduro y una plataforma continental (Figura 9).

Con respecto a la ofiolita de Pácora, se pueden hacer tres preguntas fundamentales:

- El Complejo Quebradagrande y la Formación Abejorral estuvieron separadas por una cuenca marginal?
- Los fragmentos de litósfera oceánica se formaron en un centro de expansión medio oceánico, en un centro de expansión de una cuenca marginal o en las partes profundas de un arco de islas?
- Cómo y cuándo dichos fragmentos fueron emplazados? Refleja la desaparición de una cuenca marginal pre-terciaria o es un fragmento obductado del Océano Pacífico ancestral?.

A pesar de que falta mucho por aclarar en esta complicada área, los datos disponibles mencionados en secciones precedentes sustentan la interpretación de que hubo acreción de un arco ensimático al continente.

La ausencia de sedimentitas pelágicas, hemipelágicas o de secuencias turbidíticas profundas de alguna importancia y en cambio la existencia de asociaciones litológicas de aguas poco profundas y vulcanitas insinúa que el arco volcánico no estuvo separado del continente por una cuenca marginal en el sentido estricto. Empero, generalmente en estas cuencas existen sedimentitas de aguas poco profundas, ocupando altos o colinas volcánicas submarinas (KARIG, 1971; SCIENTIFIC STAFF, DSDP leg, 1972) y también, algunas veces, la secuencia pelágica sobre las ofiolitas es muy delgada no pasando de decenas de metros (por ejemplo en la Ofiolita Josephine, HARPER, 1983). Por otro lado, podría ocurrir que la falta de sedimentitas pelágicas encima de las ofiolitas se haya debido a erosión preaptiana. No obstante, no existen fragmentos abundantes de rocas pelágicas en las capas psamíticas y rudáceas del Complejo Quebrada Grande.



LEYENDA







	Sedimentitos málsicos epiclásticos y volcanoclásticos e intrusivos intermedios subvolcánicos en cuenca postcolisional.	POST - EOCENO
	Secuencia volcano - sedimentaria de arco volcánico.	} CRETACEO TEMPRANO
	Sedimentitos marinos poco profundos de margen continental.	
	Ofiolitas de Pácora	PRE - ALBIANO
	Plutones granitoides post - tectónicos	TRIASICO (?)
	Metamorfitas (corteza continental)	PRE - MESOZOICO

FIGURA 8. Distribución de elementos geológicos en relación con el Complejo Ofiolítico de Pácora interpretados como resultado de colisión arco - continente.

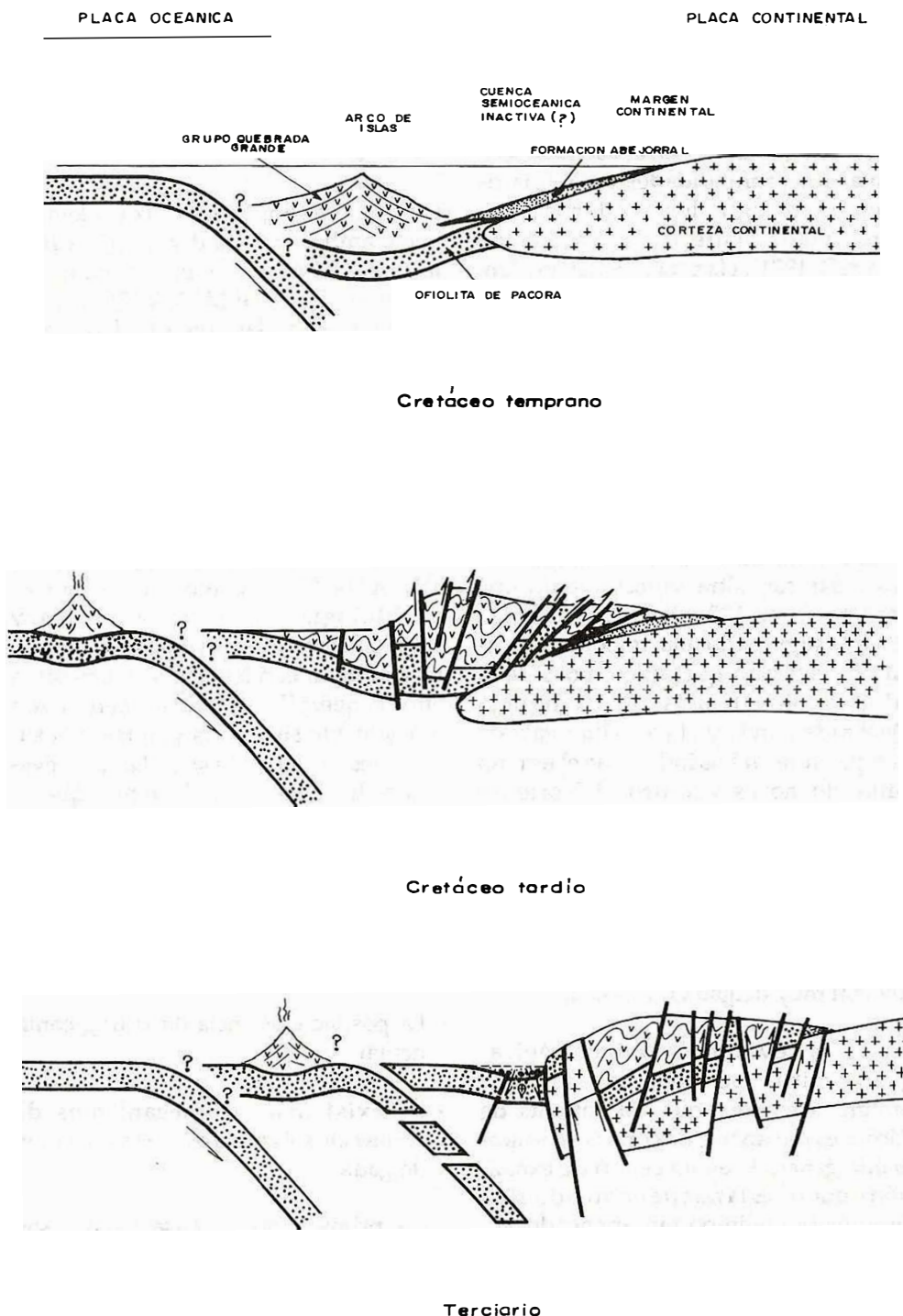


FIGURA 9. Modelo esquemático de tectónica de placas para el desarrollo del flanco occidental de la Cordillera Central en la zona de Pácora.

Aunque alguno de los hechos anotados podría presentarse en la zona de Pácora, regionalmente parecen imperar condiciones de sedimentación poco profunda y aún de agua dulce. En el Pacífico Occidental las profundidades oceánicas de cuencas marginales modernas son aproximadamente de 2,5 a 5,4 km (KARIG, 1971), claramente más profundas que la cuenca en la que se acumularon las sedimentitas del Complejo Quebradagrande. Por otra parte, existen faunas neríticas similares en la Formación Abejorral y en dicho Complejo, lo que sugiere que los sitios de depositación no estuvieron muy lejanos en el ámbito del paleo-Pacífico. En este aspecto es bueno comentar que al Sur del país, rocas con metamorfismo de alta presión asociadas con ultramafitas, dieron una edad K/Ar de 120 ± 5 (ORREGO et al., 1980b), sugiriendo una importante etapa de acreción que difiere poco de la edad de los fósiles del Complejo Quebradagrande y el corto intervalo de tiempo entre ambos indica que el terreno suturado no es «exótico al Norte de Suramérica». Por tanto, el arco volcánico debió estar relativamente cerca al continente siálico separado por una estrecha cuenca semioceánica o quizá es posible que el arco se haya formado cerca a una zona de plataforma con una corteza continental muy delgada (Figura 9).

Por la evidencia mineralógica-geoquímica se podría aceptar, preliminarmente, que la ofiolita de Pácora es remanente de corteza oceánica generada en un centro de expansión y que no es la raíz de un arco de islas. Sin embargo, es importante poner de presente la inexistencia del complejo de diques característico de regímenes tensionales de ambientes de dorsal, la ausencia de sedimentos pelágicos y la limitada información geoquímica, espe-

cialmente en cuanto a los elementos de Tierras Raras (REE). Por consiguiente, no se puede descartar totalmente que la ofiolita de Pácora represente raíces de arcos de islas.

Otro aspecto importante a considerar es que a ambos lados o dentro de la zona tectónica compuesta por el Cinturón Ofiolítico Romeral (ALVAREZ, 1985) y las rocas asociadas con afinidad a arco volcánico, que comprendería parte del Complejo Quebradagrande, tanto en el área de estudio como especialmente al Norte, se presentan plutones adamelíticos triásicos y metamorfitas consideradas paleozoicas (Figura 8), (GROSSE, 1926; PEREZ, 1967; GONZALEZ, 1980; CALLE et al., 1980; ALVAREZ y ECKARD, 1970; MEJIA, 1983). Estas rocas son similares en litología, facies metamórfica y simultaneidad de los eventos plutónico y metamórfico con las que se encuentran en el bloque siálico al Oriente, pero no son exactamente simétricas y quizá han sufrido desplazamiento lateral aún no evaluado. Es posible por lo tanto, que se hayan formado en el mismo orógeno volcanoplutónico o arco magmático conformando corteza mesozoica tipo continental. Si lo antes anotado es cierto, la presencia de las ofiolitas en la posición estructural mencionada podría sugerir:

- La posible existencia de rifting continental
- La existencia de mecanismos de obducción sobre una corteza siálica muy delgada.

En el primer caso, los basaltos, que son similares a las toleítas de piso oceánico, podrían representar etapas finales en el desarrollo de una dorsal (rifting). Empero, aún no se han reportado rocas alcalinas cretáceas ni volcanismo bimodal y la

petrología sedimentaria y estratigrafía, al menos en Pácora, no es característica de un marco tectónico de ese tipo.

Si el mecanismo probable es de obducción, cuándo se realizó ésta?

El arco volcánico estuvo activo al menos hasta finales del Cretáceo temprano. Al Oeste, el Complejo Quebrada grande está cubierto localmente, en forma discordante, por sedimentitas molásicas post-colisionales (Figura 8). El Complejo Quebrada grande, sufrió deformación orogénica penetrativa y metamorfismo sincrónico en facies prehnita-pumpellyita, a partir del Albiano tardío, posiblemente hasta finales del Cretáceo, coetáneamente con la deformación de la Formación Abejorral, siendo mucho más severos los efectos tectónicos sobre la primera (Figura 9). El solevantamiento post-Albiano explicaría la ausencia de Cretáceo tardío. La fase de convergencia y acreción en dicho lapso causó el soldamiento tectónico definitivo de las ofiolitas y de la secuencia suprayacente de arco al continente (Figura 9).

Establecer una fecha más precisa para la obducción ofiolítica es bastante difícil. En los clastos de los gruesos conglomerados polimícticos de la Quebrada Aguila, abundan gabros similares a los ofiolíticos, además de basaltos. Este hecho implica solevantamiento a niveles plutónicos de miembros de la ofiolita quizá a lo largo de fallas inversas de alto ángulo, de rumbo Norte-Noroeste, que rompen y desorganizan el Complejo Quebrada grande. Es razonable suponer que el emplazamiento de parte de la ofiolita fragmentada, tuvo lugar en tiempos aptianos o un poco antes como lo indican los cantos en las secuencias marinas poco profundas desarrolladas en áreas cercanas a la margen continental ancestral. Esta hipótesis po-

dría sustentarse además, por la gran potencia de los conglomerados volcánicos con mayor presencia de cuarzo detrítico sugiriendo una fuente siálica continental.

Después de la acreción en tiempo post-albiano, la acción del límite de placas cesó, saltó hacia el lado occidental del arco acrecionando a la margen continental litósfera oceánica, tanto pre-aptiana como cenomaniana-maastrichtiana y los depósitos de arco volcánico que suprayacían a la primera. Estos fueron subductados sobre una delgada corteza continental y fallamiento y deformación posterior levantaron bloques siálicos dentro de la secuencia de arco volcánico (Figura 9). La actividad subsecuente incluyó un período de subducción con la zona Benioff buzando al Este a lo largo del lado occidental del bloque acrecionado, la cual originó magmatismo calco-alcálico de edad terciaria. En la cuenca post-colisional tensional Cauca-Patía, este volcanismo tuvo un importante desarrollo en el Neógeno. Relacionados con esta actividad pequeños intrusivos subvolcánicos dacíticos-andesíticos se emplazaron en zonas de falla y fueron posteriormente deformados por movimientos a lo largo de ellas.

Durante el Terciario medio a superior se originaron importantes fallas rumbo-deslizantes por reorientación de los límites de placas dando lugar a un fuerte tectonismo cataclástico y desplazamientos en la zona de convergencia arco-continente. Su acción dinámica continúa en la actualidad.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, J., 1982. *Tectonitas dunitas de Medellín, Departamento de Antioquia, Colombia*. Informe 1896, Ingeominas. 62p. Medellín.

- _____, 1983. *Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenozoicos*. Boletín Geológico Ingeominas, Volumen 26, No. 2. p. 1-175. Bogotá.
- _____, 1983a. *Rocas Ultramáficas en Colombia y depósitos minerales asociados*. Informe inédito. Ingeominas. 67 p. Medellín.
- _____, 1985. *Ofiolitas y evolución tectónica del Occidente Colombiano*. Inédito. Ingeominas. 30 p. Medellín.
- ALVAREZ, J., ECKARDT, F., 1970. *Geología detallada de la parte suroeste del Cuadrángulo I-8*. Facultad de Minas, (Tesis de grado, inédita), 64 p. Medellín.
- ANONIMO, 1972. *Penrose field conference on ophiolites*. Geotimes, 17. p. 24-25
- BAKER, P.E., 1968. *Comparative Volcanology of the Atlantic Island arcs*. Bull. Volcanol. 32: p. 189-206
- BARRERO, D., 1979. *Geology of the Central Western Cordillera west of Buga and Roldanillo, Colombia*. Publicación Especial de Ingeominas, No. 4: p. 1-75. Bogotá.
- BARRERO, D. y VESGA, J., 1976. *Mapa geológico del Cuadrángulo K-9, Armero y parte Sur del J-9 La Dorada*. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- BEBIEN, J., 1979. *Magmatismes basiques dits «Orogeniques» et «Anorogeniques» et teneurs en TiO₂: Las asociaciones «Isotitanées» et «Anisotitanées»*. J. Volc. Geoth. Res., 8: p. 337 - 342.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., 1979. *Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeites-application to some ophiolites*. Can. J. Earth Sci., 16: p. 1874-1882.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., PAUPY, A., 1984. *Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite*. Contrib. Mineral, Petrol., 85: p. 253-271.
- BERKLAND, J. O., RAYMOND, L.A., KRAMER, J.C., MOORES, E.M., and O'DAY, M., 1972. *What is Franciscan?*. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 56: p. 2295-2302.
- BOTERO, G., 1963. *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. An. Facultad de Minas, 57: 101 p. Medellín.
- BOTERO, G., y GONZALEZ, H., 1983. *Algunas localidades fosilíferas cretáceas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia*. Geol. Norandina, 7: p. 15-28.
- BOTERO, G., TOUSSAINT, J., OSPINA, H., ORTIZ, F., GOMEZ, J., 1971. *Yacimiento fosilífero de Arma*. Universidad Nacional. Publicación Especial Geológica 1:p.13.
- BURGL, H., RADELLI, L., 1962. *Nuevas localidades fosilíferas en la Cordillera Central de Colombia*. Geología Colombiana. Universidad Nacional. 3: p. 133-138. Bogotá.
- CALLE, B., GONZALEZ, H., ESCORCE, E., DE LA PEÑA R., DURANGO, J., 1980. *Mapa Geológico Preliminar. Plancha 166 (Jericó)*. Escala 1:100.000. Ingeominas. Medellín.

- CARLISLE, D., 1963. *Pillow breccias and Acuagene Tuffs, Quadra Island, British Columbia*. Journ. Geology, 71: p. 101 - 107.
- CASE, J., DURAN, L.G., LOPEZ, R.A., MOORE, W.R., et al., 1971. *Tectonic investigations in Western of Colombia and Eastern Panamá*. Geological Society Am. Bull. (Boulder, Colorado) 82 (10): p. 2682-2711.
- COLEMAN, R. G., 1977. *Ophiolites*. Springer, Heilderberg. 229 p.
- CROOK, K. A. W., 1974. *Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes)*. *Modern and Ancient Geosynclinal sedimentation*. Eds. R.H. Dott, Jr and R.H. Shaver. Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spec. Publ. 19: p. 305-310.
- CHURCH, W.R. and RICCIO, L., 1977. *Fractionation trends in the Bay of Island ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification*. Can. J. Earth Sci., 14: p. 1156-1165.
- DICKEY, J. S., 1970. *Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de Ronda and other examples*. Min. Soc. Am. Spec. Pub. 3: p. 33-49.
- ELTHON, D. and STERN, C., 1978. *Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile*. Geology, 6 (8): p. 464-468.
- ELTHON D. and RIDLEY, W.I., 1980. *The petrology of the Tortuga ophiolite complex, Southern Chile*. Proceeding International ophiolite Symposium. Cyprus, p. 507-513.
- ESTRADA, A., 1972. *Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes*, Stanford Univ. (Thesis M.Sc., inédito). 115 p.
- ETAYO, F., 1985. *Documentación paleontológica del infracretácico de San Félix y Valle Alto, Cordillera Central, Colombia*. Publicaciones Geológicas Especiales de Ingeominas, N° 16, Cap XXV. p. 1-7. Bogotá.
- FEININGER, T., 1982. *Glaucofane schist in the Andes at Jambaló, Colombia*. Can. Mineral. 20: p. 41-48.
- FREY, F., HASKIN, M., POETZ, J., HASKIN, L., 1968. *Rare earth abundance in some basic rocks*. J. Geophys. Res. 73: p. 6085-6097.
- FURNES, H., 1973. *Variolitic structure in Ordovician pillow lava and its possible significance as an environmental indicator*. Geology, 1: p. 27-30.
- FURNES, H. and FRIDLEIFSSON, I. B., 1979. *Pillow block breccia-occurrence and mode of formation*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 3: p. 147-154.
- GARCIA, M. O., 1978. *Criteria for the identification of ancient volcanic arcs*. Earth Sci. Rev., 14: p. 147-165.
- GILL, J., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks, 16, Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- GONZALEZ, H., 1980. *Geología de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)*. Boletín Geológico Ingeominas, Volumen 23, N° 1: p. 1-174. Bogotá.

- GONZALEZ, H., AGUDELO, S., CALLE, B., 1980. *Mapa Geológico. Plancha 187 (Salamina)*. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- GROSSE, E., 1926. *Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia*. Berlín Dietrich Reimer, 361 p.
- HALL, R., ALVAREZ, J., RICO, H., 1972. *Geología de los Departamentos de Antioquia y Caldas (subzona IIA)*. Boletín Geológico Ingeominas, Volumen 20 _ 1: 85 p.
- HARPER, G. D., 1983. *A depositional contact between the Galice Formation and a late Jurassic ophiolite in northeastern California and southwestern Oregon*. Oregon Geology, 45, 1: p. 3-7.
- HONNOREZ, J. and KIRST, P., 1975. *Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discrimination of hyaloclastites from hyalotuffs*. Bull. Volcanol. 39: p. 1-25.
- HSU, K. J., 1968. *Principles of Melange and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox*. Geol. Soc. Am. Bull., (79) p. 1063-1074.
- _____, 1974. *Mélanges and their distinction from Olistostromes*. In Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Eds. Dott., R. H. and Shaver, R. H. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Public., 19: p. 321-333.
- INGEOMINAS, 1988. *Simposio Geología Regional, Cordillera Central*. Documento Inédito, Bogotá.
- IRVING, E., 1971. *La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia*. Boletín Geológico, Volumen 19, Nº 2: 80 p.
- IRVINE, T. N. and FINDLAY, 1972. *Alpine-type periodotite with particular reference to the Bay of Islands Complex*. Pub. Earth Physics Branch Dep., Energy Mines. Res. Can., 42: p. 97-128.
- JAKES, P., and WHITE, A. J. R., 1972. *Major and trace element abundances in volcanic rocks of island arcs and continental margins*. Am. Mineral, 57: p. 887-902.
- JARAMILLO, I., RAMIREZ, O., 1968. *El Cretáceo de Abejorral, Antioquia*. Tesis de grado (Inédita). Fac. de Minas. Medellín. 63p.
- KARIG, D. E., 1971. *Origin and development of marginal basin in the Western Pacific*. Jour. Geophys. Research. 76: p. 2542-2561.
- MEJIA, M., ALVAREZ, E., GONZALEZ, H., 1983. *Mapa Geológico Preliminar. Plancha 146. (Medellín Occidental)*. Escala 1:100.000. INGEOMINAS Bogotá.
- McCOURT, W. J. and FEININGER, T., 1984. *High pressure metamorphic rock in the Central Cordillera of Colombia*. Br. Geol. Surv. Rep. Ser., 16 (1): p. 28-35. London.
- MIYASHIRO, A., 1974. *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*. Amer. J. Sci., 274: p. 321-355.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., and EAWING, M., 1971. *Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N*. Roy Soc. London Phil Trans., A 268: p. 589-603.

- MOONEY, W. D., 1979. *Seismic refraction studies of the Western Cordillera, Colombia and an east Pacific Caribbean ridge during the Jurassic and Cretaceous and the evolution of Western Colombia*. University of Wisconsin. Madison. Thesis Ph.D., 85 p.
- MOORE, J.G., 1965. *Petrology of deep sea basalt near Hawaii*. Am. Jour. Sci., 267: p. 40-53.
- MOORE, J. G. and SCHILLING, J. G., 1973. *Vesicles, water and sulfur in Reykjanes Ridge basalts*. Contr. Miner. Petrol., 41: p. 105-118.
- MUÑOZ, M. E., 1985. *Petrografía y Petroquímica de las rocas volcánicas de la Formación Quebradagrande en el Municipio de Pácora, Caldas*. Universidad Nacional de Medellín. Tesis de grado. Inédita. 218 p.
- NELSON, W., 1962. *Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia*. Serv. Geol. Nal., Boletín Geológico, Volumen 10 N° 1-3: p. 161-202.
- OKADA, H. and NAKAO, S., 1968. *Plagioclase in Lower Cretaceous flysch in the Furano area, Hokaido*. Geol. Soc. Japan. Jour., 74: p. 451-452.
- ORREGO, A., CEPEDA, H., y RODRIGUEZ, G., 1980a. *Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló Cauca (Colombia) - Nota preliminar - Geol. Norandina 1: p. 5-10. Bogotá.*
- ORREGO, A., RESTREPO, J., TOUSSAINT J., LINARES, E., 1980b. *Datación de un esquistos sericitico de Jambaló (Cauca)*. Publicación Especial Geológica. Fac. Cienc. (Medellín). 25: 2 p.
- PEARCE, J. A., 1975. *Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus*. Tectonophysics, 25. p. 41-67.
- _____, 1976. *Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts*. J. Petrol. 17 (1): p. 15-43.
- PEREZ, A.G., 1967. *Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos*. Dyna (Medellín), 84: p. 27-31.
- RESTREPO, J.J., y TOUSSAINT, J.F., 1976. *Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos*. Boletín Ciencias de la Tierra. Fac. Cienc. Medellín, 1: p. 1-47.
- ROCCI, G., OHNENSTETTER, D., and OHNENSTETTER, M., 1975. *La dualité des ophiolites tethysiennes*, Pétrologie, 1(2): p. 172-174.
- SCIENTIFIC STAFF, DEEP SEA DRILLING PROJECT, LEG. 1972. *Glamor Challenger down under: Geotimes*, 17: p. 14-16.
- SERRI, G., 1981. *The Petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types*. Earth Planet. Sci. Lett., 52: p. 203-212.
- SPOONER, E.T.C. and FYFE, W.S., 1973. *Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer*. Contr. Miner. Petr. 42, p. 287-304.

- STERN, C.R., 1979. *Open and closed system igneous fractionation within two Chilean Ophiolites and the tectonic implication*. Contr. Min. Petr. 68: p. 243-258.
- SUN, S.S. and NESBITT, R.W., 1978. *Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts*. Earth Planet. Sci. Lett., 44: p. 119-138.
- SUN, S.S., NESBITT, R.W. and SHARASHIN, A., 1979. *Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts*. Earth Planet. Sci. Lett., 44: p. 119-138.
- TAYLOR, S.R., 1969. *Trace element chemistry of andesites and associated cal-alkaline rocks*. Proceedings of the Andesite Conference, Edit. McBirney, A.R., Bull. State of Oregon, Dept. Geol. Miner. Ind. 65, p. 43-63.
- UPADHYAY, H.D., and NEALE, E.R.W., 1979. *On the tectonic regimes of ophiolite genesis*. Earth Planet. Sci. Lett. 43: p. 93-102.
- WINCHESTER, J.A. and FLOYD, P.A., 1976. *Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth Planet. Sci. Lett. 28: p. 459-469.

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

**DEFORMACION SISMICA EN LAS ZONAS SISMOACTIVAS
DE CHOCO Y EL "NIDO" DE BUCARRAMANGA
(COLOMBIA)**

Por:

ELKIN SALCEDO HURTADO

CONTENIDO

RESUMEN	52
ABSTRACT	52
1. INTRODUCCION	52
2. METODOLOGIA	53
3. DATOS UTILIZADOS	55
4. RESULTADOS Y DISCUSION	59
4.1. PROCESO DE DEFORMACION EN LA ZONA DEL CHOCO	59
4.2. PROCESO DE DEFORMACION EN LA ZONA DEL "NIDO" DE BUCARAMANGA	61
5. CONCLUSIONES	64
AGRADECIMIENTOS	64
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	64

TABLAS

TABLA 1. Mecanismo de terremotos fuertes ($m_b \geq 5.3$) ocurridos en el territorio colombiano en el período 1960 - 1979	56
TABLA 2. Componentes del tensor de momento sísmico para fuertes terremotos ($m_b \geq 5.3$) ocurridos en el territorio colombiano en el período 1960 - 1979	57

FIGURAS

FIGURA 1. Relaciones magnitud - momento sísmico obtenidas en el territorio colombiano. (a) - Para magnitudes de las ondas volumétricas m_b , (b) - Para magnitudes de las ondas superficiales M_s	58
FIGURA 2. Mapa Sismotectónico de Colombia	60
FIGURA 3. Variación de la velocidad media de deformación con el tiempo en las zonas sismoactivas de Chocó (a), y del "Nido" de Bucaramanga (b)	63

RESUMEN

En el presente trabajo se estudia la deformación sísmica producida por fuertes terremotos en las zonas sismoactivas de Chocó y el «Nido» de Bucaramanga en el territorio colombiano. Basados en los datos sobre mecanismos focales se calculan los tensores de momento sísmico y de velocidad media de deformación para ambas zonas. El análisis de estos tensores establece, que en estas dos zonas predomina un proceso de deformación compresiva en dirección Oeste - Este, con una velocidad media aproximadamente de 6.5 cm/año para la zona del Chocó y aproximadamente 1.7 cm/año para la zona del "Nido" de Bucaramanga. Además, fue calculada la velocidad media de deformación por año para ambas zonas sismoactivas; los resultados más representativos son para la zona del Chocó; en ella se observa que la velocidad media de deformación dentro del período de estudio decae fuertemente en los años 1965 y 1978, fenómeno que se puede relacionar con la ocurrencia de dos fuertes terremotos uno en 1970 ($m_b = 6.0$) y el otro en 1979 ($m_b = 6.4$). Esto demuestra que la variación de la velocidad media de deformación en una zona sismoactiva determinada precede a un fuerte terremoto.

ABSTRACT

Seismic deformation of the Chocó and Bucaramanga zones, produced by earthquakes in the Colombian territory is studied. Based on fault plane solutions, both seismic moment and strain rate tensor for Chocó and Bucaramanga seismoactive zones were computed. West - East compressive strain rates of $6.5 \text{ cm/yr. approx.}$ for Chocó seismoactive zone and of about 1.7 cm/yr. for Bucaramanga seismoactive zone were found. The history of the seismic strain rate shows that the strain in Chocó strongly declined during 1965 and 1978. These two minima were followed by strong earthquakes in 1970 ($m_b = 6.0$) and 1979 ($m_b = 6.4$). This result allows us to consider the seismic strain rate method reliable enough to forecast strong earthquakes.

1. INTRODUCCION

Los terremotos resultan del proceso de deformación tectónica de una región sismoactiva. El estudio del proceso de deformación local y regional en el tiempo conduce no sólo a revelar las particularidades de la sismicidad de la región, sino que también representa un método efectivo para el pronóstico de terremotos catastróficos (RISNICHENKO y otros, 1977).

Una de las manifestaciones del desarrollo reciente de los procesos de deformaciones tectónicas es el flujo sísmico de la masa rocosa, que es condicionado por los movimientos de las rupturas en los lugares de focos de terremotos (RISNICHENKO, 1965a; KASTROV, 1975). El concepto de flujo sísmico de la masa rocosa se entiende como la parte del movimiento por deformación tectónica que produce los desplazamientos en los focos de terremotos. Realmente, la región focal de terremotos fuertes se observa en grandes volúmenes de la corteza terrestre y el manto superior. Es conveniente recordar, que el movimiento sísmico no describe completamente el proceso de flujo de

masa rocosa, puesto que de este se excluyen los procesos disipativos, tales como fricción y "creep", que son observados por otros métodos.

Para establecer la tendencia de la deformación tectónica predominante en un elemento de volumen de la masa rocosa, es necesario realizar un análisis estadístico de los mecanismos de los terremotos (RISNICHENKO, 1965b). Esta técnica fue utilizada para la interpretación de datos sísmológicos registrados en regiones como el Caucaso (RISNICHENKO y DZIBLADZE, 1976; DZIBLADZE, 1982), en la zona del rift de los Baikales (RISNICHENKO y otros, 1977), en el sur del Asia Central (RISNICHENKO y otros, 1982). Este método también obtuvo amplia difusión especialmente en los trabajos sobre tectónica global de placas y arrojó magníficos resultados para zonas de subducción y de fallas transformantes (MINSTER and JORDAN, 1978; MEZCUA y otros, 1991).

En el presente trabajo se aplica el método de Risnichenko, adecuado por KASTROV, (1974; YUNG, 1979), para determinar las velocidades de los procesos de deformación predominantes en las zona de Chocó y el "Nido" de Bucaramanga en el territorio colombiano.

2. METODOLOGÍA

El momento sísmico se define como:

$$M_0 = \mu US \quad (1)$$

donde μ - módulo de rigidez del medio, U - desplazamiento medio de la falla durante el terremoto y S - área de ruptura. Para un conjunto N de terremotos, la suma de los desplazamiento medios en la falla es igual a:

$$U = \frac{\sum_{i=1}^N M_0}{\mu S} \quad ; i = 1, 2, \dots, N \quad (2)$$

Ahora, si la sumatoria se realiza en un intervalo de tiempo ΔT , que sobrepase el período de frecuencia de ocurrencia de fuertes terremotos para la región dada, entonces la velocidad relativa de desplazamiento de los bloques en la zona de falla se define como:

$$\dot{U} = \frac{\sum_{i=1}^N M_0}{\mu S \Delta T} \quad (3)$$

La expresión (3) es conocida como velocidad de flujo sísmico (KASTROV, 1974; RISNICHENKO, 1985).

Por otro lado, las componentes de los desplazamientos u, v, w para los ejes x, y, z pueden ser representadas de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} u &= e_{11}x + e_{12}y + e_{13}z + a \\ v &= e_{21}x + e_{22}y + e_{23}z + b \\ w &= e_{31}x + e_{32}y + e_{33}z + c \end{aligned} \quad (4)$$

onde x, y, z representan las coordenadas cartesianas del elemento de volumen, relacionadas con las geográficas, de tal manera, que el eje "x" se oriente hacia el Norte, el eje "y" hacia el Este, el eje "z" hacia el centro de la Tierra; a, b, c son constantes.

El tensor de deformación puede ser representado en forma de matrices, así:

$$\left\| \varepsilon_{ij} \right\| = \begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{pmatrix} = \left\| a_{ij} \right\| + \left\| w_{ij} \right\| \quad (5)$$

donde;

$$\left\| a_{ij} \right\| = 1/2 (\varepsilon_{ij} + \varepsilon_{ji}) \quad \text{- Parte simétrica del tensor deformación; y}$$

$$\left\| w_{ij} \right\| = 1/2 (\varepsilon_{ij} - \varepsilon_{ji}) \quad \text{- Parte antisimétrica del tensor de deformación, que define la rotación del volumen como un todo.}$$

$$\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33} = \frac{\Delta V}{V} \quad \text{- Cambio relativo del volumen o dilatación cúbica.}$$

Cuando ocurre un claro deslizamiento la dilatación cúbica es igual a cero y la deformación se describe por el deviatorico del tensor.

Considerando que los gradientes de las componentes de los desplazamientos en el medio no son tan grandes, pasamos de la deformación en un punto (el cual no tiene sentido físico) a la deformación media de un volumen. La magnitud de la velocidad media de deformación del volumen puede ser definida por medio de la relación:

$$\dot{\bar{\varepsilon}} = \frac{1}{2\mu\Delta V\Delta T} \cdot \sum_{k=1}^N M_{ij}^k \quad (6)$$

donde M_{ij}^k - tensor de momento sísmico de cada terremoto k ($k = 1, 2, \dots, N$) ocurridos

en el volumen ΔV y el tiempo ΔT . Las componentes del tensor de momento sísmico se definen a partir del mecanismo focal de los terremotos y están dadas por (AKI and RICHARDS, 1980):

$$\begin{aligned}
 M_{xx} &= -M_o(\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\varphi + \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}^2\varphi) \\
 M_{xy} &= -M_o(\text{sen}\delta \cos\lambda \cos2\varphi + 1/2 \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}2\varphi) = M_{yx} \\
 M_{xz} &= -M_o(\cos\delta \cos\lambda \cos\varphi + \cos2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}\varphi) = M_{zx} \quad (7) \\
 M_{yz} &= M_o(\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}\varphi - \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \cos^2\varphi) \\
 M_{yz} &= -M_o(\cos\delta \cos\lambda \text{sen}\varphi - \text{sen}\delta \text{sen}\lambda \cos\varphi) = M_{zy} \\
 M_{zz} &= M_o \text{sen}\delta \text{sen}\lambda
 \end{aligned}$$

donde M_o - momento sísmico escalar; φ , δ , λ - rumbo del plano de falla, buzamiento y deslizamiento respectivamente.

3. DATOS UTILIZADOS

Para el análisis del proceso de deformación se eligen zonas de tamaño considerable, que permitan describir las particularidades estructurales locales, de tal manera que la investigación sea representativa.

Un análisis del mecanismo focal de terremotos fuertes ($m_b \geq 5.3$) ocurridos en el territorio colombiano para el período 1960 - 1979 fue realizado por Salcedo (1992). Para este período, el autor analizó en total 39 terremotos utilizando para la solución del mecanismo, el signo de las primeras llegadas de las ondas volumétricas longitudinales P en las estaciones de la Red Sismológica Internacional, obtenidos de los boletines del Centro Sismológico Internacional (ISC), utilizando una proyección de la semiesfera inferior en la red de Wulff. Los ángulos de incidencia de las ondas sísmicas en la fuente sísmica se escogieron en correspondencia con las curvas tiempo-distancia de Jeffry-Bullen. Los planos nodales fueron descritos por tres ángulos: El azimut φ° medido en el sentido de las manecillas del reloj; el buzamiento δ° medido desde el horizonte; y el ángulo de deslizamiento λ° , que define la dirección de la ruptura en el plano de falla; éste se mide también desde la horizontal y es positivo si el foco es de tipo inverso y negativo si el foco es de tipo normal. Las soluciones dadas se muestran en la Tabla 1. Con base en estos resultados de mecanismos focales se calcularon las componentes del tensor de momento sísmico, según las ecuaciones (7).

El momento sísmico M_o de los terremotos utilizados en el presente estudio se ha obtenido de las fórmulas empíricas, que establecen la relación entre este y las magnitudes, las cuales se muestran en la Tabla 2. Para diferentes regiones esta relación será diferente. En nuestra distribución fue insuficiente la cantidad de datos del momento sísmico, para definir una relación particular para cada una de las regiones sismoactivas, por tal razón se obtuvo una relación general para todo el territorio colombiano. Estas se muestran gráficamente en la figura 1. Utilizando una aproximación lineal mediante el método de mínimos cuadrados se obtuvo:

$$M_o = (1.57 m_b - 7.95) * 10^{25}$$

Tabla 1. Mecanismo de terremotos fuertes ($mb \geq 5.3$) ocurridos en el territorio colombiano en el período 1960 - 1979. (SALCEDO E., 1992)

Fecha	Coordenadas			magn.	Eje de Compresión P		Eje de Dilatación T		Planos Nodales							
	d	m	a		φ° (N)	λ° (W)	h (km)	mb	ϕ°	δ°	ϕ°	δ°	φ°	δ°	λ°	φ°
26 02 65	6.9	73.0	146	5.5	298	35	44	20	348	80	-42	87	49	-167		
30 07 65	6.8	72.9	170	5.4	78	1	347	45	133	58	+35	23	61	+126		
11 09 66	6.8	72.9	158	5.8	87	10	349	35	134	57	+19	33	74	+147		
21 03 67	6.8	73.0	161	5.5	117	3	22	66	186	46	+57	48	53	+121		
29 07 67	6.8	73.0	161	6.0	230	37	115	30	174	86	-52	79	40	-173		
07 05 68	6.7	73.0	168	5.7	181	11	87	18	314	84	+20	45	70	+173		
08 07 73	6.8	73.0	156	5.4	218	35	65	53	141	80	+103	269	16	+40		
23 03 77	6.8	73.0	164	5.4	210	18	101	44	330	74	+47	77	45	+157		
16 06 61	8.95	73.42	93	6.0	205	44	104	11	163	68	-42	54	51	-162		
18 02 62	8.13	74.82	0	6.1	312	5	220	33	82	70	+28	182	64	+158		
05 04 75	10.1	75.7	52	5.5	70	61	164	1	279	54	-128	47	50	-50		
03 12 70	7.4	76.1	38	5.6	307	40	56	21	358	79	-48	99	44	-164		
31 08 77	7.3	76.3	33	5.7	310	58	65	15	357	66	-59	122	38	-139		
24 08 74	4.3	76.9	84	5.7	105	13	4	38	229	74	+49	302	52	+160		
23 11 79	4.8	76.2	108	6.5	341	21	79	21	210	90	-150	120	59	0		
30 07 62	5.2	76.3	59	6.5	319	4	49	11	184	84	+11	94	80	+171		
19 09 60	6.97	77.44	0	6.0	303	24	83	60	20	70	+108	242	26	+50		
25 01 75	7.2	77.8	36	6.0	304	17	75	65	19	64	+110	239	32	+54		
16 02 78	5.5	77.0	24	5.4	248	51	120	27	190	75	-64	73	30	-150		
11 11 76	5.0	78.2	33	5.5	143	67	290	21	29	66	-102	183	27	-66		
16 09 73	5.2	78.0	33	5.5	349	13	250	27	32	60	+11	297	80	+151		
16 12 70	6.0	77.5	14	5.5	286	14	18	5	332	83	-14	63	76	-173		
24 04 73	5.0	78.1	50	6.4	55	54	136	20	3	70	-60	243	36	-146		
26 09 70	6.2	77.6	8	6.0	286	20	63	63	2	66	+108	222	30	+54		
27 09 70	6.4	77.4	8	5.8	304	44	66	28	2	80	-58	107	32	-162		
13 07 74	7.7	77.7	12	6.4	85	15	341	40	132	50	+21	28	74	+139		
13 07 74	7.4	77.7	45	5.5	181	7	84	48	302	63	+42	56	52	+146		
14 07 74	7.7	77.6	15	5.8	347	1	252	71	95	50	+64	239	46	+116		
21 11 75	7.5	77.6	36	5.8	239	10	142	36	287	57	+22	185	72	+146		
11 07 76	7.4	78.5	22	6.1	284	0	184	42	230	62	+148	337	61	+32		
11 07 76	7.4	78.1	3	6.2	282	13	32	56	46	42	+140	169	64	+57		
02 08 65	7.4	78.7	20	5.3	269	22	13	33	46	50	+170	143	82	+41		
10 08 76	2.1	79.0	33	5.4	278	27	74	61	30	21	+118	181	71	+80		
12 12 79	1.6	79.4	24	6.2	278	27	76	61	30	20	+118	181	71	+81		
03 04 73	4.7	75.6	158	6.1	339	35	63	7	21	72	-32	122	60	-160		
09 02 67	2.9	74.9	60	6.3	142	7	142	83	232	39	+90	52	51	+90		
27 09 74	2.7	71.0	43	5.5	75	25	299	57	182	74	+70	308	25	+111		
31 07 70	1.5	72.6	651	6.5	65	75	65	15	155	60	-90	335	30	-90		
27 01 70	7.5	72.1	22	5.6	217	28	306	1	258	71	-20	176	70	-160		

Tabla 2. Componentes del tensor de momento sísmico para fuertes terremotos ($m_b \geq 5.3$) ocurridos en el territorio colombiano en el período 1960 - 1979.

Fecha	Componentes del tensor momento sísmico						magnitud	Mo * * 10 ²⁵ din-cm	
d m a	M _{xx}	M _{xy}	M _{xz}	M _{yy}	M _{yz}	M _{zz}	m _b		Región
26 02 65	0.307	0.715	0.005	0.079	0.642	0.229	5.5	0.69	B/manga.
30 07 65	0.417	-0.005	0.479	-0.933	0.146	0.515	5.4	0.54	B/manga.
16 06 61	0.425	0.391	0.126	0.039	0.542	-0.465	6.0	1.48	Snder
11 09 66	0.396	-0.410	0.603	-1.162	-0.134	0.766	5.8	1.16	B/manga.
21 03 67	-0.091	0.470	0.373	-0.747	-0.011	0.838	5.5	0.69	B/manga.
29 07 67	0.129	0.623	-0.039	-0.019	-0.780	-0.110	6.0	1.48	B/manga.
07 05 68	0.897	-0.068	-0.309	-0.968	-0.162	0.071	5.7	1.01	B/manga.
08 07 73	-0.349	-0.372	0.606	0.015	0.736	0.333	5.4	0.54	B/manga.
23 03 77	0.471	0.160	-0.473	-0.858	-0.631	0.387	5.4	0.54	B/manga.
18 02 62	-0.524	-0.756	0.314	0.223	-0.249	0.302	5.6	0.85	Bolivar
05 04 75	-0.088	-0.411	0.379	0.842	-0.211	-0.754	5.5	0.69	Mar Car
03 12 70	0.046	0.645	-0.104	0.232	0.693	-0.278	6.1	1.64	Ant-Cho
31 08 77	0.051	0.050	-0.179	0.586	0.584	-0.637	5.7	1.01	Ant-Cho
16 02 78	-0.131	0.321	0.247	0.580	0.747	-0.449	5.4	0.54	Chocó
30 07 62	-0.136	0.964	0.089	0.096	0.193	0.039	6.5	2.27	Chocó
24 08 74	-0.862	0.110	-0.364	0.452	0.556	0.399	5.7	1.01	Chocó
23 11 79	0.749	-0.433	0.250	-0.749	-0.433	0.000	6.5	2.27	Chocó
19 09 60	0.115	-0.026	0.348	-0.726	-0.648	0.611	6.0	1.48	Chocó
11 11 76	0.332	-0.409	-0.243	0.395	-0.613	-0.727	5.5	0.69	Chocó
25 01 75	0.111	0.417	0.329	-0.851	0.498	0.740	6.0	1.48	Chocó
16 09 73	-0.810	0.409	-0.365	0.645	0.341	0.165	5.5	0.69	Chocó
27 09 70	-0.036	0.510	-0.120	0.326	0.793	-0.290	5.8	1.16	Chocó
16 12 70	0.811	0.563	0.006	-0.753	0.266	-0.059	5.5	0.69	Chocó
26 09 70	0.019	-0.257	0.329	-0.725	0.673	0.707	6.0	1.48	Chocó
24 04 73	-0.048	-0.039	-0.136	0.604	0.654	-0.0557	6.4	2.11	Chocó
13 07 74	0.516	-0.250	-0.399	-0.869	-0.404	0.353	6.4	2.11	Chocó
13 07 74	0.206	-0.533	0.155	-0.747	0.078	0.541	5.5	0.69	Chocó
14 07 74	-0.937	-0.484	-0.857	0.052	0.267	0.885	5.8	1.16	Chocó
21 11 75	0.122	-0.740	-0.293	-0.464	0.438	0.342	5.8	1.16	Chocó
11 07 76	0.159	0.330	0.333	-0.820	0.461	0.661	6.1	1.64	Chocó
11 07 76	0.465	0.354	-0.488	-0.914	-0.098	0.449	6.2	1.79	Chocó
02 08 65	0.653	0.509	0.463	-0.834	0.440	0.181	5.3	0.38	Chocó
10 08 76	-0.002	-0.110	-0.132	-0.589	0.787	0.591	5.4	0.54	Nariño
12 12 79	-0.039	0.166	0.044	-0.529	0.806	0.567	6.2	1.79	Nariño
09 02 67	-0.0607	0.474	-0.164	-0.371	0.128	0.978	6.3	1.95	Huila
03 04 73	-0.499	0.495	-0.398	0.811	0.306	-0.311	6.1	1.64	Caldas
27 09 74	-0.023	0.345	0.062	-0.474	0.799	0.499	5.5	0.69	Surorient
31 07 70	0.155	0.332	-0.211	0.711	0.453	-0.866	6.5	2.27	Surorient
27 01 70	-0.159	-0.0854	0.327	0.370	0.243	-0.211	5.6	0.85	Lim Ven

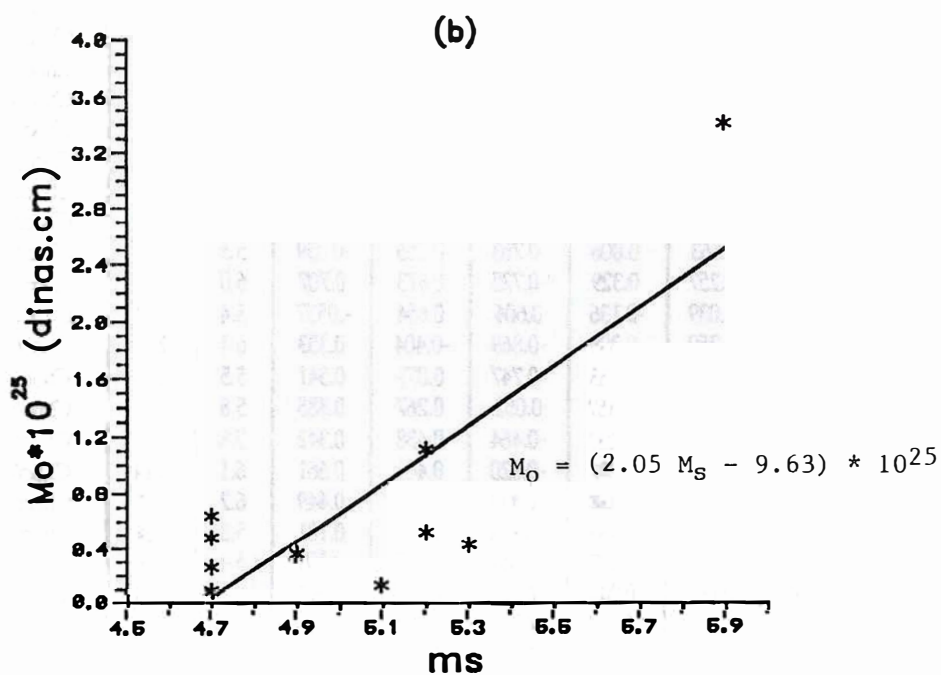
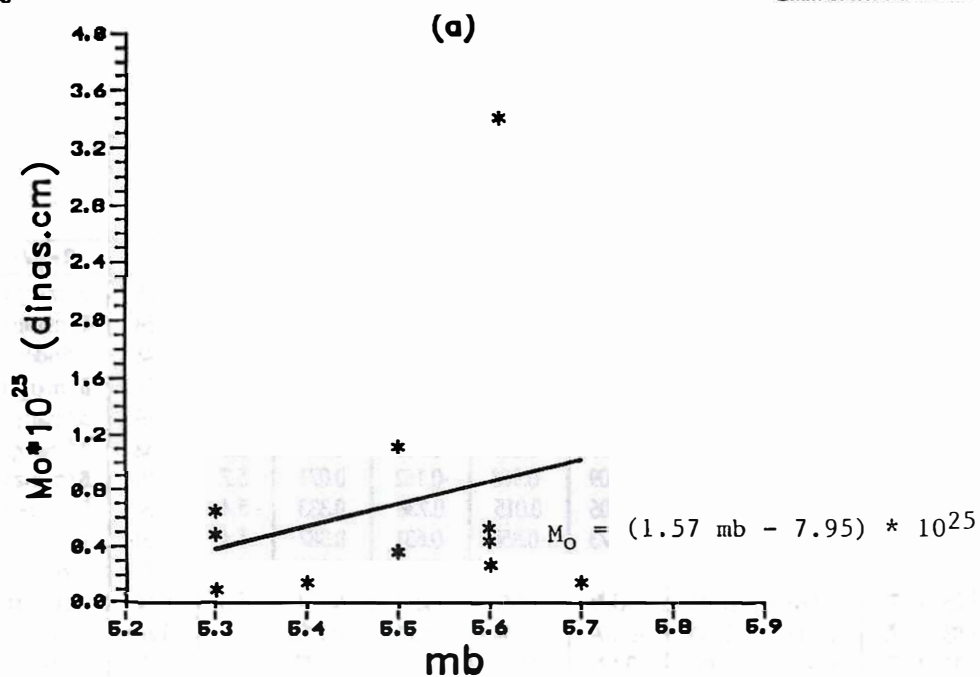


FIGURA 1. Relaciones magnitud - momento sísmico obtenidas en el territorio colombiano. (a) - Para magnitudes de las ondas Volumétricas mb, (b) - Para magnitudes de las ondas superficiales Ms

$$M_0 = (2.05 M_s - 9.63) * 10^{25}$$

donde, M_s - magnitud de las ondas superficiales. La relación aproximada entre m_b y M_s es:

$$m_b = 1.3 M_s - 1.07$$

La gran dispersión de los puntos que se nota en la figura 1 debe atribuirse por un lado a la escasez de datos obtenidos sobre el valor del momento sísmico para los terremotos ocurridos en el territorio colombiano y por otro a la gran complejidad tectónica del territorio, donde se generan sismos con mecanismos muy diferentes, ocasionando que en sismos con igual magnitud su momento sísmico varíe fuertemente; por esta razón, las relaciones descritas deben considerarse preliminares y exigen ser confirmadas en la medida que se acumulen más datos sobre el valor del momento sísmico, y deben ser determinadas para cada región sísmoactiva en particular. Además, debe considerarse que pueden existir algunas debilidades en los propios valores de la magnitud empleados, ya que, como lo afirma A. Sarria, la evaluación de los epicentros y con mayor razón de los focos de los terremotos en Colombia es tan débil que se han detectado errores intolerables que afectan la evaluación de la magnitud (SARRIA, 1994 Comunicación Personal).

Las relaciones obtenidas están, sin embargo, de acuerdo con relaciones semejantes obtenidas para toda la Tierra en general (BRUNE, 1968). El tensor de deformación se obtuvo para las dos regiones de mayor actividad sísmica en el territorio colombiano, Chocó y el "Nido" de Bucaramanga (fig. 2).

4. RESULTADOS Y DISCUSION

4.1. PROCESO DE DEFORMACION EN LA ZONA DEL CHOCO.

La zona sísmica del Chocó, en la cual los focos son superficiales (CORAL- GOMEZ, 1987; SALCEDO y otros, 1994), se limitó arbitrariamente entre las coordenadas geográficas $[8.5^\circ - 4.0^\circ]N$ y $[79^\circ - 76^\circ]W$ (fig. 2). Por tanto su área es $S = 1.66 * 10^{15} \text{ cm}^2$. El espesor de la zona sísmogénica en términos medios se ha tomado igual al espesor de la corteza, es decir, $h = 3.33 * 10^6 \text{ cm}$. Por tanto, el volumen de la zona es igual a $\Delta V = 5.48 * 10^{21} \text{ cm}^3$. La suma del momento sísmico obtenidos de los eventos analizados y ocurridos en la zona del Chocó en el período de estudio, es igual a $2.7 * 10^{27} \text{ dinas - cm}$. El tensor momento sísmico resultante es:

$$\| M_{ij} \| = \begin{vmatrix} 3.8 & -54 & 2.7 \\ 5.4 & -12.1 & -14.8 \\ 2.7 & 14.8 & 8.3 \end{vmatrix} * 10^{27} \text{ dinas - cm}$$

Por cuanto la zona de deformación en análisis se localiza en las vecindades de la superficie terrestre, el valor promedio del módulo de rigidez del medio puede ser tomado igual a $\mu = 3.0 * 10^{11} \text{ dinas /cm}^2$. El correspondiente tensor de velocidad de

deformación calculado por la fórmula (6), tiene la forma:

$$\| \varepsilon_{ij} \| = \begin{vmatrix} 6.1 & -8.6 & 4.2 \\ 8.6 & -19.4 & -23.7 \\ -4.2 & 23.7 & 13.3 \end{vmatrix} * 10^{-8} \frac{1}{\text{año}}$$

De aquí se puede ver que el proceso de deformación predominante en la zona es de compresión en dirección Oeste - Este ($e_{yy} = e_{22} = 19.4$), el cual ocurre con velocidad aproximada de 6.5 cm/año . Este resultado está de acuerdo con los recientes valores obtenidos para el movimiento de las placas tectónicas que convergen en la esquina noroccidental del continente Suramericano, realizadas mediante Posicionamiento Global por Satélite (G.P.S.), los cuales muestran un movimiento horizontal (Oeste - Este) de la placa Nazca, con velocidad de 7.0 cm/año (FREYMUELLER et.al., 1993). Es notorio un aumento de espesor de la capa sismogénica ($e_{zz} = e_{33}$), que ocurre con velocidad aproximada de 0.4 cm/año . Es posible que el aumento de espesor de la capa sismogénica suceda a causa de la rotación de la estructura sismogénica en el plano vertical, lo cual se evidencia por los altos valores de la componente de deformación $e_{23} = -e_{32}$. El movimiento en el plano vertical es intenso. Al parecer, bajo la presión de la placa Nazca, en la parte continental de la costa occidental de Colombia existe una estructura lítrica, que se profundiza en la medida que se aleja de la línea costera hacia el Oriente. La deformación por distensión en dirección NS ocurre con velocidad de 3.05 cm/año ; mientras que la deformación por dislocación en el plano horizontal no es muy considerable.

Estos procesos deformantes se comprueban con la orientación de los planos de ruptura y de dislocación en los focos de fuertes terremotos (SALCEDO, 1992; SALCEDO y CORAL-GOMEZ, 1994). Los datos sobre mecanismos focales permiten suponer, que los terremotos en la parte occidental de Colombia se relacionan no solo con la subducción de la placa Nazca, sino también con un conjunto de fallas conjugadas que se profundizan en dirección Occidente - Oriente.

4.2. PROCESO DE DEFORMACION EN LA ZONA DEL "NIDO" DE BUCARAMANGA.

La zona del "Nido" de Bucaramanga se caracteriza por tener una sismicidad de profundidad intermedia; la capa sismoactiva se ubica en una profundidad aproximada entre 140 km y 180 km (TRYGGVASON and LAWSON, Jr., 1970; PENNINGTON y Otros, 1981; CORAL-GOMEZ 1987; RIVERA, 1989; SALCEDO y Otros, 1994). El área de estudio fue escogida también arbitrariamente de tal manera que proyectada en la superficie está limitada entre las coordenadas $[8.0^\circ - 5.5^\circ]\text{N}$ y $[74.0^\circ - 71.5^\circ]\text{W}$ (fig. 2), que equivale a $S = 7.7 * 10^{14} \text{ cm}^2$. El volumen de la capa sismogénica es igual a $\Delta V = 3.08 * 10^{21} \text{ cm}^3$. El momento sísmico total obtenido de ocho terremotos ocurridos en el período entre 1965 y 1977 es aproximadamente de $6.7 * 10^{25} \text{ dinas - cm}$. El tensor de momento sísmico para la zona de Bucaramanga es:

$$\| M_{ij} \| = \begin{vmatrix} 14.6 & -54 & -8.3 \\ 5.4 & -30.8 & 1.3 \\ 8.3 & -1.3 & 17.2 \end{vmatrix} * 10^{25} \text{ dinas} - \text{cm}$$

Por cuanto la capa sismogénica es de profundidad intermedia, para ella se puede tomar $\mu = 5.0 * 10^{11}$ dinas / cm^2 . El tensor de velocidad media de deformación es:

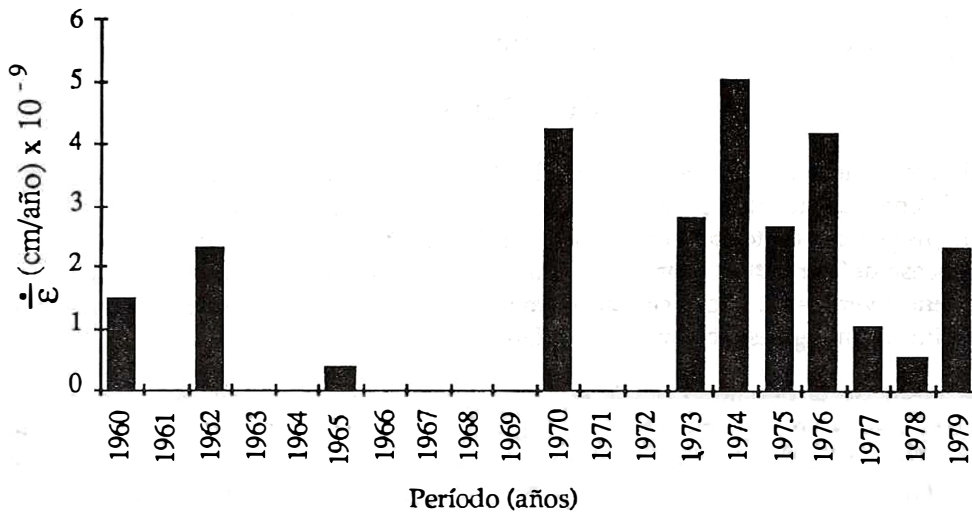
$$\| \epsilon_{ij} \| = \begin{vmatrix} 29.6 & -11.0 & -16.8 \\ 11.0 & -62.5 & 2.6 \\ 16.8 & -2.6 & 34.9 \end{vmatrix} * 10^{-9} \frac{1}{\text{año}}$$

Aquí, como en la zona del Chocó, el proceso de deformación predominante es de compresión en dirección Oeste - Este ($e_{yy} = e_{22} = -64.9$), que ocurre con velocidad aproximada de 1.7 cm/año . El aumento de espesor de la capa sismogénica ocurre con velocidad de unos 0.14 cm/año aproximadamente. Es notoria una distensión en dirección NS - con velocidad de 0.82 cm/año . De esta manera, en la zona de "Nido" de Bucaramanga, la velocidad de los procesos deformantes es un poco menor que en la zona del Chocó: esto, al parecer, se explica porque la zona sismogénica de Bucaramanga es profunda y se ubica por debajo de las estructuras continentales, que obstaculizan o impiden el desarrollo de los movimientos intensos. Aunque la sismicidad del «Nido» de Bucaramanga es alta, ella se caracteriza por la ausencia de terremotos catastróficos. Su desarrollo en el futuro, probablemente, también sucederá de tal forma que se observe un incremento del número de terremotos con magnitudes intermedias. Los movimientos verticales aquí ocurren en el plano XY ($e_{13} > e_{23}$), a diferencia de la zona del Chocó, donde estos movimientos son más intensos en el plano YZ ($e_{23} > e_{13}$). En la zona de Bucaramanga es más intensa la deformación por dislocación en el plano horizontal. Las deformaciones en la zona del "Nido" de Bucaramanga se encuentran en parte bajo la influencia del movimiento de la placa del Caribe. Estos resultados también están de acuerdo con los recientes datos obtenidos por mediciones geodésicas (G.P.S.) en la parte Norte de los Andes (FREYMUELLER et.al., 1993).

Como la zona del Chocó se ubica en el borde de la placa continental y cerca de la influencia de la placa Nazca, era de esperar por eso, que la intensidad de los procesos deformantes en ella sean mayores que en el "Nido" de Bucaramanga.

Por otro lado, la actividad sísmica en una región se define por la variación en el tiempo de las características del proceso de deformación. Así, el terremoto más fuerte, como regla, se relaciona con un período de caída de la intensidad de la deformación (KASTROV, 1975). En el presente trabajo se calculó la velocidad media de deformación por año para ambas regiones estudiadas. En la figura 3 se muestran las gráficas obtenidas para la variación de la velocidad media de deformación para las zonas de Chocó en el período de 1960 - 1979 (figura 3a) y del "Nido" de Bucaramanga desde 1965 hasta 1977 (figura 3b). Lo que se observa en la zona del Chocó es más representativo.

(a)



(b)

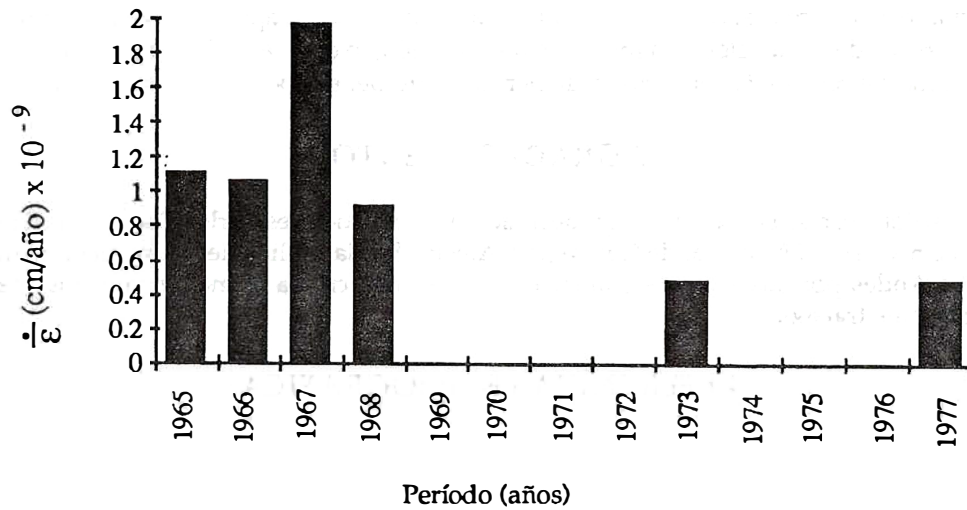


Figura 3. Variación de la velocidad media de deformación con el tiempo en las zonas sismoactivas de Chocó (a), y del "Nido" de Bucaramanga (b).

Dos mínimos en los valores de la velocidad media de deformación, observados en 1965 y en 1978 preceden dos fuertes terremotos ocurridos en la zona el 26 de septiembre de 1970 con magnitud $m_b = 6.0$ y el 23 de Noviembre de 1979 con magnitud $m_b = 6.5$. Los valores de la velocidad media de deformación para diferentes zonas de Colombia representan cantidades de un mismo orden.

5. CONCLUSIONES

El cálculo del tensor de velocidad media de deformación para dos zonas sismoactivas diferentes del territorio colombiano muestra que, la geodinámica de estas zonas se define por diferentes procesos tectónicos. Lo común para ellas es que predomina un proceso deformante compresivo orientado en dirección Oeste - Este y fuertes movimientos verticales. El carácter de los movimientos para las zonas de Chocó y "Nido" de Bucaramanga esencialmente es diferente.

A pesar de la debilidad desde el punto de vista estadístico de las correlaciones encontradas en este trabajo y de algunos valores de la magnitud de los datos empleados, las velocidades de deformación aquí obtenidas por un método de análisis de datos sismológicos están de acuerdo con los recientes datos geodésicos obtenidos para el movimiento de las placas litosféricas que convergen en la esquina noroccidental del continente Suramericano.

Los bajos niveles en la variación de la velocidad media de deformación en la zona del Chocó pueden interpretarse como premonitores a largo tiempo de fuertes terremotos. Mientras que en la zona del "Nido" de Bucaramanga la velocidad media de deformación permanece casi constante en el tiempo, es decir, no se aprecia en esta zona una fuerte caída de la velocidad media de deformación, lo cual se explica por la ausencia de fuertes terremotos en la zona, al menos dentro del período aquí observado.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa sus sinceros agradecimientos a los Doctores Carlos Coral Gómez de la Universidad Nacional de Colombia y Alberto Sarria Molina de la Universidad de los Andes por sus valiosos comentarios y revisión crítica al manuscrito final del presente trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AKI K., RICHARDS P.G. (1980). *Quantitative Seismology. Theory and methods*: Freeman, San Francisco, Vol. I, II, 932p.
- BRUNE J. N. (1968). *Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones*, J. Geophys. Res., Vol 73, No.2, p. 777 - 784.
- CORAL-GOMEZ C. (1987). *Los terremotos en Colombia y características de su origen profundo*, Univ. Nal., Bogotá, 199p.

- DZIBLADZE E. A. (1982). *El flujo sísmico de la masa rocosa en el Cáucaso*. Rev. Fizika Zemli, Akad. Nauka URSS (en Ruso), No. 10, p.111 - 117.
- FREYMUELLER J. T., KELLOGG J.N. and VEGA V. (1980). *Plate motion in the North Andean Region*. J. Geophys. Res., Vol 98, p. 21853 - 21863.
- KASTROV B. V. (1974). *Momento sísmico, energía de los terremotos y flujo sísmico de rocas*. Rev. Fizika Zemli, Akad. Nauka URSS (en Ruso), No. 1, p. 23 - 40.
- KASTROV B. V. (1975). *Mecánica de los focos de terremotos tectónicos*. Nauka, Moscú, (en Ruso), 172p.
- MESCUA J., RUEDA J., BUFORN E. (1991). *Seismic Deformation in the Azores - Alboran Sea Region*. Public. I.G.N. Serie Monografía No. 8, p. 205 - 211.
- MINSTER J., JORDAN T. (1978). *Present-day plate motions*, J. Geophys. Res., Vol 83, p. 5331 - 5354.
- PENNINGTON W. D., MOONEY W. D., HISSENHOVEN R., MEYER H., RAMÍREZ J. E., MEYER R. (1981). *Resultados de un estudio de reconocimiento de microsismos en Bucaramanga, Colombia*. En: Investigaciones geofísicas sobre estructuras océano-continentales del Occidente colombiano. Inst. Geofísico, Univ. Javeriana, Bogotá, p. 49 - 62.
- RISNICHENKO YU. V. (1965a). *Relación entre el flujo de la masa rocosa y la sismicidad*. Ponencias de la Academia de Ciencias de URSS, 161, No.1.(en Ruso).
- RISNICHENKO YU. V. (1965b). *Acerca del flujo sísmico de la masa rocosa*. En: Dinámica de la corteza terrestre. Nauka, Moscú, (en Ruso).
- RISNICHENKO YU. V. (1985). *Problemas de la Sismología*. Obras Escogidas. Nauka, Moscú, (en Ruso), 408p.
- RISNICHENKO YU. V., DZIBLADZE E. A. (1976). *Velocidad de los movimientos verticales causados por flujo sísmico de la masa rocosa*. Rev. Fizika Zemli, Akad. Nauka URSS, (en Ruso), No.1, p. 23 - 31.
- RISNICHENKO YU. V., KOCHETOV V. M., MISHARINA L. A. GUILÉVA N. A. (1977). *Movimientos sismotectónicos verticales en las zonas de los Baicales*. Rev. Fizika Zemli, Akad. Nauka URSS, (en Ruso), No. 11, p. 41 - 52.
- RISNICHENKO YU.V., SOLOVEVA O.V., KUCHAY O.A., MIJAILOVA P.S., VACILEVA O.N. (1982). *Deformación sismotectónica de la corteza terrestre del sur de Asia Central*. Rev. Fizika Zemli, Akad. Nauka URSS, (en Ruso), No. 10, p. 90 - 104.
- RIVERA A. (1989). *Inversion du Tensor des contraintes et des mecanismes au foyer a partir*

des donnees de polarite pour une population de seismos (Application a l'Ecude du foyer de seismicite intermeiate de Bucaramanga - Colombia). These de Doctorat. Universite Louis - Pasteur de Strasburg, 266p.

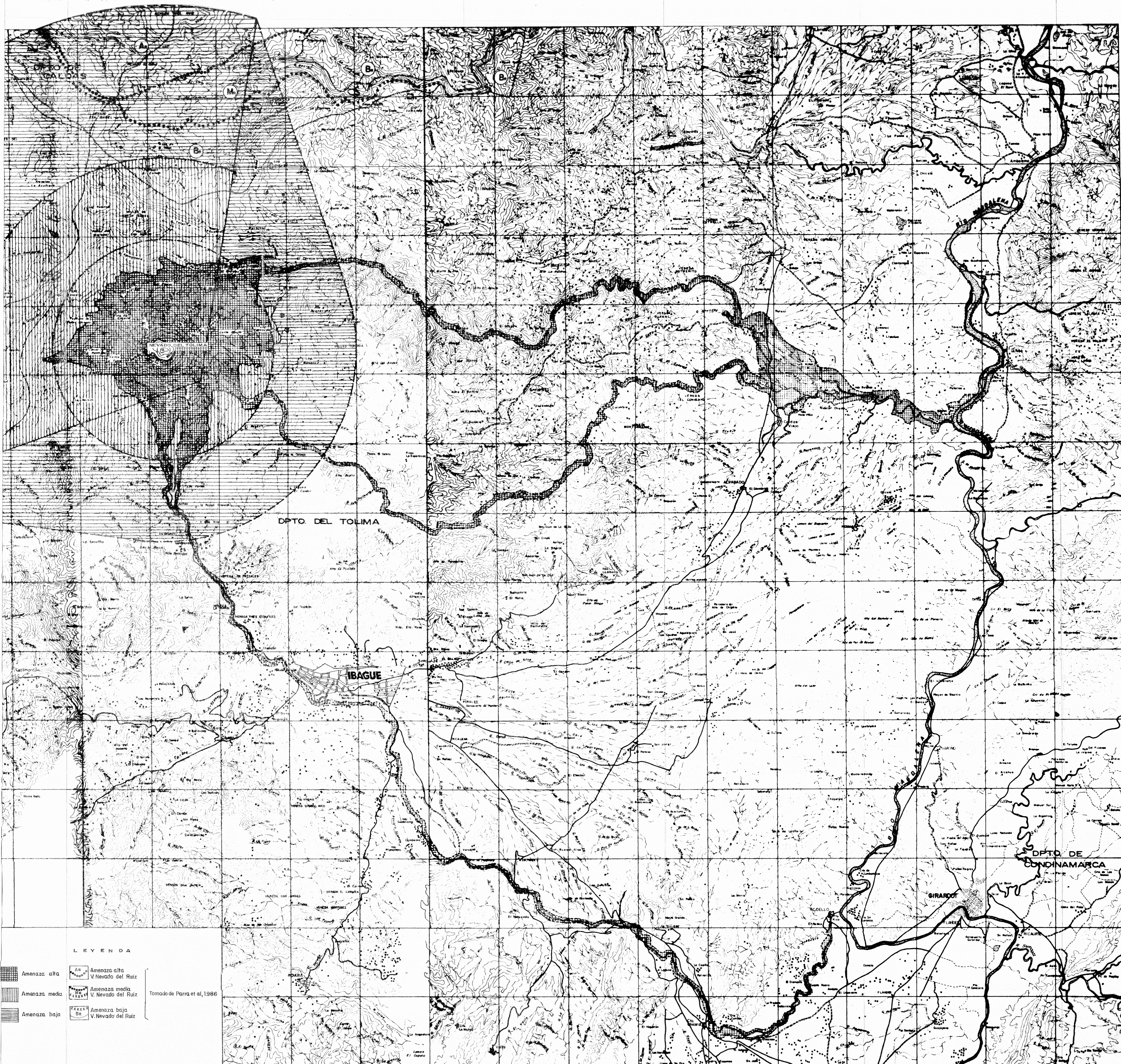
SALCEDO E. (1992). *Sismicidad y peligro sísmico de Colombia*. Tesis Ph.D. Edit. Univ. Estatal de Moscú, Moscú - Rusia, 268p.

SALCEDO E., CORAL-GÓMEZ C. (1994). *Atenuación de intensidades sísmicas en el territorio colombiano*. Rev. Geofísica Colombiana. (en imprenta).

SALCEDO E. Y OTROS (1994). *Proyecto Sismotectónica del territorio de Colombia*. INGEOMINAS. Informe interno, 48p.

TRYGGVASON E. and LAWSON J. E., Jr. (1970). *The intermediate earthquake source near Bucaramanga, Colombia*, Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 60, No. 1, p. 269 - 279.

YUNG S. L. (1979). *Acerca del mecanismo de deformación de un bloque sismoactivo de la corteza terrestre*, Rev. Fizika Zemli, Akad. Nauka URSS (en Rusó), No.10, p.14 - 23.



LEYENDA

	Amenaza alta		Amenaza alta V. Nevado del Ruiz
	Amenaza media		Amenaza media V. Nevado del Ruiz
	Amenaza baja		Amenaza baja V. Nevado del Ruiz

Tomado de Parra et al, 1986

REPUBLICA DE COLOMBIA
 INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS
 INGEOMINAS

MAPA PRELIMINAR DE AMENAZA VOLCANICA POTENCIAL DEL NEVADO DEL TOLIMA

0 1 2 3 4 5 Km.
 Escala: 1:100.000

Con la colaboración de JEAN-CLAUDE THOURET, U de Grenoble (Francia), MAURO ROSSI, U de Pisa (Italia)

