

ISSN - 0120 - 1425

BOLETIN GEOLOGICO



ESTRATIGRAFIA, PALEOCEANOLOGIA Y PALEOBIOGEOGRAFIA DE LA CUENCA DEL
ATRATO Y LA EVOLUCION DE PANAMA

Hermann Duque-Caro

EL BLOQUE DEL CHOCO EN EL NOROCCIDENTE SURAMERICANO: IMPLICACIONES
ESTRUCTURALES, TECTONOESTRATIGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS

Hermann Duque-Caro

Volumen 31, Nº 1 - pp. 1 - 71, 1990
Bogotá - Colombia
ISSN - 0120 - 1425

**Bol. Geol.
Ingeominas**

BOLETIN GEOLOGICO

INDICE GENERAL

	<u>Página</u>
H. Duque-Caro Estratigrafía, Paleocanografía y Paleobiogeografía de la Cuenca del Atrato y la evolución del Istmo de Panamá	3 - 46
H. Duque-Caro El Bloque del Chocó en el Noroccidente Suramericano: Implicaciones Estructurales, Tectonoestratigráficas y Paleogeográficas	47 - 71



Derechos Reservados por:

INGEOMINAS: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras
Diagonal 53 No. 34-53, Apartado Aéreo 4865
Bogotá, 2, 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

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO - MINERAS

**ESTRATIGRAFIA, PALEOCEANOGRAFIA Y PALEOBIOGEOGRAFIA
DE LA CUENCA DEL ATRATO Y LA EVOLUCION DEL
ISTMO DE PANAMA**

Por:

HERMANN DUQUE-CARO

1990

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	1
1. INTRODUCCION	1
2. ESTRATIGRAFIA Y METODOS	9
3. SECUENCIA PRE-CUENCA	11
3.1. FORMACION UVA	11
3.2. FORMACION NAPIPI	14
4. SECUENCIA CUENCA	17
4.1. FORMACION SIERRA	17
4.2. FORMACION MUNGUIDO	23
5. PALEOCEANOGRAFIA Y PALEOBIOGEOGRAFIA	27
5.1. FORMACION UVA	27
5.2. FORMACION NAPIPI	27
5.3. FORMACION SIERRA	30
5.3.1. IMPLICACIONES PALEOBATIMETRICAS	31
5.4. FORMACION MUNGUIDO	33
5.4.1. IMPLICACIONES PALEOBIOGEOGRAFICAS	34
6. INCONFORMIDADES	34
6.1. INCONFORMIDAD MIOCENO MEDIO TEMPRANO	35
6.2. INCONFORMIDAD MIOCENO MEDIO	35
6.3. INCONFORMIDAD MIOCENO SUPERIOR	36
6.4. INCONFORMIDAD PLIOCENO TEMPRANO	36
7. SUMARIO Y CONCLUSIONES	36
8. RECONOCIMIENTOS	39
9. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	39

FIGURAS

1. Localización y geología general del área	10
2. Características estratigráficas generales de las formaciones Uva y Napipí (Secuencia pre-cuenca) en el Pozo Opogadó-1	12
3. Formaciones oligocénicas a pliocénicas inferiores en el noroccidente suramericano con foraminíferos bentónicos	15
4. Características estratigráficas de las formaciones Sierra y Munguido en el Pozo Opogadó-1	18
5. Foraminíferos bentónicos seleccionados de la Formación Sierra, ordenados por sus ocurrencias más altas y ocurrencias comparables en algunas formaciones de la misma edad del Ecuador, Guatemala y California	24

6. Foraminíferos bentónicos seleccionados de la Formación Munguidó, ordenados por su ocurrencia más alta y ocurrencias comparables en formaciones de la misma edad del Pacífico y Caribe del noroccidente suramericano	28
7. Evolución paleoceanográfica y paleogeográfica del noroccidente suramericano durante el Neogeno. Circulación hipotética de superficie resultante de la interrupción del flujo caliente caribeño y de la intensificación de la corriente fría de California	29
8. Evolución tectónica, paleoceanográfica y paleobiogeográfica de la esquina noroccidental de Suramérica durante el Neogeno	32

TABLAS

1. Foraminíferos bentónicos de común ocurrencia en las formaciones oligocénicas a miocénicas Uva y Napipí del Pozo Opogadó-1	13
2. Foraminíferos planctónicos de común ocurrencia en las formaciones oligocénicas a miocénicas Uva y Napipí del Pozo Opogadó-1	15
3. Foraminíferos bentónicos de común ocurrencia en las formaciones miocénicas medias a pliocénicas Sierra y Munguido del Pozo Opogadó-1	19
4. Foraminíferos plantónicos de común ocurrencia en las formaciones miocénicas medias a pliocénicas Sierra y Munguido del Pozo Opogadó-1	21

RESUMEN

La Cuenca del Atrato, localizada en la costa pacífica del noroccidente suramericano, tiene características estratigráficas y bioestratigráficas similares a otras cuencas pacíficas costeras del sur centro americano y del norte suramericano.

Una evaluación de la estratigrafía y bioestratigrafía de foraminíferos con énfasis en fenómenos paleoceanográficos y paleobiogeográficos, han indicado lo siguiente: (1) Antes del Mioceno medio imperaron condiciones oceánicas profundas bien aireadas, asociadas con una circulación libre y activa a lo largo de los márgenes continentales muy pendientes del noroccidente suramericano. (2) Durante el Mioceno medio temprano tuvo lugar el primer levantamiento del Istmo de Panamá, como consecuencia de perturbaciones tectónicas que originaron cambios microfauísticos y circulatorios del océano, y cambios en los fenómenos sedimentarios de las costas pacíficas y caribeñas del noroccidente suramericano. (3) Durante el Mioceno medio (12,9 - 11,8 m.a.) ocurrieron cambios paleobatimétricos bruscos en la bioestratigrafía de los foraminíferos indicando otro gran levantamiento del istmo, del orden de los 1000 m. (4) Durante el Mioceno medio tardío, e inmediatamente después de este levantamiento, apareció repentinamente una microfauna bentónica de características pacíficas a lo largo de los márgenes costeros del noroccidente suramericano, desde California hasta el Golfo de Guayaquil en el Ecuador. Como estas asociaciones no ocurren en la región Caribe adyacente, se postula la existencia, durante esta época, de una barrera circulatoria entre el Pacífico y el Caribe, producto de la intensificación de la corriente fría de California. (5) Durante el Mioceno superior (7,0 - 6,3 m.a.) se restableció nuevamente la circulación cálida superficial del Caribe hacia el Pacífico y desapareció la influencia fría de la Corriente de California. Esto se ha podido deducir por la similitud progresiva de los registros fósiles correspondientes en las áreas costeras de los dos océanos, lo que a su vez ocurrió asociado con la colmatación rápida y desprofundización progresiva de las cuencas costeras. La desprofundización durante el Mioceno superior temprano, parece corresponder con el momento del primer intercambio de faunas de vertebrados entre Norteamérica y Suramérica. (6) Inmediatamente después del Plioceno temprano el Istmo de Panamá emergió completamente, creando así un ambiente favorable para el intercambio de faunas terrestres entre los dos continentes.

Como resultado de estas interpretaciones, se han podido reconocer 4 grandes inconformidades que aparecen asociadas con algunos de los hiatos regionales de los océanos: Mioceno medio temprano, Mioceno medio, Mioceno tardío y Plioceno temprano.

1. INTRODUCCION

La Cuenca del Atrato está localizada en la región costera pacífica del noroccidente colombiano, e incluye las llanuras pantanosas y selváticas del Valle del río Atrato, inmediatamente al occidente de la Cordillera Occidental. A su vez, forma parte de la franja estrecha del sureste centroamericano (Panamá y Costa Rica), actualmente una barrera geográfica que separa el Océano Pacífico del Mar Caribe.

La identificación de los diferentes fenómenos geológico-históricos asociados

con la emergencia del Istmo de Panamá, es fundamental para intentar cualquier reconstrucción paleogeográfica, paleoceanográfica y paleobiogeográfica entre los océanos Pacífico y Atlántico. Una evaluación de la bibliografía existente, muestra que las interpretaciones hechas hasta la fecha sobre la historia de la emergencia del Istmo de Panamá se pueden clasificar bajo tres enfoques diferentes e independientes:

- 1) Un enfoque físico basado principalmente en observaciones de los fenómenos físicos y geofísicos del continente y del océano. En el continente (noroccidente

colombiano y suroriente centroamericano), estudios combinados estructurales, geofísicos, estratigráficos y petrológicos (NYGREN, 1950; LLOYD, 1963; HAFFER, 1967, 1970; CASE *et al.* 1971; DENGGO, 1973, 1983; BARRERO, 1979; WEYL, 1980, entre otros) han planteado que esta región ha sufrido cuatro grandes períodos de perturbaciones tectónicas cenozoicas: durante el Paleoceno, durante el Eoceno medio, durante el Mioceno medio y durante el Plioceno-Pleistoceno. En el océano, por otro lado, las observaciones geofísicas y paleoceanográficas del Océano Pacífico ecuatorial y de las cuencas adyacentes de Panamá y Colombia, han indicado: (a) que la cuenca de Panamá oriental se formó hace 27 m.a. (LONSDALE and KLITGORD, 1978); (b) que el primer cambio en la circulación oceánica a través de Centroamérica posiblemente relacionado a un levantamiento tectónico submarino del Istmo de Panamá, ocurrió durante el Mioceno inferior (KELLER and BARRON, 1983; McDOUGALL, 1985); (c) que los estrechos a través de Panamá se restringieron durante el Mioceno medio (HOLCOMBE and MOORE, 1977; MOORE *et al.*, 1978; McDOUGALL, 1985); (d) que el corredor marino somero a través de esta franja centroamericana se restringió aun más durante el Mioceno superior (McDOUGALL, 1985; SAVIN and DOUGLAS, 1985); y (e) que la clausura final del pasaje marino centroamericano tuvo lugar durante el Plioceno inferior (VAN ANDEL *et al.*, 1971; EMILIANI *et al.*, 1972; KANEPS, 1979, entre otros).

2) Un enfoque bioestratigráfico y paleobiogeográfico fundamentado en observaciones del registro fósil marino y continental, también con interpretaciones de la emergencia del Istmo de Panamá y sus implicaciones en: (a) el cese circulatorio entre los océanos Pacífico y Atlántico (BERGGREN and HOLLISTER, 1974; SAITO, 1976; KEIGWIN, 1978, 1982, entre otros), y (b), en la migración e intercambio de faunas y floras continentales entre Norteamérica y Suramérica (WHITMORE and STEWART, 1965; WOODRING, 1965, 1978; KEAST *et al.*, 1972; OLSSON, 1972; MARSHALL *et al.*, 1982; PETUCH, 1982; MARSHALL,

1985; JONES and HASSON, 1985, entre otros). Estos estudios están en general de acuerdo en que tanto el cese circulatorio superficial entre los océanos Pacífico y Atlántico, como el gran intercambio americano de faunas continentales, ocurrió durante el Plioceno, aproximadamente entre 3,1 y 2,4 m.a. y que durante los comienzos del Mioceno superior tuvo lugar un primer intercambio entre los 9,3 y 8,0 m.a. (MARSHALL, 1985; WEBB, 1985).

3) Un enfoque paleobatimétrico, ha interpretado las oscilaciones paleobatimétricas resultantes del estudio del registro bioestratigráfico de foraminíferos y radiolarios, particularmente del Cenozoico colombiano y panameño (BANDY, 1970; DUQUE-CARO, 1972, 1975; BANDY and CASEY, 1973) y comparaciones con las distribuciones batimétricas actuales de estos organismos en los océanos. Estos estudios han planteado la existencia de un ciclo marino profundo desde el Cretáceo superior hasta el Mioceno medio, seguido por un ciclo marino progresivamente más somero desde el Mioceno superior hasta el Plioceno.

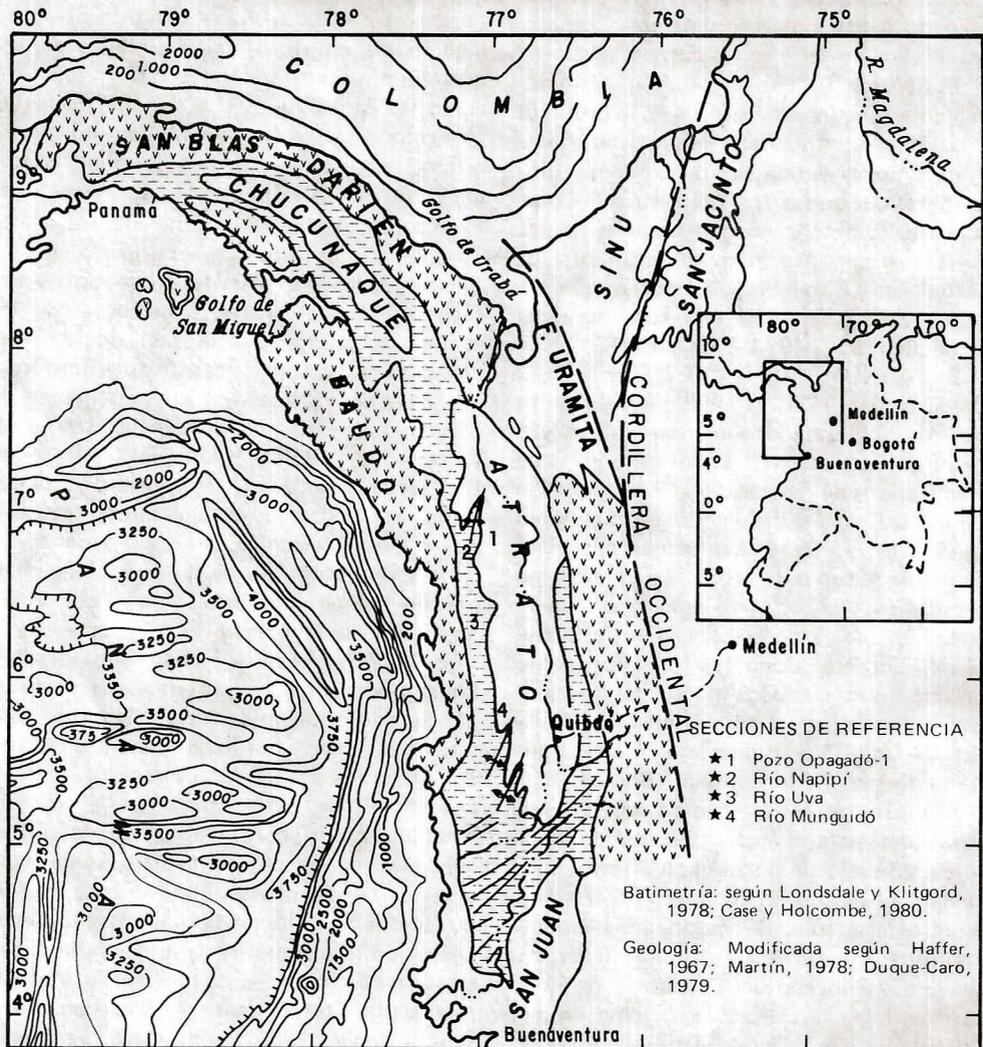
Si se integran los diferentes fenómenos y edades correspondientes de estas interpretaciones, se puede observar que antes del Mioceno inferior no hay evidencias de cambios paleocirculatorios entre los océanos Pacífico y Atlántico, que pudieran relacionarse con la emergencia del Istmo de Panamá, y que estas condiciones marinas profundas, prevalecieron en la mayor parte del sur centroamericano y noroccidente colombiano durante el intervalo Cretáceo superior - Mioceno medio. Sin embargo, el registro del Cenozoico inferior (Paleogeno) en el sur centroamericano y en las áreas costeras más noroccidentales colombianas, es muy difícil de interpretar paleogeográficamente ya que está incoherentemente expuesto y muy pobremente documentado. Así, las ocurrencias aisladas, discontinuas y caóticas de bloques cretácicos y paleogenos, tanto de ambientes profundos como someros (DUQUE-CARO, 1990 en imprenta) han impedido las reconstrucciones paleogeográficas coherentes. Sin embargo, es muy importante tener en cuenta

que la mayor parte de las interpretaciones actuales, relacionadas con este tema, se han originado a partir de estudios en el océano Pacífico ecuatorial y en las cuencas adyacentes de Colombia y Panamá, de ahí que prácticamente ninguna esté basada en la geología de las áreas continentales adyacentes. Existen muy pocos estudios estratigráficos y bioestratigráficos en las áreas terrestres del noroccidente suramericano con base en faunas fósiles marinas, por ejemplo foraminíferos bentónicos. La mayor parte de las referencias conocidas se relacionan con moluscos (OLSSON, 1932, 1972; WOODRING, 1965, 1978; BANDY, 1970; PETUCH, 1982; JONES and HASSON, 1985). Por lo tanto este estudio busca documentar con mayor precisión la estratigrafía y bioestratigrafía de foraminíferos del Oligoceno al Plioceno de la Cuenca del Atrato, teniendo en cuenta su posición geográfica y abundantes microfauas que la hacen muy propicia para este tipo de estudios. Así, se pudo tener acceso a información básica no publicada en los archivos de Ecopetrol, Bogotá, y se complementó con trabajo de campo a lo largo de las carreteras de Medellín a Turbo, Medellín a Quibdó y de Quibdó a Istmina y a Pereira. En la misma forma, en Ingeominas, Bogotá, también se dispuso de muestras de superficie de localidades estratigráficas típicas y de material de subsuelo de pozos exploratorios de la Cuenca del Atrato. El Profesor A.G. Fischer, en la Universidad de Princeton, amablemente suministró muestras de foraminíferos del Mioceno y Plioceno del Ecuador y de Panamá oriental; el "Deep Sea Drilling Project (DSDP)" y el "Ocean Drilling Program (ODP)" suministraron muestras de referencia de las perforaciones oceánicas DSDP Site 158, Cuenca de Panamá y DSDP Site 154A, Cuenca de Colombia. Estos materiales han contribuido y han permitido precisar mejor las correlaciones bioestratigráficas del intervalo Mioceno - Plioceno en las secuencias marinas del noroccidente suramericano.

2. ESTRATIGRAFIA Y METODOS

Hasta la fecha, la estratigrafía de la Cuenca del Atrato ha sido muy poco conoci-

da, de ahí que aun no haya claridad en cuanto a alguna nomenclatura formal. Por lo tanto, en este estudio se ha escogido una nomenclatura estratigráfica, no publicada formalmente, original de Haffer (1967) que incluye las formaciones Uva, Napipí, Sierra y Munguidó. La Formación Munguidó, no es original de Haffer, pero se propone como nueva unidad para la porción superior de la Formación Sierra. Esta nomenclatura se ha seleccionado por dos razones principales: (1) fue originalmente descrita de secciones de superficie en el margen occidental de la cuenca (Fig. 1), donde las asociaciones planctónicas y bentónicas de foraminíferos son muy abundantes y bien preservadas, y donde hay menos influencia terrígena (NYGREN, 1950; HAFER, 1967), y (2), porque el pozo de referencia de este estudio, el Opo-gadó-1, es la sección estratigráfica y bioestratigráfica de subsuelo más completa y representativa de la región, y además porque está también localizada en el margen occidental de la cuenca (Fig. 1). En esta región, los foraminíferos planctónicos y radiolarios predominan en el intervalo Oligoceno - Mioceno inferior, mientras que los foraminíferos bentónicos son los dominantes dentro de la mayor parte del Mioceno medio al Plioceno. Además, estas características se han complementado con ocurrencias de pirita, glauconita y niveles de cenizas volcánicas, y restos de moluscos y de peces, datos que integrados han servido de base para la caracterización estratigráfica y bioestratigráfica, e interpretación de la Cuenca del Atrato. Para este estudio solamente se contó con muestras de zanja (ditch cuttings) del Pozo Opo-gadó-1, de ahí que la contaminación artificial y mezcla de rocas, común en este tipo de muestras, se minimizó (a), comparando los cambios litológicos con los registros eléctricos y niveles de revestimiento (casing levels); (b), utilizando las abundancias y primeras ocurrencias en el sentido de la perforación, tanto litológicas como micropaleontológicas como control estratigráfico principal, y (c), comparando las ocurrencias más altas y más bajas de las especies de foraminíferos con el material de referencia disponible de las secciones superficiales de las áreas circunvecinas, por ejemplo, las de los ríos Napipí, Uva y



-  Depósitos marinos progresivamente someros de edad Mioceno medio tardío a Plioceno (Mega-secuencia Cuenca). Predominio de aporte terrígeno en el costado oriental. Incluye depósitos continentales más jóvenes, no diferenciados.
-  Depósitos marinos profundos de edad Oligoceno a Mioceno medio (Secuencia pre - Cuenca). Influencia terrígena variable de norte a sur.
-  Complejo volcánico-sedimentario con bloques exóticos de diferentes tamaños (hasta kilómetros de longitud), de diferentes edades (Cretáceo superior a Neogeno), caóticamente dispuestos. Incluye intrusivos félsicos de edad terciaria.

FIG. 1: Localización y geología general del área.

Munguidó en el margen occidental de la cuenca, la de la carretera de Medellín - Quibdó, al oriente (Fig. 1), y la de Carmen - Zambrano en el norte. Así, los rangos bioestratigráficos encontrados se compararon con los conocidos en el norte suramericano caribeño (REDMOND, 1953; PETERS and SARMIENTO, 1956; RENZ, 1948; BLOW, 1959), y con los de las áreas pacíficas costeras del noroccidente suramericano y de California (SIGAL, 1969; KLEINPELL, 1938, 1980, entre otros). En la misma forma, la bioestratigrafía planctónica, se verificó comparándola con algunos de los patrones actuales tanto del Caribe como del Pacífico ecuatorial (BLOW, 1969; BRONNIMANN and RESIG, 1971), y con material de las secuencias oceánicas profundas DSDP-158 y 154A, en el intervalo Mioceno superior a Plioceno. Por otra parte, la identificación de la mayor parte de las especies de foraminíferos bentónicos se llevó a cabo en el Museo de Historia Natural de Washington, D.C. y en las colecciones del autor en el Ingeominas.

Para los fines de este estudio, la evolución paleobatimétrica, paleoceanográfica y paleobiogeográfica de la Cuenca del Atrato, se ha organizado bajo el marco de dos grandes secuencias: Pre-Cuenca y Cuenca. Estas secuencias representan respectivamente el episodio pre-Mioceno medio, cuando las áreas al occidente de la Cordillera Occidental estuvieron abiertas al océano, y el episodio post-Mioceno medio, cuando las cuencas de Atrato y Chucunaque se comenzaron a desarrollar (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta).

3. SECUENCIA PRE-CUENCA

Corresponde a la porción superior del ciclo marino profundo de edad Cretáceo superior - Mioceno medio en el noroccidente suramericano (BANDY, 1970). Se ha subdividido en las formaciones Uva y Napipí, como se describe a continuación.

3.1. FORMACION UVA

3.1.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Esta formación (HAFFER, 1967), la más antigua de la cuenca (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta), se describió originalmente del río Uva, en el margen occidental del valle del Atrato (Fig. 1). Consiste en carbonatos (calizas y lodolitas), con foraminíferos y radiolarios e inclusiones de vidrio volcánico. Estas facies aparecen típicamente desarrolladas en los márgenes exteriores de la cuenca, donde reposan en contacto fallado sobre rocas principalmente volcánicas oceánicas, tanto en la Serranía de Baudó (río Uva) como en los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental, carretera Quibdó - Medellín, y ríos aledaños. En los flancos occidentales de la Cordillera Occidental, a lo largo de los ríos que fluyen hacia el río Atrato y a lo largo de la carretera de Medellín a Quibdó, se han observado intercalaciones de areniscas finas a medias hacia el norte, que aumentan tanto en grano como en espesor hacia el sur, suprayaciendo las calizas basales con intercalaciones de lodolitas. En el pozo Orogadó-1 (Fig. 2), esta formación se reconoció entre 2759,1 m (9050 ft) y 3186 m (10.450 ft). De abajo hacia arriba consiste principalmente en carbonatos carmelita claro a amarillos (2.5Y) y carmelita muy oscuro (10YR), con intercalaciones chertosas hacia la base (Fig. 2), seguida de lodolitas calcáreas gris oliva (5Y) y carmelita a carmelita oscuro (10YR), con niveles de areniscas volcánicas hacia el techo. Los foraminíferos planctónicos y los radiolarios son muy abundantes con una relación planctónicos/bentónicos mayor que 100:1. La fauna bentónica es relativamente escasa y representada por la asociación de *Cibicoides-Uvigerina* (Tabla 1). El límite superior se ha puesto a 2759,1 m (9050 ft) donde ocurren intercalaciones de areniscas volcánicas y un cambio abrupto tanto en la litología (menos cantidad de lodolitas calcáreas) como en la abundancia microfauística. La relación planctónicos/bentónicos disminuye a menos de 80:1. La base se ha marcado a 3186 m (10.450 ft) con la ocurrencia de una secuencia terrígena desconocida (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta).

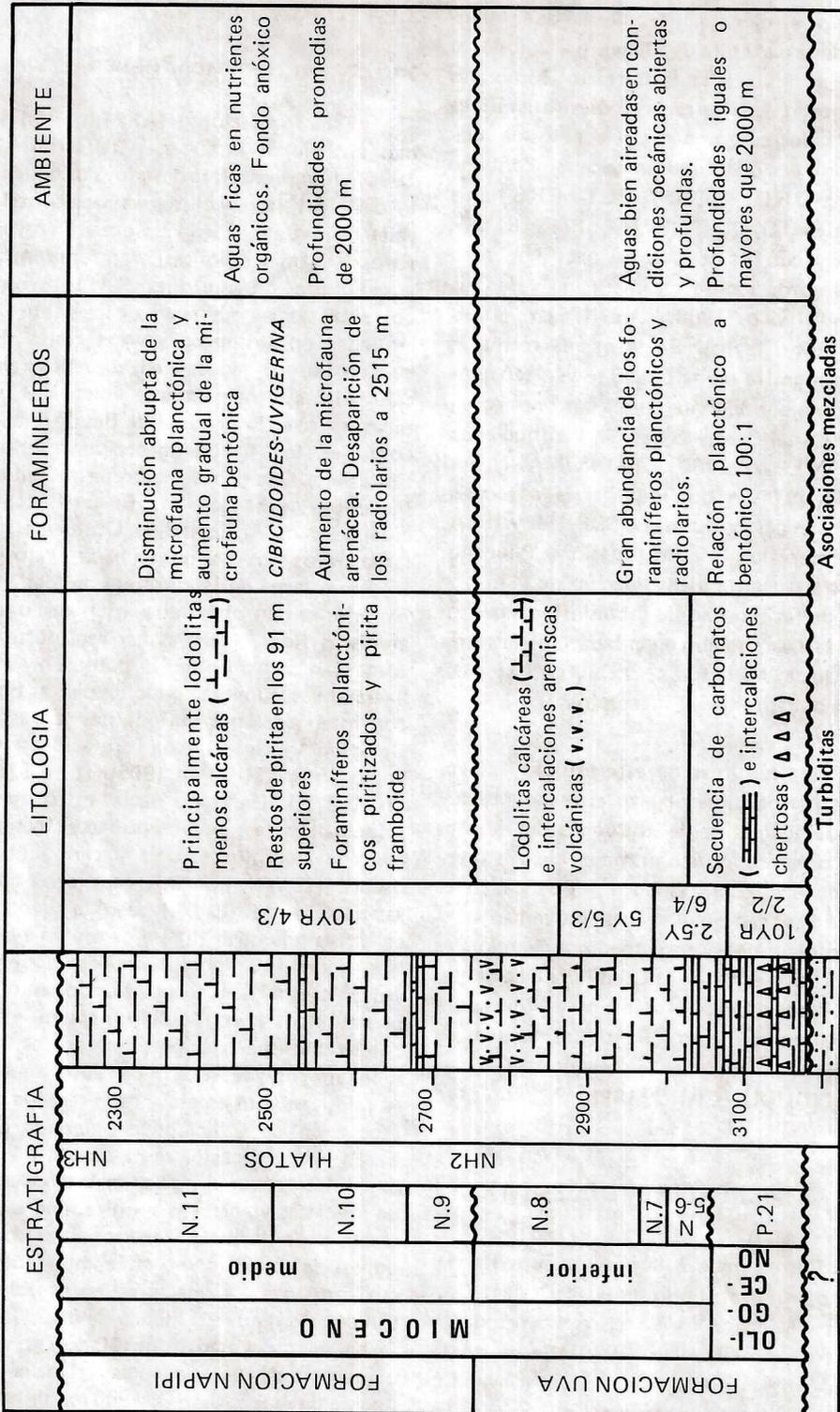


FIG. 2: Características estratigráficas generales de las formaciones Uva y Napipí (Secuencia Pre-Cuenca) en el Pozo Opogadó-1.

TAB. 1: Foraminíferos bentónicos de común ocurrencia en las formaciones oligocénicas a miocénicas Uva y Napipí del Pozo Opopadó-1.

**Nivel de Ocurrencia
más alta**

2225,6 m (7300 ft)		<i>Martinottiella</i> sp.
" "		<i>Martinottiella communis</i> D'Orbigny
" "		<i>Stilostomella nuttalli</i> Cushman & Jarvis
" "		<i>Bolivina pisciformis</i> Galloway & Morrey
" "		<i>Bulimina</i> cf. <i>alligata</i> Cushman & Laiming
" "	+	<i>Bulimina mexicana</i> Cushman
" "		<i>Sphaeroidina bulloides</i> D'Orbigny
" "		<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady)
" "		<i>Melonis pompilioides</i> (Fichtell & Moll)
" "		<i>Melonis barleeanus</i> (Williamson)
" "		<i>Pullenia bulloides</i> D'Orbigny
" "		<i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss)
" "		<i>Oridorsalis ecuadorensis</i> (Galloway & Morrey)
" "	+	<i>Uvigerina carapitana</i> Hedberg
" "		<i>Uvigerina rustica</i> Cushman & Edwards
" "		<i>Cibicidoides crebbsi</i> (Hedberg)
" "		<i>Cibicidoides floridanus</i> (Cushman)
" "		<i>Hanzawaia mantaensis</i> (Galloway & Morrey)
" "	+	<i>Planulina renzi</i> Cushman & Stainforth
" "		<i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> (Schwager)
" "		<i>Gyroidina soldanii</i> (D'Orbigny)
" "	*	<i>Siphogenerina lamellata</i> Cushman
" "	+ *	<i>Siphogenerina collomi</i> Cushman
2314,0 m (7590 ft)	+	<i>Anomalinoidea trinitatensis</i> (Nuttall)
" "	+	<i>Uvigerina mantaensis</i> Cushman & Edwards
" "		<i>Nodosaria stainforthi</i> Cushman & Renz
" "		<i>Nodosaria longiscata</i> D'Orbigny
" "		<i>Siphogenerina hubbardi</i> Galloway & Heminway
2347,5 m (7700 ft)	+	<i>Planulina karsteni</i> Petters & Sarmiento
" "	+	<i>Uvigerina gallowayi</i> Cushman
" "		<i>Pseudonodosaria comatus</i> (Batsch)
2359,7 m (7740 ft)		<i>Anomalinoidea cicatricosa</i> (Schwager)
2423,8 m (7950 ft)		<i>Bulimina alazanensis</i> (Cushman)
2515,2 m (8250 ft)	+	<i>Anomalinoidea pompilioides</i> (Galloway & Heminway)
" "		<i>Guttulina irregularis</i> (D'Orbigny)
" "	+	<i>Vulvulina spinosa</i> Cushman
2713,4 m (8900 ft)	+	<i>Uvigerina schwageri</i> Brady
2881,0 m (9450 ft)	+	<i>Cibicidoides perlucidus</i> (Nuttall)
2942,0 m (9650 ft)	+	<i>Cibicidoides mexicanus</i> (Nuttall)

* Especies con su ocurrencia más alta dentro de la porción inferior de la Formación Sierra suprayacente.

+ Especies robustas.

3.1.2. EDAD

A la Formación Uva se le ha asignado una edad comprendida entre el Oligoceno, Zona P.21, *Globigerina angulisuturalis*/*Globorotalia opima opima* y el Mioceno temprano, Zona N.9 *Globorotalia peripheroronda* (BLOW, 1969).

En el Pozo Opogadó-1 estas zonas se reconocieron así (Tabla 2):

Zona P.21 (Oligoceno): entre la ocurrencia más alta de *Globigerina angulisuturalis* a 3064 m (10.050 ft) y el techo de la secuencia desconocida de turbiditas a 3186 m (10.450 ft; Fig. 2). No se encontraron evidencias de las zonas inferiores del Oligoceno.

Zonas P.22 a N.4 (Oligoceno-Mioceno): estas zonas no se pudieron reconocer claramente debido a la poca recuperación inmediatamente encima del intervalo estratigráfico de P.21, y es posible que falten.

Zonas N.5 a N.6 (Mioceno inferior): entre la ocurrencia más alta de *Catapsydrax dissimilis* a 3003 m (9850 ft) y el techo de la Zona P.21.

Zona N.7: entre la ocurrencia más alta de *Catapsydrax stainforthi* a 2972 m (9750 ft) y el techo de la Zona N.6.

Zona N.8: entre la ocurrencia más alta de *Praeorbulina glomerosa curva* a 2789,6 m (9150 ft) y el techo de la Zona N.7.

Zona N.9 (porción inferior, Mioceno medio temprano): entre la ocurrencia simultánea de *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides sicanus* y *Globigerinoides diminutus* a 2759,1 m (9050 ft), inmediatamente encima de la ocurrencia más alta de *Praeorbulina glomerosa curva*. El techo de esta zona se reconoció dentro de la Formación Napipí suprayacente (ver 3.2).

3.1.3. AMBIENTE

El predominio de foraminíferos planctónicos y radiolarios y la poca abundancia de foraminíferos bentónicos, junto con la ocu-

rrencia de *Melonis pompilioides* y *Gyroidina soldanii* (Tabla 1; Fig. 2) recuerda asociaciones comparables reconocidas en perforaciones oceánicas profundas (DSDP) en el Océano Pacífico ecuatorial (cf. DOUGLAS, 1973) y las asociaciones "Ocean Margin/High Sedimentation" (WOODRUFF, 1985), a profundidades de 2000 m o más (cf. BANDY, 1961; INGLE, 1967, 1980). En la misma forma, las ocurrencias características de carbonatos acompañados de microfauna planctónica abundante, son indicativas de aguas jóvenes profundas bien aireadas (BERGER, 1970).

3.1.4. CORRELACION

Las faunas planctónicas y bentónicas de foraminíferos de la Formación Uva son también características de las formaciones oligocénicas y miocénicas del Ecuador costero (GALLOWAY and MORREY, 1929; SIGAL, 1969; Fig. 3), Panamá (ICSC, 1968), Colombia noroccidental (PETTERS and SARMIENTO, 1956), y de otras áreas en los márgenes costeros caribeños.

3.2. FORMACION NAPIPI

3.2.1. CARACTERISTICAS GENERALES

La localidad tipo de esta formación está localizada a lo largo del río Napipí (Fig. 1), al occidente del río Atrato (HAFFER, 1967). Está compuesta principalmente de lodolitas hemipelágicas grises nodulares con inclusiones de nódulos calcáreos y con intercalaciones lenticulares y nodulares de calizas que suprayacen las facies calcáreas de la Formación Uva. En el margen oriental de la cuenca, a lo largo de los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental se observa una secuencia de sedimentos arenarcillosos que aumentan su granulometría hacia el sur, encima de la Formación Uva; faltarían así en estas áreas las facies típicas de la Formación Napipí. En el Pozo Opogadó-1, la Formación Napipí (Fig. 2) se reconoció entre las profundidades de 2759,1 m (9050 ft) y 2225,6 m (7300 ft). Consiste en lodolitas carmelitas a oscuras (10YR) acompañadas por restos orgánicos y de foraminíferos piritizados, particularmente hacia los 91 m superiores.

TAB. 2: Foraminíferos planctónicos de común ocurrencia en las formaciones oligocénicas a miocénicas Uva y Napipí del Pozo Opogadó-1.

Nivel de ocurrencia más alta

	* <i>Orbulina universa</i> D'Orbigny
	* <i>Orbulina suturalis</i> Bronnimann
	* <i>Globorotalia siakensis</i> Le Roy
2225,6 m (7300 ft)	<i>Globorotalia mayeri</i> Cushman & Ellisor
" "	<i>Globigerinoides subquadratus</i> Bronnimann
2271,3 m (7450 ft)	<i>Globorotalia praemenardii</i> Cushman & Stainforth
2484,7 m (8150 ft)	<i>Globorotalia peripheroacuta</i> Blow & Banner
2500,0 m (8200 ft)	<i>Globorotalia praefohsi</i> Blow & Banner
2637,2 m (8650 ft)	<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow & Banner
2759,1 m (9050 ft)	<i>Globigerinoides sicanus</i> De Stefani
2789,6 m (9150 ft)	<i>Praeorbulina glomerosa curva</i> Blow
2820,1 m (9250 ft)	<i>Gloribegerina pseudociperoensis</i> Blow
2881,1 m (9450 ft)	<i>Globigerina angustiumblicata</i> (Bolli)
2972,5 m (9750 ft)	<i>Catapsydrax stainforthi</i> Bolli, Loeblich & Tappan
3003,0 m (9850 ft)	<i>Catapsydrax dissimilis</i> (Cushman & Bermudez)
3018,3 m (9900 ft)	<i>Globigerina tripartita</i> Koch
3064,0 m (10050 ft)	<i>Globorotalia opima opima</i> Bolli
" "	<i>Globigerina angulisuturalis</i> (Bolli)

* Especies con nivel de ocurrencia más alta dentro de las formaciones Sierra y Munguidó.

		PACIFICO			CARIBE	
EDAD		PERU	ECUADOR	COLOMBIA	PANAMA	COLOMBIA
PLIOCENO	inferior	Cardalitos Montera Zorritos	Borbon Progreso Daule	Munguidó	Gatún	Tubará Cerrito
	superior		Charapoto Angostura Onzole	Sierra	Sabana	Perdices Cuesta
MIOCENO	medio	HIATO MIOCENO MEDIO				
	inferior	Mancora	Tosagua	Napipí	Culebra Uscari	Rancho
OLIGOCENO	superior		Viche	Uva	Clarita Aguagua Arusa	Carmen Aguasvivas

FIG. 3: Formaciones oligocénicas a pliocénicas inferiores en el noroccidente suramericano con foraminíferos bentónicos diagnósticos. Modificado y simplificado según Bandy (1970) y Duque-Caro (1972, 1975).

En contraste con la abundancia y el predominio de la microfauna planctónica de la Formación Uva, esta unidad se distingue por la menor abundancia de la microfauna planctónica y un aumento gradual hacia arriba de la fauna bentónica donde son comunes las formas robustas de *Cibicoides*, *Uvigerina* y *Planulina* y la ocurrencia de microfauna arenácea (Tabla 1; Fig. 2). El límite superior de esta unidad se ha marcado a 2225,6 m (7300 ft) y coincide con la última ocurrencia de 21 especies de foraminíferos bentónicos, que por lo tanto no ocurren en la Formación Sierra suprayacente, y que tienen importancia crítica en la interpretación paleoceanográfica, paleobiogeográfica y evolución tectónica del pasaje Pacífico - Atlántico. La base se define con las mismas características ya descritas para el techo de la Formación Uva. Otras características importantes notadas dentro de este intervalo estratigráfico, son la desaparición de los radiolarios a 2515,2 m (8250 ft) después de una disminución gradual de su abundancia, que coincide con la ocurrencia más alta de *Anomalinoidea pompilioides*, *Vulvulina spinosa* y *Guttulina irregularis* (Tabla 1). Aquí es importante anotar la gran utilidad que tienen estos bio-eventos como herramientas de correlación, ya que estas tres especies son distintivas de las áreas costeras del noroccidente suramericano, donde su ocurrencia no es más joven que el Mioceno medio temprano, por ejemplo, en el Ecuador (SIGAL, 1969), en el noroccidente colombiano (*Guttulina caudriae* Subzone, PETERS and SARMIENTO, 1956), y en Venezuela (RENZ, 1948; BLOW, 1959).

3.2.2. EDAD

La Formación Napipí tiene una edad que abarca gran parte del Mioceno medio, desde la Zona N.9, *Orbulina suturalis*-*Globorotalia peripheroronda* hasta la Zona N.11 *Globorotalia praefohsi* (BLOW, 1969). En el Pozo Opogadó-1, se reconocieron estas zonas (Tabla 2):

Zona N.9 (Mioceno medio temprano): Entre la ocurrencia simultánea de *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides sicanus* y *Globigerinoides*

diminutus dentro de la porción superior de la Formación Uva infrayacente y la ocurrencia a 2667,7 m (8750 ft) de *Globorotalia peripheroronda* y *Globorotalia peripheroacuta*.

Zona N.10: entre la ocurrencia simultánea de *Globorotalia peripheroronda* y *Globorotalia peripheroacuta* y ocurrencia a 2500 m (8200 ft) de *Gr. peripheroacuta* y *Gr. praefohsi*.

Zona N.11: entre la ocurrencia simultánea de *Gr. peripheroacuta* y *Gr. praefohsi* en el tope de la formación y la base de la Formación Sierra suprayacente que marca un contraste tanto ambiental como microfaunístico, como se verá más adelante.

3.2.3. AMBIENTE

La mayor parte de las especies bentónicas reconocidas en esta formación, por ejemplo *Melonis pompilioides* y *Gyroidina soldanii*, también se encuentran en la Formación Uva (Tabla 1), de ahí que las condiciones paleobatimétricas se consideren iguales o mayores que 2000 m. Por otro lado la presencia de foraminíferos bentónicos robustos y la poca abundancia de foraminíferos planctónicos, acompañados por la ocurrencia común de *Uvigerina* spp, foraminíferos planctónicos piritizados y piritra framboide, están indicando que la Formación Napipí estuvo afectada por aguas ricas en nutrientes orgánicos. Ya es muy conocida en la literatura sobre el tema, la preferencia de *Uvigerina* por los sedimentos ricos en materia orgánica en condiciones de oxígeno restringidas (LOHMAN, 1978; MILLER and LOHMAN, 1982; WOODRUFF, 1985; MULLINS *et al.*, 1985, entre otros) lo mismo que la relación de abundancia entre planctónicos y bentónicos, las concentraciones de carbonato de calcio bajas, asociados con una pobre preservación en áreas de alta productividad (BERGER, 1970; BERGER and SOUTAR, 1970). A lo anterior se le puede añadir la ocurrencia de piritra sedimentaria dentro de la Formación Napipí en el Pozo Opogadó-1, que está ligada a condiciones de superficie de alta productividad debido a la reducción de la mate-

ría orgánica en un ambiente anóxico sulfídico por debajo de la interfase agua-sedimento (cf. BERNER, 1970, 1981).

3.2.4. CORRELACION

En la misma forma que en la Formación Uva, la microfauna de la Formación Napipí también ocurre en las formaciones miocénicas marinas del Ecuador costero (SIGAL, 1969; Fig. 3), Panamá (CUSHMAN, 1918; ICSC, 1968), Colombia noroccidental (PETTERS and SARMIENTO, 1956), y en el resto del área caribeña.

4. SECUENCIA CUENCA

A diferencia de las condiciones de mar abierto indicadas por la secuencia pre-Cuenca anteriormente discutida, esta se desarrolló en una cuenca de las clasificadas como interior de borde (inner borderland basins, DOUGLAS and HEITMAN, 1979), inmediatamente después de las perturbaciones tectónicas del Mioceno medio. Esta secuencia se compone de las formaciones Sierra y Munguidó que corresponden aquí a las porciones inferior y superior, respectivamente, de la Formación Sierra original (HAFFER, 1967).

4.1. FORMACION SIERRA

4.1.1. CARACTERISTICAS GENERALES

La descripción original fue hecha por Haffer (1967) en el río Munguidó, al occidente de la cuenca (Fig. 1) con secciones suplementarias de referencia en los ríos Uva y Napipí. Consiste principalmente en una sucesión calcárea con limolitas duras, grises oscuras a grises, que gradan localmente a lodolitas limolíticas y areniscas arcillosas de grano fino, en su porción inferior, y de lodolitas en su parte superior con niveles de areniscas de grano medio grises azulosas, conglomeráticas y carbonáceas, y con un espesor total de 3000 m (HAFFER, 1967). Según la descripción de HAFFER hay suficiente contraste tanto litológico como geomorfológico en el área tipo, entre los escarpes de la porción inferior y los valles de la porción superior, que

justifican una subdivisión de la secuencia original en dos nuevas unidades formales, lo que también se apoya en el hecho en que tanto en Panamá oriental como en el noroccidente colombiano, inmediatamente adyacentes, el intervalo cronoestratigráfico comprendido por la Formación Sierra de Haffer está representado por dos unidades litoestratigráficas (Fig. 3). Por esta razón, el nombre de Sierra se utilizará de aquí en adelante para la porción inferior únicamente de la secuencia original. En el Pozo Opogadó-1, esta formación así redefinida, se reconoció desde los 1420,7 m (4660 ft) hasta los 2225,6 m (7300 ft) en una facies de lodolitas calcáreas carmelitas grisosas oscuras (2,5Y) con algunas intercalaciones de calizas, dolomitas y limolitas (Fig. 4) y gran abundancia de foraminíferos bentónicos y planctónicos, donde es notable el predominio de especímenes grandes y robustos de *Uvigerina*, *Valvulinera* y *Bulimina* (Tablas 3 y 4).

La base de la Formación Sierra se reconoció en el nivel donde desaparecen las 21 especies bentónicas, es decir en el tope de la Formación Napipí como se vió anteriormente, y donde inmediatamente encima es reemplazada por una asociación bentónica muy abundante y completamente diferente (Tabla 3). El techo se colocó a 1420,7 m (4660 ft) en un nivel de glauconita muy distintivo que a su vez coincide con la ocurrencia más alta del predominio de especies de foraminíferos grandes y robustos, y donde los géneros *Uvigerinella* y *Bolivina* son característicos (Tabla 3).

4.1.2. EDAD

La Formación Sierra tiene una edad comprendida entre el Mioceno medio (Zona N.13, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens-Globigerina druryi*) y el Mioceno superior temprano (Zona N.17, *Globorotalia tumida plesiotumida*, BLOW, 1969). En el Pozo Opogadó-1, estas zonas se reconocieron así (Tabla 4; Fig. 4):

Zonas N.13 a N.14 (Mioceno medio): desde la ocurrencia simultánea a 2195, 1 m (7200 ft) de *Sphaeroidinellopsis subdehiscens sub-*

EADADES	TECTONICA	PALEOCEANOGRAFIA	PALEOBIOGEOGRAFIA		HIATOS Y CLIMAS
			MARINA	TERRESTRE	
MIOCENO TEMPRANO 3.7 - 3.1 m.a.	Levantamiento y emergencia completa del istmo panameño	Conexión somera cerrada. Caída del nivel del mar	Disminución de las afinidades caribeñas	Inicio del gran inter-cambio americano	NH 8 Frío
MIOCENO TARDIO A MIOCENO TEMPRANO 6.3 - 3.7 m.a.	Levantamiento a profundidades < 50 m	Conexión somera restringida. Fondo anóxico. Subida del nivel del mar	Afinidades caribeñas y californianas		Cálido
MIOCENO TARDIO 7.0 - 6.3 m.a.	Levantamiento a profundidades < 150 m	Conexión somera restringida. Final de la corriente fría de California. Caída del nivel del mar			NH 6 Frío
MIOCENO TARDIO 8.6 - 7.0 m.a.	Levantamiento a profundidades entre 600 y 200 m	Conexión somera abierta. Aguas de la corriente de California frías y bien aireadas	Afinidades californianas	Registro más temprano de intercambio 9.3 a 8.0 m.a. Procionidos (Mapaches) y Megaloniquidos (Perezosos)	Fresco
MIOCENO MEDIO A MIOCENO TARDIO 11.8 - 8.6 m.a.	Estabilidad	Fondo anóxico Subida del nivel del mar			
MIOCENO MEDIO 12.9 - 11.8 m.a.	Levantamiento a profundidades entre 1000 y 600 m. Inicio de las cuencas interiores de borde. Emergencia parcial del istmo	Cierre de la conexión intermedia, e inicio de la influencia de la corriente fría de California. Caída del nivel del mar	Desaparición abrupta de las afinidades caribeñas		NH 3 Frío
MIOCENO MEDIO 15.1 - 12.9 m.a.	Estabilidad	Conexión intermedia y somera abiertas. Subida del nivel del mar	Afinidades caribeñas	Sin registro de intercambio	Cálido
MIOCENO MEDIO TEMPRANO 16.1 - 15.1 m.a.	Levantamiento a profundidades entre 2000 y 1000 m	Cierre de la conexión profunda. Caída del nivel del mar	Afinidades caribeñas. Desaparecen en el Caribe los radiolarios		NH 2 Frío
MIOCENO TEMPRANO 23.7 - 16.2 m.a.	Estabilidad	Conexión profunda abierta. Subida del nivel del mar	Afinadas caribeñas		Cálido

FIG. 4: Características estratigráficas de las formaciones Sierra y Munguindó en el Pozo Opogadó-1.

TAB. 3: Foraminíferos bentónicos de común ocurrencia en las formaciones miocénicas medias a pliocénicas Sierra y Munguidó del Pazo Opogadó-1.

**Nivel de ocurrencia
más alta**

Superficie	<i>Buliminella curta</i> Cushman (2)
"	<i>Nonionella basispinata</i> (Cushman & Moyer) (1)
"	<i>Bolivina acutula</i> Bandy (2)
"	<i>Textularia panamensis</i> Cushman
"	<i>Buccella frigida</i> (Cushman) (1)
18.3 m (60 ft)	<i>Cancris auricula</i> (Fichtell & Moll) (1)
" "	<i>Lenticulina rotulata</i> (Cushman)
" "	* <i>Uvigerina curtica</i> (Cushman)
27.4 m (90 ft)	<i>Fursenkoina pontoni</i> (Cushman)
45.7 m (150 ft)	<i>Lenticulina vaughani</i> (Cushman)
73.2 m (240 ft)	<i>Uvigerina adiposa</i> (White)
" "	<i>Hanzawaia nitidula</i> (Bandy) (2)
82.3 m (270 ft)	<i>Buliminella elegantissima</i> (D'Orbigny) (1)
201.2 m (660 ft)	<i>Bolivina decurtata</i> Cushman (3)
" "	<i>Bolivina charapotoensis</i> Cushman & Stevenson (3)
" "	<i>Cassidulina californica</i> Cushman & Hughes (3)
219.5 m (720 ft)	<i>Bolivina acuminata</i> Natland (2)
265.2 m (870 ft)	<i>Bolivina marginata</i> Cushman (3)
" "	<i>Epistominella bradyana</i> (Cushman) (2)
" "	* <i>Uvigerina juncea</i> Cushman & Todd (2 and 3)
" "	<i>Nonion obducum</i> Cushman & Stevenson
" "	<i>Bolivina bicostata</i> Cushman (2)
" "	* <i>Uvigerina incilis</i> Todd (2)
411.6 m (1350 ft)	<i>Bolivina floridana</i> (Cushman) (4)
" "	<i>Sphaeroidina bulloides</i> D'Orbigny (4)
472.5 m (1550 ft)	<i>Valvulineria depressa</i> Cushman (2)
503.0 m (1650 ft)	<i>Hanzawaia illingi</i> (Nuttall) (2)
807.9 m (2650 ft)	* <i>Uvigerinella obesa</i> Cushman var. (3)
" "	<i>Cassidulina carinata</i> Silvestri (3)
868.9 m (2850 ft)	<i>Gypsina vesicularis</i> (Parker & Jones)
829.9 m (3050 ft)	<i>Epistominella smithi</i> (Stewart & Stewart) (4)
1112.8 m (3650 ft)	<i>Buliminella subfusiformis</i> Cushman (3)
1143.3 m (3750 ft)	<i>Bolivina cf. tumida</i> Cushman (3)
1192.0 m (3910 ft)	<i>Valvulineria araucana malagensis</i> Kleinpell (4)
" "	<i>Epistominella exigua</i> (Brady) (3)
" "	<i>Chilostomella ovoidea</i> Reuss (4)
1265.2 m (4150 ft)	* <i>Uvigerina peregrina</i> Cushman (4)
" "	<i>Bulimina pagoda</i> Cushman (4)
" "	<i>Valvulineria ecuadorana</i> Cushman & Stevenson (3)
" "	<i>Bolivina sinuata</i> Galloway & Wissler (4)

Continúa

Continuación Tabla 3

1297.7 m (4250 ft)	<i>Nonion goudkoffi</i> Kleinpell
1326.2 m (4350 ft)	* ::: <i>Uvigerina kernensis</i> Barbat & von Storff (3)
" "	::: <i>Rotalia ecuadorana</i> Cushman & Stevenson
1387.2 m (4550 ft)	::: <i>Sphaeroidina variabilis</i> Reuss (4)
1417.7 m (4650 ft)	::: <i>Pullenia salisburyi</i> Stewart & Stewart
" "	::: <i>Gyroidina multilocula</i> Coryell & Mossman (4)
" "	* ::: <i>Uvigerinella obesa obesa</i> Cushman (3)
" "	<i>Bolivina girardensis</i> Rankin (4)
" "	::: <i>Uvigerinella californica</i> cf. <i>ornata</i> Cushman (3)
" "	<i>Planulina ornata</i> (D'Orbigny) ()
1448.2 m (4750 ft)	<i>Quadriformina</i> sp
" "	::: <i>Bolivina dispar</i> Cushman & Stevenson
" "	::: <i>Bolivina bramlettei</i> Kleinpell (3)
" "	::: <i>Bolivina interjuncta</i> Cushman (3 and 4)
" "	<i>Concavella gyroindinaformis</i> (Cushman & Goudkoff) (4)
" "	::: <i>Valvulineria araucana</i> (D'Orbigny) var. (4)
" "	::: <i>Epistominella subperuviana</i> (Cushman) (3)
1478.6 m (4850 ft)	::: <i>Uvigerinella californica californica</i> Cushman (3)
1509.1 m (4950 ft)	<i>Valvulineria californica californica</i> Cushman (3)
" "	::: <i>Uvigerina joaquinensis</i> Kleinpell (4)
" "	::: <i>Valvulineria alicia</i> Pierce
1554.9 (5100 ft)	<i>Bulimina uvigerinaformis charapotoensis</i> Cushman & Stevenson
" "	<i>Bolivina benedictensis</i> Pierce (3)
" "	<i>Buliminella ecuadorana</i> Cushman & Stevenson (2)
" "	::: <i>Globobulimina ovula</i> (D'Orbigny) (4)
1692.0 m (5550 ft)	::: <i>Valvulineria araucana araucana</i> (D'Orbigny) (4)
1996.9 m (6550 ft)	::: <i>Siphogenerina collomi</i> Cushman (4)
" "	::: <i>Bulimina uvigerinaformis uvigerinaformis</i> Cushman & Kleinpell
" "	* ::: <i>Uvigerinella obesa impolita</i> Cushman & Laiming (3)
" "	::: <i>Lenticulina smileyi</i> (Kleinpell)
" "	::: <i>Cancris baggi</i> Cushman & Kleinpell (3)
" "	::: <i>Bulimina ecuadorana</i> Cushman & Stevenson

* Especies costilladas

::: Especies grandes y robustas

() Indicadores paleobatimétricos según Ingle (1980), y Smith (1964)

(1) Biofacies de plataforma interior: 0 - 50 m

(2) Biofacies de plataforma exterior: 50 - 150 m

(3) Biofacies batiales superiores: 150 - 500 m

(4) Biofacies batiales medias superiores: 500 - 1500 m

TAB. 4: Foraminíferos planctónicos de común ocurrencia en las formaciones miocénicas medias a pliocénicas Sierra y Munguicó del Pozo Opogadó-1.

Nivel de ocurrencia más alta		
superficie		<i>Globigerina rubescens</i> Hofker
" "		<i>Globigerina decoraperta</i> Takayanagi & Saito
" "		<i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> (Reuss)
14.6 m (48 ft)		<i>Globigerina bulloides bulloides</i> D'Orbigny
" "		<i>Globigerina calida praecalida</i> Blow
" "		<i>Globoquadrina altispira altispira</i> (Cushman & Jarvis)
" "		<i>Globorotalia conomiozea subconomiozea</i> Bandy
18.3 m (60 ft)		<i>Globigerinoides ruber</i> (D'Orbigny)
27.4 m (90 ft)		<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland)
45.7 m (150 ft)		<i>Globorotalia acostaensis tegillata</i> Bronnimann & Resig
" "		<i>Globigerinoides obliquus obliquus</i> Bolli
73.2 m (240 ft)		<i>Hastigerinoides siphonifera involuta</i> (Cushman)
128.0 m (420 ft)		<i>Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus</i> (D'Orbigny)
210.4 m (690 ft)		<i>Globorotalia cultrata limbata</i> (Fornasini)
350.6 m (1150 ft)		<i>Globigerinoides quadrilobatus sacculiferus</i> (Brady)
411.6 m (1350 ft)		<i>Globigerina falconensis</i> Blow
746.9 m (2450 ft)		<i>Globigerina juvenilis</i> Bolli
777.4 m (2550 ft)		<i>Globorotalia acostaensis acostaensis</i> Blow
868.9 m (2850 ft)		<i>Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina</i> (Schwager)
" "		<i>Orbulina suturalis</i> Bronnimann
" "		<i>Orbulina universa</i> D'Orbigny
899.4 m (2950 ft)		<i>Globorotalia merotumida</i> Blow & Banner
990.8 m (3250 ft)		<i>Globorotalia cultrata menardii</i> (Parker, Jones and Brady)
1082.3 m (3550 ft)		<i>Globigerinita incrusta</i> Akers
1143.3 m (3750 ft)		<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens</i> (Blow)
" "		<i>Globigerina nepenthes</i> Todd
1265.2 m (4150 ft)		<i>Globigerina foliata</i> Bolli
" "		<i>Globorotalia scitula</i> Brady
" "		<i>Globigerinoides obliquus extremus</i> Bolli & Bermudez
1448.2 m (4750 ft)		<i>Globigerina venezuelana</i> Hedberg
" "		<i>Globigerinoides elongatus</i> (D'Orbigny)
" "		<i>Globorotaloides hexagona hexagona</i> (Natland)
" "		<i>Pulleniatina praepulleniatina</i> Bronnimann & Resig
1631.1 m (5350 ft)		<i>Globorotalia paralenguaensis</i> Blow
1692.1 m (5550 ft)		<i>Globorotalia lenguaensis</i> Bolli
1814.0 m (5950 ft)		<i>Globorotalia siakensis</i> Le Roy
2149.4 m (7050 ft)		<i>Globorotalia fohsi lobata</i> (Bermudez)

dehiscens, *Globorotalia siakensis* y *Globorotalia continuosa* hasta la ocurrencias más alta de *Gr. siakensis* a 1829,3 m (6950 ft). Aquí es importante anotar que en el Pozo Opogadó-1, la ocurrencia más alta de *Siphogenerina collomi*, un marcador del Mioceno medio (LAMB and MILLER, 1984) está asociada a

Bulimina uvigerinaformis uvigerinaformis (Tab.3), a 1996,9 m (6550 ft) que indicaría que este nivel no es más joven que el Mioceno medio (Zona N.13, LAMB and MILLER, 1984).

Zona N.15 (Mioceno medio): desde la ocurrencia más alta de *Gr. siakensis* y la ocurren-

cia simultánea inmediatamente encima, a 1585.4 m (5200 ft), de *Globorotalia acostansis tegillata* y *Globorotalia merotumida*. Adicionalmente, a 1631.1 m (5350 ft), se observó la ocurrencia más alta de *Globorotalia paralenguaensis*, un marcador para el intervalo entre las zonas N.15 (porción superior) y N.16 (porción inferior).

Zonas N.16 a porción inferior de N.17 (Mioceno superior): desde la ocurrencia simultánea de *Gr. acostansis tegillata* y *Gr. merotumida* encima de la Zona N.15, hasta la ocurrencia más baja de *Globorotalia conomiozea* a 1478.7 m (4850 ft) encima de un "nivel de revestimiento" (casing level) a 1581.7 m (5188 ft).

4.1.3. AMBIENTE

Se definió a partir de tres asociaciones microfaunísticas principalmente bentónicas, íntimamente ligadas a la evolución de la cuenca (Fig. 4):

(1), Asociación de *Bulimina-Uvigerinella*: Esta asociación se reconoció en el Pozo Opogadó-1, desde los 2225,6 m (7300 ft) en el techo de la Formación Napipí hasta los 1996.9 m (6550 ft) donde predomina la gran abundancia de especímenes grandes y robustos de *Bulimina uvigerinaformis uvigerinaformis* y *Uvigerinella obesa impolita*, y en menor proporción *Siphogenerina collomi*, *Cancris baggi*, *Bulimina ecuadorana*, entre otros (Tabla 3), sumados a la ocurrencia de pirita framboide y de foraminíferos planctónicos piritizados. La paleobatimetría inferida para la mayor parte de estas especies (Tabla 3; INGLE, 1980), está definida por la ocurrencia de especies costilladas de *Uvigerina* spp (DOUGLAS, 1979; Tabla 3), y el tamaño grande y robusto de estas especies (BANDY, 1963; Tabla 3) los cuales son indicativos de un ambiente batial medio superior (500 a 1000 m, INGLE, 1980; DOUGLAS and HEITMAN, 1979). En la misma forma, la abundancia de *Uvigerina* y la presencia de *Globobulimina ovula*, asociadas con la ocurrencia de pirita y foraminíferos planctónicos piritizados, también indican una asociación con sedimentos ricos en materia

orgánica, en condiciones restringidas de oxígeno (LOHMAN, 1978; INGLE, 1980; MILLER and LOHMAN, 1982; WOODRUFF, 1985; MULLINS *et al*, 1985).

(2), Asociación de *Valvulineria - Globigerínidos*: Esta asociación en el pozo Opogadó-1 se reconoció entre los 1996.9 m (6550 ft) hasta los 1585.4 m (5200 ft). A diferencia de la asociación bentónica anterior, esta se caracteriza por la gran abundancia de asociaciones planctónicas grandes y robustas, y menores abundancias de foraminíferos bentónicos, donde se observó una relación planctónicos/bentónicos mayor que 70:1 y un predominio de *Valvulineria araucana araucana* con cantidades menores de *Bolivina* y *Uvigerinella* (Tabla 3). Esta asociación bentónica, lo mismo que la anterior de *Bulimina-Uvigerinella*, también indica profundidades batiales medias superiores en asociación con sedimentos ricos en materia orgánica dentro de la zona de oxígeno mínimo. La ocurrencia de la especie costillada *Uvigerinella obesa obesa* y de *Globobulimina ovula* y la abundancia progresiva de *Bolivina* sp. (DOUGLAS, 1979; RESIG, 1981; INGLE, 1980; WOODRUFF, 1985) apoyan esta interpretación. Por otro lado, es muy importante anotar que la microfauna planctónica, muy abundante, grande y robusta, está caracterizada por el predominio de los géneros *Globigerina*, *Globoquadrina*, *Turborotalia* y *Globigerinoides*, con un índice de diversidad bajo y ocurrencias muy raras de *Globorotalia*. Estas características (BANDY, 1960, 1969; KENNETT *et al*, 1985) indican que este intervalo también estuvo bajo la influencia de aguas superficiales aireadas y frías, fenómeno que se puede explicar con la presencia de corrientes marginales frías en el noroccidente suramericano, por ejemplo la Corriente de California, como se verá más adelante.

(3), Asociación de *Uvigerina-Valvulineria*: En el pozo Opogadó-1, esta asociación se reconoció entre los 1585.4 m (5200 ft), inmediatamente encima de la asociación anterior, *Valvulineria-Globigerínidos* y los 1420.7 m (4660 ft) en la porción superior de la Formación Sierra. Esta asociación, también muy distintiva, se caracteriza por la gran abundan-

cia de especímenes grandes y robustos de *Uvigerinella*, *Valvulineria* y *Bolivina*, (Tabla 3) y por una abundancia mucho menor de microfauna planctónica (Tabla 4). La mayor parte de las especies bentónicas de la lista (Tabla 3) en este intervalo estratigráfico, ocurren tanto en profundidades batiales medias superiores como en batiales superiores (cf. INGLE, 1980). Sin embargo, la gran abundancia de *Uvigerinella obesa obesa* y *U. californica ornata*, indican condiciones someras progresivas de profundidades batiales medias superiores a batiales superiores, lo que también está sugerido por el cambio abrupto tanto en las abundancias planctónicas como en el tamaño de la microfauna bentónica que define el límite superior de esta asociación, en el techo de la Formación Sierra. En la misma forma, la abundancia progresiva de *Bolivina interjuncta* y *Bolivina dispar* (Tabla 3) y la abundancia de especies costilladas de *Uvigerina* (cf. DOUGLAS, 1979; RESIG, 1981, entre otros) indican que las características anteriores estuvieron asociadas con sedimentos ricos en materia orgánica dentro de la zona de oxígeno mínimo. Estas condiciones ambientales sugeridas por la Asociación de *Uvigerina-Valvulineria* concuerdan con las conocidas para la glauconita. El ambiente reconocido para la generación de glauconita tiene lugar en ambientes marinos, a profundidades neríticas externas a batiales superiores, temperaturas en el rango de los 7 a los 15°C, con caída de la materia orgánica, y condiciones reductoras débiles (CLOUD, 1955; PORRENGA, 1967; ODIN and LETOLLE, 1980; ODIN and MATTER, 1981; BERNER, 1981).

En resumen, la Formación Sierra corresponde a un episodio progresivamente más somero desde profundidades batiales medias superiores a batiales superiores, en una cuenca interior de borde (inner borderland basin, DOUGLAS and HEITMAN, 1979), todo dentro de la zona de oxígeno mínimo. Este marco ambiental, a su vez, estuvo asociado con corrientes superficiales frías y bien aireadas, en particular durante las asociaciones de *Valvulineria-Globigerinidos* y *Uvigerina-Valvulineria* del Mioceno medio tardío al Mioceno superior.

4.1.4. CORRELACION

La mayor parte de las especies de foraminíferos bentónicos que aparecen en lista de la Formación Sierra (Tabla 3), son típicos de la cuenca pacífica nororiental, y originales de las cuencas marginales de California, por ejemplo "Mohnian Stage" (Formación Monterrey, KLEINPELL, 1938, 1980; INGLE, 1967, 1980, entre otros). También se han descrito asociaciones bentónicas comparables de las formaciones Charapotó, Angostura y Onzole del Mioceno medio a Mioceno superior en el Ecuador costero (CUSHMAN and STEVENSON, 1948; SIGAL, 1969), (Figs. 3, 5), y en los sedimentos del Mioceno superior de las perforaciones oceánicas profundas (DSDP Site 570), costa afuera de Guatemala (McDOUGALL, 1985).

En cuanto a las unidades litoestratigráficas correspondientes del Mioceno medio tardío al Mioceno superior a lo largo de las áreas costeras caribeñas del noroccidente de Colombia, por ejemplo la Formación Cuesta, en el área de la sección de Carmen - Zambrano, que contiene la Zona de *Bulimina carmenensis* (PETTERS and SARMIENTO, 1956), y la Formación Perdices Shale, tienen asociaciones bentónicas muy diferentes. Estas mismas diferencias también se observan en todo el margen caribeño del noroccidente suramericano, por lo que se puede deducir de las publicaciones consultadas (RENZ, 1948; BLOW, 1959).

4.2. FORMACION MUNGUIDO

4.2.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Como se discutió atrás, esta nueva unidad expuesta en un valle disecado (HAFFER, 1967) comprende la porción superior de la Formación Sierra de Haffer (1967) del área del río Munguidó (Fig. 1) y suprayace conformemente la Formación Sierra de este estudio. Está compuesta principalmente por una secuencia de lodolitas grises con algunas intercalaciones de areniscas de grano medio y capas de moluscos, con algunas zonas carbonáceas y de conglomerados, y un contacto superior inconforme, de acuerdo con la des-

ALGUNAS FORMACIONES PACIFICAS DE EDAD MIOCENO MEDIO ALTO A MIOCENO SUPERIOR			
NOROCCIDENTE COLOMBIANO Formación Sierra Pozo Opogadó-1	ECUADOR Charapoto Angostura Onzole	GUATEMALA DSDP Site 570	CALIFORNIA Monterrey
<i>Uvigerina peregrina</i>	X	X	X
<i>Bulimina pagoda</i>	X	X	X
<i>Valvulineria ecuadorana</i>	X	X	X
<i>Bolivina sinuata</i>	X	X	X
<i>Nonion goudkoffi</i>			X
<i>Uvigerina kernensis</i>	X		X
<i>Rotalia ecuadorana</i>	X		
<i>Sphaeroidina variabilis</i>	X		X
<i>Pullenia salisburyi</i>	X	X	X
<i>Gyroidina multilocula</i>	X	X	X
<i>Uvigerinella obesa obesa</i>	X	X	X
<i>Bolivina girardensis</i>			X
<i>Uvigerinella californica cf. ornata</i>	X		X
<i>Planulina ornata</i>	X	X	X
<i>Quadrinorphina sp</i>			X
<i>Bolivina dispar</i>	X		X
<i>Bolivina bramlettei</i>		X	X
<i>Bolivina interjuncta</i>	X	X	X
<i>Concavella gyroidinaformis</i>			X
<i>Valvulineria araucana var.</i>	X	X	X
<i>Epistominella subperuviana</i>	X	X	X
<i>Uvigerinella californica californica</i>	X		X
<i>Uvigerina joaquinensis</i>			X
<i>Uvigerina hootsi</i>	X		X
<i>Valvulineria alicia</i>	X	X	X
<i>Bulimina uvigerinaformis charapotoensis</i>	X		X
<i>Bolivina benedictensis</i>			X
<i>Buliminella ecuadorana</i>	X		X
<i>Globobulimina ovula</i>	X		X
<i>Valvulineria araucana araucana</i>	X	X	X
<i>Siphogenerina collomi</i>			X
<i>Bulimina uvigerinaformis uvigerinaformis</i>	X	X	X
<i>Uvigerinella obesa impolita</i>	X		X
<i>Lenticulina smileyi</i>	X		X
<i>Cancris baggi</i>			X
<i>Bulimina ecuadorana</i>	X		X

FIG. 5: Foraminíferos bentónicos seleccionados de la Formación Sierra, ordenados por sus ocurrencias más altas (Tabla 3), y ocurrencias comparables en algunas formaciones de la misma edad del Ecuador, Guatemala y California.

cripción original. En el Pozo Opogadó-1, la Formación Munguidó se reconoció desde la superficie hasta los 1420.7 m (4660 ft), con una litología comparable a la original de Haffer. Consiste principalmente en lodolitas calcáreas gris oliva (5Y5/2) con un nivel piroclástico de tobas en una matriz zeolítica, y de carbonatos a los 304.9 m (1000 ft), un nivel delgado de glauconita a los 183 m (600 ft), y algunas intercalaciones delgadas de caliza dentro de los 300 m superiores (Fig. 4). Además, contiene foraminíferos bentónicos, principalmente (Tabla 3) acompañados por restos pirfíticos carbonáceos de moluscos y de peces.

En esta unidad se observó un contraste muy marcado de tamaño, en una relación de 3:1 aproximadamente, entre las asociaciones bentónicas de las formaciones Sierra y Munguidó respectivamente. Mientras la Formación Sierra se distingue por asociaciones bentónicas grandes y robustas, particularmente *Bolivina* y *Uvigerina*, los mismos taxones en la Formación Munguidó son más pequeños; también se observó una disminución abrupta tanto en abundancia como en la diversidad de los foraminíferos planctónicos en la base, donde los contrastes están separados por un nivel de glauconita (Fig. 4).

La Formación Munguidó en el Pozo Opogadó-1 contiene asociaciones bentónicas muy abundantes y diversas (más de 500 especímenes por muestra) por debajo de los 244 m (800 ft) y menos diversos y abundantes (menos de 300 especímenes por muestra) por encima del mismo nivel, y ocurrencias conspicuas de restos pirfíticos, carbonáceos, de moluscos y de peces (dientes y escamas).

4.2.2. EDAD

La edad de la Formación Munguidó tanto en la sección tipo como en el Pozo Opogadó-1, es difícil de evaluar por la escasez de foraminíferos planctónicos diagnósticos, particularmente por encima de los 747 m (2450 ft; Tabla 4). Sin embargo, con base en la ocurrencia simultánea de *Globigerina rubescens*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerina decoraperta*, *Globorotalia conomiozea*

subconomiozea, y a la ocurrencia más alta de *Globoquadrina altispira* (datum de extinción a 2,8 m.a., BERGGREN, 1973), su posición cronoestratigráfica no sería más joven que el Plioceno superior (Zona N.21, BERGGREN *et al*, 1985). Sin embargo, opino que el techo de la Formación Munguidó no es más joven que el datum de extinción de *Globorotalia margaritae margaritae* a 3,4 m.a. BERGGREN *et al*, 1985), ya que los mismos foraminíferos planctónicos de la Formación Munguidó, en el noroccidente colombiano ocurren asociados con *Globorotalia margaritae*, por ejemplo en la Formación Tubará, área de Barranquilla. La Zona de *Globorotalia margaritae* en las cuencas interiores del noroccidente de Colombia, marca la clausura de los episodios marinos del Neogeno antes de las perturbaciones tectónicas del Plioceno medio (cf. Piso Sincelejiense, DUQUE-CARO, 1984).

Por otro lado, la base de la Formación Munguidó se ha datado dentro del Mioceno superior (Zona N.17), con base en la ocurrencia de *Globorotalia conomiozea subconomiozea* inmediatamente encima de la Formación Sierra. En la misma forma, el techo de la Zona N.18 (Plioceno inferior), se ha colocado a los 899.4 m (2950 ft; Fig. 4) donde tiene lugar la ocurrencia más alta de *Globorotalia merotumida*.

4.2.3. AMBIENTE

En la misma forma que la Formación Sierra, la Formación Munguidó se ha caracterizado por dos asociaciones bentónicas, asociadas con la evolución ambiental final de la Cuenca del Atrato:

(1), **Asociación de *Bolivina-Uvigerina***: Se caracteriza por una microfauna bentónica abundante donde se destacan *Bolivina bicostata* y especies costilladas de *Uvigerina* (*U. curticosata*, *U. incilis* y *U. juncea*, Tabla 3). En el pozo Opogadó-1, esta asociación se reconoció desde el techo de la Asociación de *Uvigerina-Valvulineria* de la Formación Sierra (Fig. 4) hasta los 201.2 m (660 ft). Además, dentro de la porción inferior de esta asociación, por debajo de los 1265.2 m (4150 ft),

las especies bentónicas grandes y robustas, distintivas de la parte superior de la Formación Sierra, por ejemplo *Sphaeroidina variabilis*, *Rotalia ecuadorana*, *Uvigerina kernensis* y *Bolivina sinuata* (Tabla 3) desaparecen gradualmente y son reemplazadas por las especies bentónicas más pequeñas de este intervalo bioestratigráfico.

La mayor parte de las especies que aparecen en lista (Tabla 3), tienen sus límites paleobatimétricos dentro de profundidades batiales superiores en los márgenes costeros californianos (cf. BANDY, 1961; BANDY and ARNAL, 1957; INGLE, 1980, entre otros). Sin embargo, la disminución abrupta en la abundancia y diversidad de los foraminíferos planctónicos y la variación de tamaño de la microfauna bentónica, inmediatamente encima de la Formación Sierra indican un cambio drástico paleobatimétrico, desde las profundidades batiales superiores de la asociación bentónica inmediatamente anterior, hasta los 150 m de profundidad de agua de ésta, inmediatamente encima del quiebre entre el talud y la plataforma (cf. BANDY, 1963; SMITH, 1963; INGLE, 1960). Por lo tanto se deduce que durante el Mioceno superior tardío al Plioceno temprano, y a lo largo de las áreas costeras del Pacífico del noroccidente suramericano las biofacies batiales superiores anteriores, aparentemente extendieron sus límites superiores batimétricos hasta los dominios de la plataforma exterior. Las investigaciones llevadas a cabo sobre los foraminíferos bentónicos vivientes, costa afuera del Pacífico de Centroamérica (BANDY and ARNAL, 1957; SMITH, 1963, 1964; THOMPSON, 1985) han reconocido las especies bentónicas comunes de California, pero también han encontrado límites batimétricos superiores más amplios que las biofacies en California, por ejemplo, en los sedimentos de la fosa mesoamericana (Middle America Trench). Sin embargo, esta situación es mucho más compleja ya que durante el Mioceno superior tardío al Plioceno, la Cuenca del Atrato fue una cuenca interior de borde "inner borderland basin" (sensu DOUGLAS y HEITMAN, 1979), relativamente somera (900 m y menos), y anóxica con profundidades de agua correspondientes

al talud inferior y fondo de la cuenca, de modo que sus umbrales estuvieron dentro de la zona de oxígeno mínimo. A lo anterior se le puede añadir que las distribuciones paleobatimétricas de los foraminíferos bentónicos en el talud y la cuenca, y especialmente las variaciones considerables de los límites batimétricos en las especies, complican la aplicación de los modelos paleoecológicos empíricos (cf. DOUGLAS and HEITMAN, 1979).

Como se describía anteriormente, la ocurrencia de restos piríticos y carbonáceos es una de las características de la Formación Munguidó y también de la zona de asociación de *Uvigerina-Valvulineria*, lo que indica una asociación de estas faunas con sedimentos ricos en materia orgánica, dentro de la zona de oxígeno mínimo durante el desarrollo final de la Cuenca del Atrato.

(2), Asociación de *Nonionella-Buliminella*: Esta asociación caracteriza la porción superior de la Formación Munguidó y marca la clausura del episodio marino en la Cuenca del Atrato. Se trata de una asociación bentónica muy diferente con gran abundancia de *Nonionella basispinata* (70 a 98%) y *Buliminella curta* (Tabla 3), que suprayace en el Pozo Opogadó-1 a la asociación anterior de *Bolivina-Uvigerina* a los 201.3 m (660 ft). También se pudo observar dentro de este intervalo bioestratigráfico, la baja diversidad microfaunística, la ocurrencia de pirita framboide, ya como granos libres o como rellenos de las conchas de algunas especies de foraminíferos (por ejemplo *Nonionella basispinata*, en particular) y la ocurrencia de restos fosfáticos y de peces, y de fragmentos de conchas de moluscos. Todo esto confirma profundidades progresivamente más someras en ambientes ricos en materia orgánica bajo condiciones muy bajas en oxígeno, que sumadas a la gran abundancia de *Nonionella basispinata* y a la ocurrencia de *Buccella frigida*, *Canceris auricula*, *Buliminella elegantissima* y *Buliminella curta* (Tabla 3) indican profundidades más someras que las de la asociación de *Bolivina-Uvigerina*, todo dentro del dominio de la plataforma exterior ("near-shore basins", DOUGLAS and HEITMAN, 1979).

4.2.4. CORRELACION

Solamente se conocen unas pocas referencias estratigráficas y bioestratigráficas de foraminíferos del Mioceno superior-Plioceno en la esquina noroccidental de Suramérica. Sin embargo, la información conocida muestra asociaciones bentónicas comparables (Fig. 6) en el Ecuador costero, dentro de las formaciones Borbón, Progreso y Daule (SIGAL, 1969), en la Zona del Canal de Panamá, dentro de la Formación Gatún (CUSHMAN, 1918; VAUGHAN, 1919), en el costado Caribe del noroccidente colombiano dentro de la Formación Tubará (REDMOND, 1953), y en la zona de *Uvigerina Subperagina* y *Zónula de Ammonia Beccarii* (PETTERS and SARMIENTO, 1956) dentro de las formaciones Cuesta y Cerrito en la sección de Carmen - Zambrano.

Aquí es importante anotar que las partes basales de las unidades estratigráficas anteriores, en particular las del Ecuador costero y del noroccidente colombiano, que a su vez contienen las bien conocidas faunas miocénicas de moluscos de Woodring, son aparentemente sincrónicas (cf. SIGAL, 1969; DUQUE-CARO, 1971), y limitadas por una discordancia regional.

5. PALEOCEANOGRAFIA Y PALEOBIOGEOGRAFIA

5.1. FORMACION UVA

La abundancia de los foraminíferos planctónicos y radiolarios en estratos principalmente hemipelágicos y de carbonatos dentro del registro del Oligoceno al Mioceno medio temprano, es una característica común a lo largo de las áreas costeras pacíficas del noroccidente suramericano (cf. CUSHMAN and STAINFORTH, 1951; RIEDEL, 1959; SIGAL, 1969; BANDY, 1970; BANDY and CASEY, 1973; DUQUE-CARO, 1975, 1984) e indica una comunicación libre y activa entre los océanos Pacífico y Atlántico durante este intervalo cronoestratigráfico (KELLER and BARRON, 1983; ROMINE and LOMBARI, 1985); (Figs. 7, 8), con profundi-

dades de agua iguales o mayores que 2000 m, y sin ninguna evidencia que indique levantamientos o la presencia de algún umbral incipiente a lo largo de las áreas costeras actuales del noroccidente suramericano y del sureste centroamericano. En la misma forma, la gran abundancia de foraminíferos planctónicos y radiolarios, la relación planctónicos/bentónicos mayor que 100:1 en la Formación Uva, y la disminución progresiva de la abundancia de la microfauna en la Formación Napipí, también marcan un datum fechado en 15.2 m.a. (BERGGREN *et al.*, 1985) dentro del Mioceno medio temprano (Zona N.9; Fig. 2) que coincide con la desaparición de los radiolarios en el Caribe (RIEDEL, 1959) y con el cambio en la sedimentación silíceo del Atlántico al Pacífico (KELLER and BARRON, 1983), y con el Hiato del Neogeno NH 2 (KELLER and BARRON, 1983). Este hiato, de acuerdo con esta referencia, se debió principalmente a la intensificación de las corrientes de fondo por un cambio en la circulación durante el Mioceno inferior tardío y el Mioceno medio temprano (ver adelante, la inconformidad de esta edad).

5.2. FORMACION NAPIPI

La abundancia muy reducida de la microfauna planctónica y la desaparición de los radiolarios en la Formación Napipí, que coincide con la desaparición de los radiolarios en el Caribe durante el Mioceno medio temprano (RIEDEL, 1959) indican un cambio circulatorio superficial de la Cuenca del Atrato y cuencas marginales adyacentes del noroccidente suramericano. Un levantamiento inicial de las serranías de Darién - San Blas y Baudó como parte del umbral de Panamá (KELLER and BARRON, 1983) pudo ser suficiente para interrumpir la circulación de fondo en las áreas de las cuencas del Atrato, Chucunaque y Sambú durante el Mioceno medio temprano. Por otro lado, todas las especies bentónicas en lista de las formaciones Uva y Napipí (Tabla 1), son comunes y han sido reportadas tanto de las formaciones del Oligoceno al Mioceno medio de las áreas costeras del Pacífico como del Caribe del noroccidente suramericano (Fig. 3), lo que indica que la conexión de agua entre las

PACIFICO		CARIBE		
NOROCCIDENTE COLOMBIANO Formación Munguidó Pozo Opogadó-1	ECUADOR Borbón Progreso Daule	PANAMA Gatún	COLOMBIA	
			Tubará	Carmen- Zambrano
<i>Buliminella curta</i>	X	X	X	X
<i>Nonionella basispinata</i>	X	X	X	X
<i>Bolivina acutula</i>				
<i>Textularia panamensis</i>	X	X	X	X
<i>Buccella frigida</i>	X	X	X	
<i>Cancris auricula</i>	X	X	X	
<i>Lenticulina rotulata</i>	X	X	X	X
<i>Uvigerina curtica</i>	X	X	X	X
<i>Fursenkoina pontoni</i>	X	X	X	X
<i>Lenticulina vaughani</i>	X	X	X	
<i>Uvigerina adiposa</i>				
<i>Hanzawaia nitidula</i>	X	X	X	
<i>Buliminella elegantissima</i>	X	X	X	
<i>Bolivina decurtata</i>	X			
<i>Bolivina charapotoensis</i>	X			
<i>Cassidulina californica</i>	X	X	X	
<i>Bolivina acuminata</i>	X	X		
<i>Bolivina marginata</i>	X	X	X	X
<i>Epistominella bradyana</i>	X	X		
<i>Uvigerina juncea</i>	X	X		
<i>Nonion obducum</i>	X			
<i>Bolivina bicostata</i>	X	X	X	X
<i>Uvigerina incilis</i>				
<i>Ammonia beccarii</i>	X	X	X	X
<i>Bolivina floridana</i>	X	X	X	X
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	X	X	X	
<i>Valvulineria depressa</i>				
<i>Hanzawaia illingi</i>	X	X	X	
<i>Uvigerinella obesa</i>	X	X		
<i>Cassidulina carinata</i>	X	X	X	
<i>Gypsina vesicularis</i>				
<i>Epistominella smithi</i>	X			
<i>Buliminella subfusiformis</i>	X	X	X	
<i>Bolivina cf. tumida</i>				
<i>Valvulineria araucana malagensis</i>	X			
<i>Epistominella exigua</i>	X			
<i>Chilostomella ovoidea</i>	X	X	X	X
<i>Uvigerina peregrina</i>	X	X	X	X
<i>Bulimina pagoda</i>	X	X		
<i>Valvulineria ecuadorana</i>	X	X	X	
<i>Bolivina sinuata</i>	X			
<i>Nonion goudkoffi</i>	X			
<i>Uvigerina kernensis</i>	X			
<i>Rotalia ecuadorana</i>	X			
<i>Sphaeroidina variabilis</i>	X			

FIG. 6: Foraminíferos bentónicos seleccionados de la Formación Munguidó, ordenados por su ocurrencia más alta (Tabla 3), y ocurrencias comparables en formaciones de la misma edad del Pacífico y Caribe del Noroccidente Suramericano.

MIOCENO MEDIO A TARDIO
11.8 a 7.0 m.a.



Conexión somera abierta pero interrumpida por la Corriente Fría de California. Fondo anóxico con caídas y subidas del nivel del mar. Afinidads faunísticas californianas. Primer registro de intercambio de faunas terrestres en 9.3 a 8.0 m.a.

PLIOCENO TEMPRANO
3.7 a 3.1. m.a.



Levantamiento y emergencia completa del Istmo panameño y cierre del pasaje de aguas someras Atlántico-Pacífico. Inicio del Gran Intercambio Americano de faunas terrestres.

MIOCENO MEDIO
12.9 a 11.8 m.a.



Emergencia parcial del Istmo panameño e interrupción del flujo Atlántico - Pacífico. Clausura de la conexión de aguas intermedias e inicio del flujo de la Corriente Fría de California. Caída del nivel del mar.

MIOCENO TARDIO A PLIOCENO TEMPRANO
6.3 a 3.7 m.a.



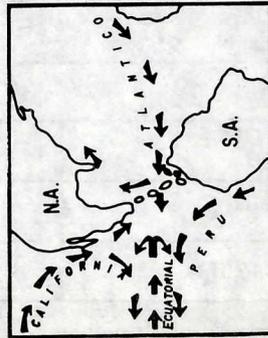
Restricción del pasaje somero Atlántico-Pacífico. Fondo anóxico y más somero. Subida del nivel del mar. Afinidades caribeñas. Provincia Miocénica de Woodring.

MIOCENO MEDIO
15.1. a 12.9 m.a.



Conexión abierta de aguas intermedias a someras Atlántico a Pacífico. Faunas bentónicas comunes. Aislamiento de las faunas de vertebrados norteamericanas y suramericanas.

MIOCENO TARDIO
7.0 a 6.3 m.a.



Levantamiento a profundidades < 150 m y restricción de la conexión de aguas someras. Final de la Corriente Fría de California y restablecimiento del flujo somero Atlántico - Pacífico.

FIG. 7: Evolución paleoceanográfica y paleogeográfica del noroccidente suramericano durante el Neogeno. Circulación hipotética de superficie resultante de la interrupción del flujo caliente caribeño y de la intensificación de la Corriente Fría de California. Complementada con datos de Keller and Barron (1983, 1986), Vail and Hardenbol (1979), McDougall (1985), y Webb (1985).

áreas costeras del Pacífico y del Caribe, estuvo caracterizada por profundidades del orden de los 2000 m durante todo el lapso Oligoceno - Mioceno medio. En la misma forma, las similitudes microfauísticas, particularmente del género *Uvigerina*, indican que aguas ricas en materia orgánica imperaron en todas estas costas, lo cual sugiere también que la alta productividad de superficie después de los 16 m.a. (WOODRUFF, 1985) se extendió hasta las áreas costeras del noroccidente suramericano. Este período de alta productividad superficial, corresponde con un calentamiento general de las aguas superficiales ecuatoriales (SAVIN *et al.*, 1975; SAVIN *et al.*, 1981; WOODRUFF *et al.*, 1981; SAVIN *et al.*, 1985) y con el máximo del nivel del mar del Neogeoeno (VAIL and HARDENBOL, 1979) (Figs. 7, 8).

Con base en la posición cronoestratigráfica de este máximo durante el Neogeno, se puede anotar que la transgresión del Mioceno medio en Colombia se extendió hasta las cuencas interiores de los Llanos Orientales, en las vecindades del Escudo de la Guayana, y las fronteras con el Ecuador y el Perú, fenómeno que se ha podido deducir por la presencia de foraminíferos bentónicos de ambientes neríticos como único evento marino dentro del Neogeno, intercalado con secuencias eminentemente continentales.

5.3. FORMACION SIERRA

Como ya se vió, hay una diferencia muy marcada entre la composición bentónica de las Formaciones Sierra y Napipí (Tabla 1 y 3) con la excepción de *Siphogenerina collomi* y *Siphogenerina lamellata* que sí son comunes. Por otro lado, las faunas bentónicas de las formaciones Uva y Napipí, son comunes y contienen elementos ampliamente reconocidos dentro de la bioestratigrafía Oligoceno - Mioceno de las áreas costeras pacíficas y caribeñas del noroccidente suramericano. No sucede lo mismo con las faunas bentónicas de la Formación Sierra de edad Mioceno medio tardío a Mioceno superior, que son típicas de las cuencas costeras de California, sin ninguna afinidad caribeña, y que están restringidas a las áreas costeras pacíficas

del noroccidente suramericano y de Centroamérica, lo cual contrasta con las faunas de foraminíferos de edad Mioceno medio tardío a Mioceno superior, correspondientes de las regiones caribeñas y del norte de Colombia, inmediatamente adyacentes, que son muy diferentes, por ejemplo la Zona de *Bulimina carmenensis* (PETERS and SARMIENTO, 1956). Esto indica que durante este intervalo cronoestratigráfico tuvo lugar un cambio de un régimen tropical (Formación Napipí), a un régimen de aguas frías superficiales (Formación Sierra), creado por la aparición de una barrera circulatoria que impidió el flujo hacia el Pacífico de aguas cálidas de la corriente caribeña por los estrechos de Panamá. La aparición de esta barrera que también estuvo asociada con las variaciones paleobatimétricas ya anotadas entre las formaciones Napipí y Sierra y con el crecimiento del casquete polar del Antártico, trajo como consecuencia la intensificación de la circulación oceánica, la caída rápida del nivel del mar y de la temperatura (SHACKLETON and KENNETT, 1975; VAIL and HARDENBOL, 1983; McDOUGALL, 1985; KELLER and BARRON, 1983; McDOUGALL, 1985; SAVIN and DOUGLAS, 1985). La posición cronoestratigráfica de este fenómeno coincide con el Hiato Neogeno NH 3 (12,9 a 11,8 m.a., KELLER and BARRON, 1983, 1986) y corresponde con un período más frío a lo largo de las áreas costeras del Ecuador, Colombia y Centroamérica (McDOUGALL, 1985), y característico de la Formación Sierra durante el lapso Mioceno medio tardío a Mioceno superior.

La marcada diferencia faunística entre la Asociación de *Bulimina* - *Uvigerinella* (Fig. 4) donde las ocurrencias más altas de *Bulimina uvigerinaformis uvigerinaformis* y *Siphogenerina collomi*, se reemplazan por la asociación de *Valvulineria* - *Globigerinidos*, con baja diversidad planctónica, aparentemente coincide con el Hiato Neogeno NH 4. Este cambio corresponde bastante bien con el momento en que ocurrieron otros eventos de foraminíferos durante este mismo intervalo cronoestratigráfico, tales como la desaparición de las asociaciones planctónicas del Mioceno medio y su reemplazo por asocia-

ciones de aguas relativamente frías y de baja diversidad que persistieron durante el Mioceno superior (KELLER and BARRON, 1983). Este hiato, datado dentro de las zonas planctónicas N.14 a N.15 (10,2 a 9,5 m.a., KELLER and BARRON, 1983, 1986), corresponde con otro pulso frío, debido al aumento de la glaciación polar (KELLER and BARRON, 1983) (Fig. 8).

No se han encontrado evidencias comparables que permitan reconocer el Hiato Mioceno NH 5, dentro de la zona planctónica N.16 (KELLER and BARRON, 1983) en el registro estratigráfico de la Cuenca del Atrato y áreas circunvecinas; sin embargo, el techo de la Asociación de *Valvulinera* - *Globigerinidos* (Fig. 4) está también demarcado por un contraste microfauístico que indica otro evento paleoceanográfico que pudiera ser una expresión de este Hiato NH 5. En la misma forma, el Hiato Mioceno NH 6, puesto en la zona planctónica N.17, pudiera también corresponder con el gran cambio faunístico, paleobatimétrico y paleoceanográfico observado entre las formaciones Sierra y Munguidó (Fig. 4).

5.3.1. IMPLICACIONES PALEOBATIMÉTRICAS

El final de la secuencia Pre-Cuenca, como ya se vió, estuvo caracterizado por la desaparición abrupta de las faunas bentónicas caribeñas de las áreas pacíficas costeras del noroccidente suramericano y del sur de Centroamérica, y su reemplazo repentino por faunas completamente diferentes, sin ninguna relación evolutiva, ni afinidades caribeñas. Qué significa este fenómeno, y qué sucedía mientras tanto en las áreas costeras del noroccidente colombiano?

Costado Pacífico: La desaparición abrupta de las microfaunas caribeñas de las áreas pacíficas del noroccidente suramericano, está asociada con el contraste paleobatimétrico entre las secuencias Napipí y Sierra que indican un levantamiento del orden de los 1000 m. En esta forma, las proto-serranías del Darién - San Blas y Baudó sufrieron un nuevo levantamiento, que impidió que las microfaunas bentónicas profundas se adaptaran a

las nuevas condiciones batimétricas (batiales) de las cuencas interiores marginales resultantes con la única excepción de *Siphogenerina collomi* y *S. lamellata* (Tablas 1 y 3). Es interesante llamar aquí la atención a la coincidencia cronoestratigráfica de este fenómeno con la extinción de las faunas de foraminíferos bentónicos paleogenos durante el Mioceno medio (WOODRUFF and DOUGLAS, 1981; KELLER and BARRON, 1983).

En cuanto a la aparición de microfaunas bentónicas diferentes dentro de la Formación Sierra, sin relación evolutiva con las microfaunas de la Formación Napipí, inmediatamente infrayacente, se puede decir que la mayor parte de las especies de la Formación Sierra son típicas y originales de las formaciones miocénicas y pliocénicas de las áreas costeras de California, donde especies tales como *Uvigerinella obesa*, *Valvulinera californica*, *Valvulinera araucana*, entre otras (Tabla 3) ocurren asociadas con microfaunas más diversas, con rangos estratigráficos más amplios, y con filogenias desde el Oligoceno (cf. KLEINPELL, 1938, 1980; INGLE, 1980; entre otros). De ahí que su origen más probable tuvo que ser de estas latitudes septentrionales durante el intervalo Mioceno medio tardío al Mioceno superior en el noroccidente suramericano. La intensificación de una corriente fría del norte, tal como la Corriente de California, transportando larvas de foraminíferos bentónicos, hasta las latitudes ecuatoriales (Golfo de Guayaquil) pudiera explicar este fenómeno.

En la actualidad, la Corriente de California fluye lentamente hacia la zona ecuatorial, y lleva aguas frías a lo largo de los márgenes pacíficos hasta aproximadamente los 25° de latitud norte, donde voltea al occidente. Sin embargo, hacia los finales del Mioceno medio (Fig. 7), con el gran episodio global de enfriamiento y crecimiento del casquete polar antártico, la Corriente de California debió intensificarse y bifurcarse, más o menos a los 20° de latitud norte, similar a la forma propuesta por Abbott (1966) para explicar las afinidades zoogeográficas de las faunas interiores de las islas Galápagos. Un segmento oriental de esta

corriente se prolongó hacia el sur a lo largo de las costas de Méjico y Centroamérica, y distribuyó faunas bentónicas y planctónicas a lo largo de las costas pacíficas del noroccidente suramericano. De acuerdo con esta interpretación, la influencia de la Corriente de California persistió durante todo el intervalo de la Formación Sierra.

Costado Caribe: Con la excepción de dos especies de *Siphogenerina* (Tabla 3), ninguna de las asociaciones bentónicas del Mioceno medio tardío al Mioceno superior de las áreas costeras pacíficas del noroccidente suramericano ha sido mencionada en las formaciones caribeñas equivalentes. En el noroccidente colombiano, en la Zona de *Bulimina carmenensis* (PETTERS and SARMIENTO, 1956, Mioceno medio tardío a Mioceno superior), ocurren especies de foraminíferos bentónicos típicos y distintivos para el valle inferior del Magdalena y áreas fuera de la costa de la península de la Guajira, por ejemplo *Bulimina carmenensis* Petters and Sarmiento, y *Bulimina dentoni* Petters and Sarmiento, asociadas con *Bolivina marginata multicostata* Cushman, *Bolivina floridana* Cushman, *Cibicoides crebbi* (Hedberg), *Gyroidinoides venezuelana* (Renz) y *Uvigerina peregrina* Cushman, entre otras, y hasta la fecha, no se conocen referencias de las dos primeras especies en otras áreas circunvecinas del Caribe. Estas observaciones indican que en el lapso del Mioceno medio tardío al Mioceno superior, hubo provincialismo en las áreas costeras del noroccidente suramericano (cf. PETTERS and SARMIENTO, 1956).

Faunas Terrestres de Vertebrados: Dentro del intervalo cubierto por este estudio, principalmente Neogeno, el primer intercambio de faunas terrestres entre Norteamérica y Suramérica ocurrió durante el Mioceno superior (9,3 a 8,0 m.a., MARSHALL *et al.*, 1979; MARSHALL, 1985; WEBB, 1985) donde Prociónidos (mapaches y sus parientes), grupo de origen norteamericano, migraron a Suramérica, y Megaloníquidos y Milodóntidos, por ejemplo perezosos, de origen suramericano migraron a Norteamérica. Por otro lado, las interpretaciones paleobatimé-

tricas de este estudio muestran que las cuencas interiores marginales del Atrato y Chucunaque, iniciaron su desarrollo inmediatamente después de las perturbaciones del Mioceno medio, con profundidades batiales de 1000 m, o ligeramente menores; por lo tanto las conexiones de aguas profundas e intermedias a través del Istmo de Panamá se cerraron (cf. McDOUGALL, 1985), dejando un panorama paleogeográfico con la Serranía de San Blas - Darién, parcialmente emergida, como expresión topográfica mayor centroamericana entre el Mar Caribe y el Océano Pacífico (Fig. 7), y la Serranía de Baudó - Majé, aún no emergida, con sus umbrales a profundidades de 1000 m y menos, bajas temperaturas y caídas del nivel del mar, por debajo del quiebre de la plataforma (cf. VAIL and HARDENBOL, 1979). Con estas condiciones paleogeográficas favorables, los "nuevos oportunistas isleños" (SIMPSON, 1950), por ejemplo, los mapaches y perezosos, como buenos nadadores que son (WEBB, 1985), pudieron fácilmente migrar tanto a Norteamérica como a Suramérica.

5.4. FORMACION MUNGUIDO

El cambio brusco entre las formaciones Sierra y Munguidó, tanto en los tamaños de las faunas bentónicas, como en la abundancia de pirita y materia orgánica y la similitud de las microfaunas bentónicas entre las formaciones caribeñas y pacíficas del Mioceno superior al Plioceno, indican: (1) El final de la influencia de la Corriente fría de California que afectó todo el intervalo comprendido por la Formación Sierra en las cuencas del Atrato y Chucunaque; (2) El restablecimiento del flujo de la corriente cálida del Caribe hacia el Pacífico; (3) La restricción de la circulación de agua en las cuencas del Atrato y Chucunaque, por el cambio abrupto paleobatimétrico que dejó a estas dos cuencas con un régimen paleobatimétrico de profundidades someras (menos de 150 m); y (4) El inicio de un nuevo episodio coincidente con el Hiato NH 6 del Mioceno (KELLER and BARRON, 1983), donde proliferó la materia orgánica y el gran aporte sedimentario. El límite superior de este hiato (6,3 m.a., KELLER and BARRON, 1986) coincide

con fenómenos ya reconocidos a escala global tales como el cambio del Carbono del Mioceno y el aislamiento de la Cuenca del Mediterráneo (cf. VINCENT *et al*, 1980), lo mismo que con el aumento de la productividad biológica, la rata de sedimentación y del carbono orgánico (VINCENT *et al*, 1980; BARRON, 1980; KELLER, 1980). En la misma forma, estos fenómenos se reflejan en el registro estratigráfico del Mioceno superior más alto al Plioceno del noroccidente suramericano, por ejemplo en el norte de Colombia (Grupo Tubará, y formaciones Cerrito y Cuesta) donde los grandes espesores de sedimentos son característicos, por encima de los 2000 m, y relacionados con paleoambientes deltáicos, con un alto contenido de materia orgánica y ocurrencia característica de especies costilladas como *Uvigerina peregrina*.

La coincidencia cronoestratigráfica de la mayor parte de los hiatos miocénicos registrados en el océano, con los fenómenos estratigráficos y sedimentarios en las áreas costeras del Pacífico y del Caribe del noroccidente colombiano, bien pudiera indicar que el cambio bien marcado entre las asociaciones de *Bolivina* - *Uvigerina* y *Nonionella* - *Buliminella* (Fig. 4), sumado a la ocurrencia de glauconita son efecto del pulso frío del Hiato Miocénico NH 7 (KELLER and BARRON, 1983). En las cuencas interiores del borde noroccidental suramericano, en Venezuela (RENZ, 1948; BLOW, 1959), en el noroccidente colombiano (REDMOND, 1953; PETERS and SARMIENTO, 1956), en el oriente panameño (CUSHMAN, 1918; BANDY, 1970), y en este estudio, este fenómeno es regional y marca el comienzo del empobrecimiento gradual de la microfauna bentónica, con las faunas de *Nonionella*, *Buliminella* y *Ammonia*.

Debido a que el intervalo bioestratigráfico comprendido por la Formación Munguindó (Zona de *Globorotalia margaritae*) corresponde con un levantamiento general del nivel del mar (VAIL and HARDENBOL, 1979; HAQ *et al*, 1987), este ciclo progresivamente más somero, aparentemente resultó de la interacción tectónica entre Centromérica y la

esquina noroccidental suramericana con una rata de emergencia muy rápida (cf. LLOYD, 1963; DENG, 1973). Por otro lado, el final de este ciclo progresivamente más somero, también coincidió con el Hiato NH 8 (3,7 a 3,1 m.a., KELLER and BARRON, 1983, 1986), cuya fecha coincide con la de la emergencia final del Istmo de Panamá (3,5 a 3,1 m.a., SAITO, 1976; KEIGWIN, 1978, 1982) y la clausura definitiva de la comunicación entre los océanos Pacífico y Atlántico, y también con la de la clausura del episodio marino del Neogeno y emergencia de las áreas costeras interiores de Colombia (DUQUE-CARO, 1984).

5.4.1. IMPLICACIONES PALEOBIOGEOGRAFICAS

El registro estratigráfico del Mioceno superior más alto al Plioceno, en las áreas costeras pacíficas y caribeñas del noroccidente suramericano (Fig. 6) contiene las capas de moluscos (Fig. 3) que sirvieron para definir la bien conocida "Provincia Miocénica Caribeña" (WOODRING, 1965, 1978), originalmente muy antigua (PETUCH, 1982). En la misma forma, las especies de foraminíferos bentónicos de esta época del Perú, Ecuador, Colombia, y el oriente panameño, son afines y frecuentemente idénticas a las del Caribe. Cuando el Istmo de Panamá finalmente fue un hecho, aisló el Pacífico oriental del Caribe e interrumpió el pasaje marino previamente existente. El panorama paleogeográfico resultante, se manifestó con un ambiente terrestre reemplazando el ambiente marino anterior en las cuencas del Atrato y Chucunaque y cuencas interiores de Colombia después de los 3,5 y 3,1 m.a., y marcó el comienzo del gran intercambio faunístico americano de vertebrados terrestres.

6. INCONFORMIDADES

En un trabajo anterior (DUQUE-CARO, 1984) se discutieron tres inconformidades neogénicas, principalmente fundadas en la evolución tectónica y estructural del norte colombiano, aunque sin mucha precisión

cronoestratigráfica. Con base en la nueva información de este estudio, las fechas de estas inconformidades se han definido mejor, y se ha identificado una nueva inconformidad, la correspondiente al Mioceno superior.

6.1. INCONFORMIDAD MIOCENO MEDIO TEMPRANO

Como se vió anteriormente, el contacto entre las formaciones Uva y Napipí corresponde al Hiato NH 2 que fue explicado en una de sus alternativas propuestas con el levantamiento inicial del umbral de Panamá (KELLER and BARRON, 1983). Sin lugar a dudas, las evidencias litoestratigráficas y sedimentológicas de las costas pacíficas y caribeñas del noroccidente colombiano, se pueden relacionar con alguna clase de actividad tectónica durante el Mioceno medio. En la Cuenca del Atrato se puede mencionar una actividad volcánica coincidente con la registrada en el sur de Centroamérica (WEYL, 1980) y evidenciada por las intercalaciones de areniscas volcánicas de la porción superior de la Formación Uva (Fig. 2). En los cinturones de San Jacinto y Sinú (DUQUE-CARO, 1984), y en el Valle Inferior del Magdalena (cf. Geofractura de Plato, DUQUE-CARO, 1979) también se pueden mencionar fenómenos estratigráficos y sedimentarios contrastantes durante la época de este evento paleoceanográfico: (a) En el Cinturón del Sinú, el contacto entre las pelagitas y hemipelagitas de la Formación Aguas Vivas (Fig. 3), de edad Oligoceno superior a Mioceno inferior, y los estratos turbidíticos suprayacentes, de edad Mioceno medio de las Series del Sinú (DUQUE-CARO, *et al.*, 1983); y (b) En el Cinturón de San Jacinto como en el Valle Inferior del Magdalena, el contacto entre los estratos hemipelágicos de la Formación Carmen de edad Oligoceno superior a Mioceno inferior, y los estratos clásticos suprayacentes de la Formación Rancho (DUQUE-CARO *et al.*, 1983; DUQUE-CARO and DUEÑAS, 1987). Este contacto, en el Cinturón del Sinú, marca la clausura de la sedimentación pelágica y hemipelágica de baja energía, y el comienzo de la sedimentación clástica, de alta energía, durante la fase inicial de la deformación diapírica y levantamiento del

Cinturón del Sinú (Diapirismo Sinuense temprano, DUQUE-CARO, 1984). En el Cinturón de San Jacinto, este contacto también representa la clausura de la sedimentación de baja energía de las lodolitas de la Formación Carmen, en un ambiente batial, y el comienzo de un episodio marino, clástico, de alta energía y de origen fluvial de la Formación Rancho en un ambiente también batial, y se correlaciona con el momento durante el cual el río Magdalena, debido a perturbaciones tectónicas, comenzó a fluir hacia su curso actual en el Valle inferior (DUQUE-CARO, 1979; DUQUE-CARO *et al.*, 1983; KOLLA *et al.*, 1984).

En resumen, todos estos datos indican que la inconformidad del Mioceno medio temprano, ahora correlacionada con el Hiato NH 2 (16,1 a 15,1 m.a., KELLER and BARRON, 1983, 1986), está relacionada con perturbaciones tectónicas que afectaron las áreas costeras pacíficas y caribeñas del noroccidente suramericano.

6.2. INCONFORMIDAD MIOCENO MEDIO

Esta inconformidad corresponde al contacto entre las formaciones Napipí y Sierra, donde como ya se vió hay un hiato estratigráfico indicado por la ausencia de la Zona planctónica N.12 y que coincide con el Hiato, NH 3 (12,9 a 11,8 m.a., KELLER and BARRON, 1983, 1986). Este hiato, localizado dentro de la Zona N.11 y ya reconocido anteriormente en las áreas pacíficas y caribeñas del noroccidente suramericano (DUQUE-CARO, 1972, 1975), particularmente con base en la ausencia de las formas carinadas del grupo de *Globorotalia fohsi* de la Zona N.12 en el norte del Perú (WEISS, 1955), en el Ecuador (SIGAL, 1969), y en el noroccidente colombiano (DUQUE-CARO, 1972), también se ha reconocido en otras áreas del Caribe tales como Trinidad (BOLLI, 1957; STAINFORTH, 1968; BLOW, 1969) donde también se puede asociar con las perturbaciones tectónicas ya reconocidas del Mioceno medio en el noroccidente colombiano (HAFFER, 1970; VAN HOUTEN, 1976; DUQUE-CARO, 1979, 1984, en imprenta).

En la Cuenca del Atrato, esta inconformidad está indicada por el contacto entre la litología lodolítica de muy bajo relieve de la Formación Napipí y la Formación Sierra, suprayacente y de más alto relieve topográfico (DUQUE-CARO, 1990 en imprenta). Este fenómeno marca el climax del diapirismo y fase mayor de deformación en el Cinturón adyacente del Sinú (DUQUE-CARO, 1984), y en toda la región circumpacífica parece haber tenido implicaciones tectónicas regionales (UJIIE, 1984; DUQUE-CARO, 1990, en imprenta).

6.3. INCONFORMIDAD MIOCENO SUPERIOR

Al final de la Formación Sierra tuvieron lugar perturbaciones tectónicas, manifiestas en el contraste abrupto paleobatimétrico entre las profundidades batiales superiores de la Formación Sierra y las profundidades someras (inferiores a 150 m) de la Formación Munguidó. Esta inconformidad no registrada antes en la esquina noroccidental de Suramérica, coincide con el Hiato NH 6 (7,0 a 6,3 m.a., KELLER and BARRON, 1983, 1986), y en el norte colombiano, delimita contactos formacionales muy contrastantes, por ejemplo, el contacto entre la Formación Perdices arcillosa de edad Mioceno medio a superior y las secuencias terrígenas muy espesas y abundantes en restos orgánicos del Grupo Tubará, de edad Mioceno superior a Plioceno.

Como dato interesante por sus implicaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas regionales, en California esta inconformidad se ha registrado en el techo de la Formación Monterrey, correlacionable parcialmente con la Formación Sierra, también dentro del Hiato NH 6, donde separa un evento de aguas frías, abajo, de un evento de aguas cálidas encima (BARRON, 1986).

6.4. INCONFORMIDAD PLIOCENO TEMPRANO

En el área de la Cuenca del Atrato, otra inconformidad marca el final del episodio marino Mioceno superior - Plioceno infe-

rior de la Formación Munguidó, y el comienzo de un ambiente definitivamente continental. Este fenómeno también coincide con el Hiato NH 8 (3,7 a 3,1 m.a., KELLER and BARRON, 1983, 1986) y marca el inicio del gran intercambio de faunas terrestres de vertebrados entre Norte y Suramérica. En el norte colombiano (DUQUE-CARO, 1984), esta inconformidad también marca el final de las Series marinas del Carmen (DUQUE-CARO and DUEÑAS, 1987) y el inicio de la sedimentación continental de las secuencias suprayacentes de edad Plioceno superior - Pleistoceno del Piso Sincelejo.

7. SUMARIO Y CONCLUSIONES

En la Cuenca del Atrato, una cuenca interior de borde (inner borderland basin) con características estratigráficas y bioestratigráficas similares a otras cuencas costeras del Pacífico en el noreste centroamericano y el noroccidente suramericano, se han identificado tres megasecuencias así: (1) Oligoceno superior a Mioceno medio, caracterizada principalmente por sedimentación pelágica y hemipelágica (formaciones Uva y Napipí) de ambientes oceánicos abiertos y profundos, que precedió al desarrollo efectivo de las cuencas de Atrato y Chucunaque, y además cuencas interiores de borde del noroccidente suramericano; (2) Mioceno medio tardío a Plioceno inferior, caracterizada por sedimentación hemipelágica y terrígena (formaciones Sierra y Munguidó), de ambientes batiales medios a neríticos y de cuencas interiores de borde, con asociaciones bentónicas distintivas y características de la bioestratigrafía del Neogeno de California, y sin ninguna relación evolutiva con las faunas bentónicas del Oligoceno y Mioceno del noroccidente de Suramérica, y por último, (3) Una secuencia post-Plioceno inferior, caracterizada principalmente por sedimentación fluvial y lacustre, no discutida específicamente en este estudio.

La evaluación de todos los datos referidos en este estudio con énfasis en la paleoceanografía, paleobatimetría y paleobiogeografía,

grafía ha producido las siguientes interpretaciones (Figs. 7, 8):

1. Antes del Mioceno medio, aproximadamente 16 m.a., las condiciones imperantes a lo largo de los márgenes continentales muy pendientes del noroccidente suramericano fueron oceánicas abiertas y profundas, con una circulación libre y activa y aguas bien aireadas.
2. Durante el Hiato Mioceno NH 2 (16,1 a 15,1 m.a.), y como consecuencia de las perturbaciones tectónicas que causaron el levantamiento inicial del Istmo de Panamá, ocurrieron cambios regionales en la circulación de fondo y en la sedimentación, reconocibles en las costas del Pacífico y Caribe del norte suramericano. Las condiciones resultantes, tales como aguas ricas en nutrientes orgánicos y bajas en oxígeno, calentamiento general de las aguas de superficie ecuatoriales, un máximo en el levantamiento del nivel del mar, además de profundidades batiales del orden de los 2000 m, se continuaron a través de la mayor parte del Mioceno medio.
3. Durante el Mioceno medio, Hiato NH 3 (12,9 a 11,8 m.a.), ocurrió un cambio abrupto paleobatimétrico de profundidades batiales inferiores a medias en el orden de los 1000 m, y modelación de las cuencas del Atrato y Chucunaque y otras cuencas interiores de borde norte-suramericanas y centroamericanas mostrando así un levantamiento grande y rápido del umbral de Panamá, como reflejo de una segunda fase tectónica de las perturbaciones del Mioceno medio en el noroccidente suramericano.
4. Inmediatamente después de este levantamiento se inició la evolución efectiva de las cuencas interiores de borde en las costas pacíficas del noroccidente suramericano, e hicieron su aparición faunas muy distintivas de foraminíferos bentónicos, extendiéndose desde las costas de California por las áreas costeras pacíficas de Centroamérica y norte de Suramérica, hasta el Ecuador (latitudes aproximadas del Golfo de Guayaquil). Estas asociaciones bentónicas, Mioceno medio tardío a Plioceno, son características de la bioestratigrafía costera de California, y aparecen repentinamente encima de las microfauas típicas del Oligoceno y Mioceno medio del noroccidente suramericano, sin relación alguna evolutiva con ellas. Ya que estas asociaciones no ocurren en el Caribe, pienso que el levantamiento anterior, y emergencia parcial del Istmo de Panamá, estimuló la creación de una barrera circulatoria entre el Pacífico y el Caribe, como producto de la intensificación de la Corriente Fría de California que transportó faunas de foraminíferos bentónicos hasta el Golfo de Guayaquil. Además, este fenómeno coincidió con caídas del nivel del mar y episodios fríos como consecuencia del crecimiento del casquete polar antártico. Los ambientes batiales superiores fueron anóxicos debajo de aguas superficiales bien aireadas en las áreas costeras pacíficas del noroccidente suramericano.
5. Durante el Mioceno superior tardío, Hiato NH 6 (6,3 a 7,0 m.a.), se restableció la circulación de aguas cálidas del Caribe hacia el Pacífico cesando así la influencia de la Corriente Fría de

En esta forma, el paisaje paleogeográfico resultante de esta serie de eventos, se caracterizaba por una Serranía de San Blas - Darién parcialmente emergida como isla mayor, entre Centroamérica ancestral y la esquina noroccidental de Suramérica, presentando por primera vez durante el Cenozoico, condiciones favorables para un intercambio temprano de faunas de vertebrados entre Norteamérica y Suramérica, por ejemplo Prociónidos (mapaches y sus parientes) y Megaloníquidos y Milodóntidos (perezosos).

- California, hecho observable en el aumento progresivo de la similitud de las microfauas bentónicas de este período en las áreas costeras del Pacífico y Caribe norte-suramericano. Este fenómeno estuvo acompañado por la colmatación rápida de la cuenca y desprofundización gradual a profundidades neríticas de las cuencas interiores de borde de las áreas costeras pacíficas y caribeñas del noroccidente suramericano lo cual, a su vez está evidenciado por los grandes espesores de sedimentos terrígenos y empobrecimiento progresivo de la microfauna bentónica. Este gran evento paleoceanográfico coincidió con el cambio del Carbono del Mioceno, el aislamiento de la Cuenca del Mediterráneo y el aumento a nivel global, tanto de la productividad biológica como de la rata de sedimentación.
6. Inmeditadamente después del ciclo progresivo somero del Mioceno superior al Plioceno (formaciones Sierra a Mungidó en la Cuenca del Atrato) tuvo lugar la emergencia total del Istmo de Panamá como consecuencia de inestabilidad tectónica. El episodio marino anterior se reemplazó por uno continental favoreciendo así el intercambio de faunas terrestres entre Norte y Suramérica. La fecha de este evento tectónico y paleoceanográfico coincide con el Hiato NH 8 (3,7 a 3,1 m.a.), y con la datación absoluta de la clausura final del istmo, de 3,5 y 3,1 m.a.
 7. Como resultado de esta evolución se han reconocido 4 inconformidades regionales asociadas con perturbaciones tectónicas en el noroccidente suramericano y han sido correlacionadas con los hiatos paleoceanográficos del Neogeno: Mioceno medio temprano (16,1-15,1 m.a.), Mioceno medio (12,9-11,8 m.a.), y Mioceno superior (7,0 - 6,3 m.a.) y Plioceno temprano (3,7 a 3,1 m.a.).
 8. La evolución paleobiogeográfica resultante de este estudio concuerda con los datos existentes tanto de tierra como de los océanos. Sin embargo, han aparecido dos nuevos elementos: la influencia de la Corriente Fría de California en las áreas costeras del noroccidente suramericano en el lapso del Mioceno medio tardío al Mioceno superior, y la interrupción consecuente de la circulación oceánica entre el Atlántico y el Pacífico durante el mismo intervalo cronoestratigráfico.
 9. Todos los datos anteriores de las áreas costeras del noroccidente suramericano se complementan con los datos paleoceanográficos correspondientes obtenidos en los océanos. Sin embargo, es significativa la correlación existente entre las fechas de las perturbaciones tectónicas de los márgenes continentales norte-suramericanos y algunos de los hiatos paleoceanográficos. Esta conlleva grandes implicaciones en la interpretación del papel que juegan, por ejemplo los cambios paleoclimáticos y la tectónica en la evolución de los márgenes continentales, por lo menos en las áreas costeras del noroccidente suramericano. En la esquina noroccidental de Suramérica, en los cinturones adyacentes de Sinú y San Jacinto, las perturbaciones tectónicas, por ejemplo diapirismo, parecen estar asociadas con cambios abruptos en la dinámica de la sedimentación, de baja energía (pelagitas y hemipelagitas) a alta energía (turbiditas; DUQUE-CARO, 1984). En estas áreas, los hiatos paleoceanográficos correspondientes (pulsos fríos, KELLER and BARRON, 1983; Fig. 8) se representan por los planos de estratificación entre estas litologías contrastantes, y estarían asociados con períodos de baja rata en la sedimentación como consecuencia de la inactividad de las fuentes terrígenas, erosión, caídas en el nivel del mar e intensificación de las corrientes frías marginales. Por el contrario, los intervalos de alta energía, que coinciden con períodos cálidos (KELLER and BARRON, 1983; Fig. 8) y elevaciones del nivel

del mar (VAIL and HARDENBOL, 1979; Fig. 8), estarían asociados con el aumento del aporte terrígeno y altas tasas de sedimentación como respuesta a una mayor actividad de las fuentes sedimentarias.

8. RECONOCIMIENTOS

Este trabajo es una traducción de partes de mi Tesis de Doctorado en la Universidad de Princeton, y así quiero agradecer muy especialmente a A.G. Fischer, F.B. Van Houten, G. Keller y N. Lundberg por sus invaluable críticas y comentarios durante las varias etapas de su realización. En la misma forma, quiero agradecer también a J. P. Kennett, Universidad de Rhode Island por la lectura y críticas para el mejoramiento de este trabajo en particular.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ABBOT, D.P., 1966.- *Factors influencing zoogeographic affinities of Galapagos inshore marine faunas*. In: The Galapagos R. Bowman (Editor), Univ. California Press, Berkely and Los Angeles, pp. 108 - 122.
- BANDY, O.L., 1960.- *Planktonic foraminifera criteria for paleoclimatic zonation*. Sciences Reports, Tohoku University, Sendai, Japan, 2nd Ser. (Geol.), Spec. Vol., 4: 1-8.
- , 1961.- *Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California*. Micropal., 7: 1-26.
- , 1963.- *Larger living foraminifera of the continental borderland of southern California*. Cushman Found. Form. Res., 14 (4): 121-126.
- , 1969.- *Relationship of Neogene planktonic foraminifera to paleoceanography and correlation*. First International Conference of Planktonic microfossils, Proceedings, 1:46-57. Geneva, 1967.
- , 1970.- *Upper Cretaceous-Cenozoic paleobathymetric cycles eastern Panama and northern Colombia*. Gulf Coast Association, Geological Societies, Transactions, 20:181-193.
- BANDY, O. L. and ARNAL, R. E., 1957. *Distribution of Recent foraminifera off west coast of Central America*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 41: 2037-2053.
- BANDY, O.L. and CASEY, R.E., 1973.- *Reflector horizons and paleobathymetric history, eastern Panamá*. Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 3081 - 3086.
- BARRERO, D., 1979.- *Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia*. Publ. Geol. Esp. Ingeominas, 4:1-75. Bogotá.
- BARRON, J.A., 1980.- *Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of DSDP leg 57, off northerastern Japan*. In: Init. Reports of the Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office. 56, 57:641-685. Washington.
- , 1986.- *Paleoceanographic and tectonic controls on deposition of the Monterey formation and related siliceous rocks in California*. Paleogeg., Paleoclim., Paleoecol., 53: 27 - 45.
- BARRON, J. A. and KELLER, G., 1983.- *Paleotemperature oscillations in the middle and late Miocene of the north-eastern Pacific*. Micropal., 29:150-181.
- BERGER, W.H., 1970.- *Biogeneous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation*. Geol. Soc. Amer. Bull., 81:1385-1402.
- BERGER, W.H. and SOUTAR, A., 1970.- *Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California*. Geol Soc. Amer. Bull., 81:275-282.
- BERGGREN, W.A., 1973.- *The Pliocene time scale: calibration of planktonic foraminiferal and calcareous nannoplankton zones*. Nature, 243: 391-397.

- BERGGREN, W.A. and HOLLISTER, C.D., 1974.- *Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic ocean*. In: *Studies in Paleocyanography*. W.W. Hay (Editor), Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 20: 126-186.
- BERGGREN, W.A. *et al*, 1985.- *Cenozoic geochronology*. Geol. Soc. Amer. Bull., 96: 1407-1418.
- BERNER, R.A., 1970.- *Sedimentary pyrite formation*. Amer. Jour. Sci. 268: 1-23.
- , 1981.- *A new geochemical classification of sedimentary environments*. Jour. Sed. Petrol., 51: 359-365.
- BLOW, W.A., 1959.- *Age, correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, eastern Falcon, Venezuela*. Bull. Amer. Paleont., 39 (178): 68-251.
- , 1969.- *Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. In: *First International Conf. Planktonic Microfossils*, P. Bronniman and H.H. Renz (Editors) *Proceedings*, 1: 199-421. Geneve, 1967.
- BOLLI, H.M., 1957.- *Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I.* U.S. Nat. Mus. Bull., 215: 97-123.
- BRONNIMANN, P. and RESIG, J., 1971.- *A Neogene globigerinacean biochronology time scale of the southwestern Pacific*. In: *Init. Reports of the Deep Sea Drilling Project, leg 7*. U.S. Government Printing Office., 7: 1235-1469. Washington, D.C.
- CASE, J.E. *et al*, 1971.- *Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá*. Geol. Soc. Amer. Bull., 82: 2685-2712.
- CLOUD, P.E., 1955.- *Physical limits of glauconite formation*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 39: 484-492.
- CUSHMAN, J.A., 1918.- *The smaller fossil foraminifera of the Panamá Canal zone*. U.S. Nat. Mus. Bull., 103: 45-87.
- CUSHMAN, J.A. and STAINFORTH, R.M., 1951.- *Tertiary foraminifera of coastal Ecuador: Part I, Eocene*. Jour. Paleont., 25: 129-164.
- CUSHMAN, J.A. and STEVENSON, F.V., 1948.- *A Miocene foraminiferal fauna from Ecuador*. Cushman Lab. Foram. Res. Contrib., 23 (3): 50-67.
- DENGO, G., 1973.- *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central*. Centro Regional de Ayuda Técnica-Agencia para el Desarrollo Internacional (AID). 52 p.
- , 1983.- *Mid-America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northern Colombia*. Centro de Estudios Geológicos de América Central, Guatemala, 56 p.
- DONNELLY, T.W., 1985.- *Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region*. In: *The Great American Biotic Interchange*, F.G. Stehli and S.D. Webb (Editors), Plenum Press, New York, pp. 89-121.
- DOUGLAS, R. C., 1973.- *Benthonic foraminiferal biostratigraphy in the Central north Pacific, leg 17, Deep Sea Drilling Project*. In: *Init. Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office. 17: 607-694. Washington, D.C.
- , 1979.- *Benthic foraminiferal ecology and paleoecology: A review of concepts and methods*. Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course, 6: 21-53.

- DOUGLAS, R. C. and HEITMAN, H. L., 1979.- *Slope and basin benthic foraminifera of the California borderland*. In: *Geology of Continental Slopes*. L. J. Doyle and O.H. Pilkey (Editors), Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Publ., 27: 231-246.
- DUQUE-CARO, H., 1971.- *A reply to: On planktonic foraminiferal zonation in the Tertiary of Colombia*. *Micropal.* 17: 365-368.
- , 1972.- *Relaciones en la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado geosinclinal del Bolívar*. *Bol. Geol. Ingeominas*, 19(3): 25-68.
- , 1975.- *Los foraminíferos planctónicos y el Terciario de Colombia*. *Rev. Española de Micropal.* 7 (3) : 403 - 427.
- , 1979.- *Major structural elements and evolution of northwestern Colombia*. In: *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. J.S. Watkins, L. Montadert and P.W. Dickerson (Editors). *Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, *Memoir*, 29:329-351.
- , 1984.- *Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinu - San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland*. In: *The South American-Caribbean Plate Boundary and Regional Tectonics*. W.E. Bonini, R.B. Hargraves, and R. Shagam (Editors). *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 162: 303-316.
- , 1990, (in press).- *The Choco block in the NW corner of South America: structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications*. *Jour. of South Amer. Earth Sci.*, 4(1):
- DUQUE-CARO, H. and DUEÑAS, H., 1987.- *The stratigraphy and diapiric structures of the northwestern Colombia (Cartagena and Carmen de Bolívar áreas)*. *Assoc. Col. Geol. y Geof. del Petr.*, XXV Field Trip: 1-43.
- DUQUE-CARO, H., PAGE, W. D. and CUELLAR, J., 1983.- *General geology, geomorphology and neotectonics of northwestern Colombia (southwestern Caribbean borderland)*. Tenth Caribbean Geol. Conf., Field Trip C, Cartagena, Colombia, 81 pp.
- EMILIANI, C., GARTNER, S. and LIDZ, B., 1972.- *Neogene sedimentation of the Blake Plateau and the emergence of the Central American isthmus*. *Paleogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 11: 1-10.
- FORERO - ESGUERRA, O., 1974.- *The Eocene of northwestern South America*. (Master of Sci. Thesis). Dept. Earth Sci., University of Tulsa, pp. 1-81.
- GALLOWAY, J.J. and MORREY, M., 1929.- *A lower Tertiary foraminiferal fauna from Manta, Ecuador*. *Bull. Amer. Paleont.*, 15 (55): 1-56.
- HAFFER, J., 1967.- *On the geology of the Urabá and northern Chocó regions, northwestern Colombia*. *Ecopetrol*, Bogotá, Open File Report, 809:1-105.
- , 1970.- *Geologic climatic history and zoogeographic significance of the Urabá region in northwestern Colombia*. *Caldasia* 10 (50): 603-636.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. and VAIL, P. R., 1987.- *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to Present)*. *Science*, 235: 1158 - 1167.
- HOLCOMBE, T.L. and MOORE, W.S., 1977.- *Paleocurrents in the eastern Caribbean. Geologic evidences and implications*. *Marine Geology*, 23:35-56.
- ICSC (Interoceanic Canal Study Commission), 1968.- *Geology, final report-route 25*. Panamá Office Interoceanic Canal Studies, 1: 1-245.

- INGLE, J.C. Jr., 1967.- *Foraminiferal biofacies variation and the Miocene-Pliocene boundary in southern California*. Bull. of Amer. Paleont. 52 (236):1-393.
- , 1980.- *Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the southern California borderland*. Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ., 19:163-195.
- JONES, D.S. and HASSON, P.F., 1985.- *History and development of the marine invertebrate faunas separated by the Central American isthmus*. In: The Great American Biotic Interchange, F.G. Stehli and S.D. Webb (Editors), Plenum Press, p. 325-355. New York.
- KANEPS, A.G., 1979.- *Gulf stream: velocity fluctuations during the late Cenozoic*. Science, 204: 297-301.
- KEAST, A., ERK, F. C. and GLASS, B., 1972.- *Evolution, mammals and southern continents*. State University of New York Press, 543 pp. Albany.
- KEIGWIN, L. D. Jr., 1978.- *Pliocene closing of the isthmus of Panamá, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific ocean and Caribbean deep-sea cores*. Geology, 6: 630 - 364.
- , 1982.- *Isotopic paleoceanography of the Caribbean and east Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time*. Science, 217: 350 - 352.
- KELLER, G., 1980.- *Middle to late Miocene planktonic foraminiferal datum levels and paleoceanography of the north and south eastern Pacific Ocean*. Marine Micropal., 5: 249-281.
- , 1986.- *Paleoceanographic implications of middle Eocene to Pliocene deep-sea hiatuses*. Second International Conference on Paleoceanography (SICP), Abstracts with Programs, Woods Hole, Mass.
- KELLER, G. and BARRON, J.A., 1983.- *Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses*. Geol. Soc. of Amer., Bull. 94: 590 - 613.
- KELLOGG, J.N., 1981.- *The Cenozoic basement tectonics of the Sierra de Perijá, Venezuela and Colombia*. (Ph. D. Thesis). Princeton Univ., 230 pp.
- KENNETT, J. P., KELLER, G., and SRINIVASAN, M.S., 1985.- *Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region*. In: The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography. J. P. Kennett (Editor), Geol. Soc. Amer. Mem., 163:197-236.
- KLEINPELL, R.M., 1938.- *Miocene stratigraphy of California*. Amer. Assoc. Petrol.. Geol. Tulsa, 450 pp.
- , 1980.- *The Miocene stratigraphy of California revisited*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, 11: 1-53.
- KOLLA, V., BUFFLER, R.T., and LADD, J. W., 1984.- *Seismic stratigraphy and sedimentation of the Magdalena fan, southern Colombian basin, Caribbean sea*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 68: 316-332.
- LAMB, J.L. and MILLER, T.H., 1984.- *Stratigraphic significance of Uvigerinid foraminifers in the western hemisphere*. The University of Kansas, Paleontological Contrib., 66: 1 - 40.
- LLOYD, J.J., 1963.- *Tectonic history of the south Central American orogen*. In: Backbone of the Americas. O.E. Childs and B.W. Beebe (Editors), Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Memoir, 2: 88-100.
- LOHMAN, G. P., 1978.- *Abyssal benthic foraminifera as hydrographic indicators in the western south Atlantic Ocean*. Jour. Foram. Res., 8: 6-34.

- LONSDALE, P. and KLITGORD, K. D., 1978.- *Structure and tectonic history of the eastern Panamá basin*. Geol. Soc. Amer., Bull., 89: 981-99.
- MARSHALL, L.G., 1985.- *Geochronology and land-mammal biochronology of the transamerican faunal interchange*. In: The Great American Biotic Interchange. F.G. Stehli and S.D. Webb (Editors), Plenum Press, pp. 49-85. New York.
- MARSHALL, L.G. et al, 1979.- *Calibration of the great American interchange*. Science. 204: 272-279.
- MARSHALL, L.G., et al, 1982.- *Mammalian evolution and the great American interchange*. Science, 215: 1351-1357.
- McDOUGALL, K., 1985.- *Miocene to Pleistocene benthic foraminifera and paleoceanography of the middle America slope, Deep Sea Drilling Project, leg 84*. In: Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, Von Huene, R. Auboin, J. and others. U.S. Government Printing Office, 84: 416. Washington, D.C.
- MILLER, K.G. and LOHMAN, G.P., 1982.- *Environmental distribution of recent benthic foraminifera on the northeast Unit States continental slope*. Geol. Soc. Amer. Bull., 93: 200-206.
- MOORE Jr. et al, 1978.- *Cenozoic hiatuses in pelagic sediments*. Micropal, 24: 113-138.
- MULLINS, H.T. et al, 1985.- *Oxygen minimum zone edge effects: evidence from the central California coastal upwelling system*. Geology, 13: 491-494.
- NYGREN, W.E., 1950.- *The Bolívar geosyncline in northwestern South America*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 34: 1998-2006.
- ODIN, G.S. and LETOLLE, R., 1980.- *Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison*. In: Marine Phosphorites - Geochemistry. G.K. Bendor (Editor), Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 29: 227-237.
- ODIN, G.S. and MATTER, A., 1981.- *The glauconarium origin*. Sedimentology, 28: 611-641.
- OLSSON, A.A., 1932.- *Contribution to the Tertiary paleontology of northern Perú, Pt. 5, The Peruvian Miocene*. Bull. Amer. Paleont., 19 (68): 1-272.
- , 1972.- *Origin of the existing panamic molluscan biotas in terms of their geologic history and their separation by the isthmian land barrier*. Bull. Biol. Soc. 2:117-223. Washington.
- PETTERS, V. and SARMIENTO, R. 1956.- *Oligocene and lower Miocene biostratigraphy of the Carmen - Zambrano area, Colombia*. Micropaleontology, 2:7-35.
- PETUCH, E.G., 1982.- *Geographical heterochrony: contemporaneous coexistence of Neogene and Recent molluscan faunas in the Americas*. Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeocol. 37: 277-312.
- PORRENGA, D.H., 1967.- *Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment*. Marine Geol., 5: 495-501.
- REDMOND, C.D., 1953.- *Miocene foraminifera from the Tubara beds of northern Colombia*. Jour. Paleont., 27:208-733.
- RENZ, H.H., 1948.- *Stratigraphy and fauna of the Agua Salada group, state of Falcon, Venezuela*. Geol. Soc. Amer. Mem., 32: 219 pp.

- RESIG, J.M., 1981.- *Biogeography of benthic foraminifera of the northern Nazca plate and adjacent continental margin*. In: Crustal Formation and Andean Convergence. L.D. Kulm and others, (Editors). Geol. Soc. Amer. Mem., 154:619-666.
- RIEDEL, W.R., 1959.- *Oligocene and lower Miocene radiolaria in tropical Pacific sediments*. Micropal., 5:285-302.
- ROMINE, K. and LOMBARI, G., 1985.- *Evolution of the Pacific circulation in the Miocene: radiolarian evidence from DSDP 289*. In: The Miocene Ocean: Paleogeography and Biogeography. J.P. Kennett, (Editor), Geol. Soc. Amer. Mem., 163:273-290.
- SAITO, T. 1976.- *Geologic significance of coiling direction in the planktonic foraminifera Pulleniatina*. Geology, 4:305-309.
- SAVIN, S.M. and DOUGLAS, R.G., 1985.- *Sea level, climate and the Central American land bridge*. In: The Great American Biotic Interchange. F.G. Stehli, and S.D. Webb (Editors). Plenum Press, pp. 303-324. New York.
- SAVIN, S.M., DOUGLAS, R. G., and STEHLI, F.G. 1975.- *Tertiary marine paleotemperatures*. Geol. Soc. Amer. Bull. 86: 1499-1510.
- SAVIN, S.M. et al, 1981.- *Miocene foraminiferal isotope records: a synthesis*. Marine Micropal., 6:423-450.
- SAVIN, S.M. et al, 1985.- *The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperatures: oxygen isotopic evidence*. In: The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography. J.P. Kennett (Editor) Geol. Soc. Amer. Mem., 163:49-82.
- SCHUCHERT, CH., 1935.- *Historical geological of the Antillean-Caribbean region*. John Wiley & Sons, 1, 811 pp. New York.
- SHACKLETON, N.J., and KENNETT, J.P., 1975.- *Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of the Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281*. In: Init. Rep. DSDP, Leg 29. J.P. Kennett, and others (Editors), U.S. Government Printing Office, 29:743-755. Washington, D.C.
- SIGAL, J., 1969.- *Quelques acquisitions recentes concernant la chronostratigraphie des formations sedimentaires L'Equateur*. Rev. Española Micropal. 1:205-236.
- SIMPSON, G.G., 1950.- *History of the fauna of latin America*. Amer. Scientist, 38:361-389.
- SMITH, P.B., 1963.- *Quantitative and qualitative analysis of the family Boliviniidae: Recent foraminifera off Central America*. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 429A: 1-39.
- , 1964.- *Ecology of benthonic species*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 429B: 1-55.
- STAINFORTH, R.M., 1968.- *Mid-Tertiary diastrophism in northern South America*. In: Fourth Caribbean Geol. Conf., Port Spain, Trinidad and Tobago, 1965, Transactions, pp.159-174.
- THOMPSON, P.R., 1982.- *Foraminifers of the middle America trench*. In: Init. Reports DSDP. J. Auboin and others, U.S. Government Printing Office, 67:351-382. Washington, D.C.
- UJIE, H., 1984.- *A middle Miocene hiatus in the Pacific region: its stratigraphic and paleoceanographic significance*. Palaeogeog, Palaeoclim., Palaeocol., 46: 143-164.
- VAIL, P.R. and HARDENBOL, J., 1979.- *Sea level changes during the Tertiary*. Oceanus, 22(3):71-79.

- VAN ANDEL, T.H. *et al*, 1971.- *Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific*. Geol. Soc. Amer. Bull., 82: 1489-1508.
- VAN HOUTEN, F.B., 1976.- *Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean fore-deep, Colombia*. Geol. Soc. Amer. Bull., 87: 481-495.
- VAUGHAN, T. W., 1919.- *The biologic character and geologic correlation of the sedimentary formations of Panama and their relation to the geologic history of Central America and the West Indies*. U.S. Nat. Mus. Bull., 103: 547-612.
- VINCENT, E., KILLINGLEY, J.S., and BERGER, W.H. 1980.- *The magnetic epoch 6 carbon shift in the oceans $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$ ratio 6.2 million years ago*. Marine Micropal. 5: 185-203.
- WEBB, S.D., 1985.- *Late Cenozoic mammal dispersals between the Americas*. In: *The Great American Biotic Interchange*, F.G. Stehli, and S.D. Webb (Editors), Plenum Press pp. 357-386. New York.
- WEISS, L., 1955.- *Planktonic index foraminifers of northwestern Peru*. Micropaleontology, 1: 301-319.
- WEYL, R., 1980.- *Geology of Central America*. Gebrueder Borntraeger, Berlin Stuttgart, 371 pp.
- WHITMORE, F.C. Jr. and STEWART, R.H., 1965.- *Miocene mammals and Central American seaways*. Science, 148: 180-185.
- WOODRING, W.P., 1965.- *Endemism in middle Miocene Caribbean molluscan faunas*. Science, 148: 961-963.
- , 1978.- *Distribution of Tertiary marine molluscan faunas in southern Central America and northern South America*. Instituto de Geología, Universidad Autónoma de Mexico, 101: 153-166.
- WOODRUFF, F., 1985.- *Changes in Miocene deep-sea benthic foraminiferal distribution in the Pacific Ocean: relationship to paleoceanography*. In: *The Miocene Ocean: Paleoclimatology and Biogeography*. J.P. Kennett (Editor) Geol. Soc. Amer. Mem., 163: 131-175.
- WOODRUFF, F., and DOUGLAS, R.G., 1981.- *Response of deep-sea benthic foraminifera to Miocene paleoclimatic event, DSDP Site 289*. Marine Micropal., 6: 617-632.
- WOODRUFF, F. and SAVIN, S.M., 1985.- $\delta^{13}\text{C}$ *Values of Miocene Pacific benthic foraminifera: correlations with sea level and biological productivity*. Geology, 13: 119-122.
- WOODRUFF, F., SAVIN, S. M., and DOUGLAS, R.G. 1981.- *Miocene stable isotope record: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications*. Science, 212: 665-668.

* * *

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO - MINERAS

**EL BLOQUE DEL CHOCO EN EL NOROCCIDENTE SURAMERICANO:
IMPLICACIONES ESTRUCTURALES,
TECTONOESTRATIGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS**

Por:

HERMANN DUQUE-CARO

1990

CONTENIDO

Página

RESUMEN - ABSTRACT	51
1. INTRODUCCION	52
2. MARCO REGIONAL	53
2.1. ARCO DE DABEIBA	53
2.2. CUENCAS DE ATRATO Y CHUCUNAQUE	59
2.3. ARCO DE BAUDO	61
2.4. LIMITES TECTONOESTRATIGRAFICOS	63
2.4.1. ZONA DE FALLA DE URAMITA	63
2.4.2. FALLA DEL ATRATO	63
2.4.3. ZONA DE FALLA DE BAUDO	64
2.4.4. ZONA DE FALLA DE PANAMA	64
2.4.5. ZONA DEFORMADA DE ISTMINA	65
3. SUMARIO Y CONCLUSIONES	67
3.1. ANTECEDENTES Y HECHOS	67
3.2. INTERPRETACIONES	67
4. RECONOCIMIENTOS	68
5. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	68

FIGURAS

1. Terrenos tectonoestratigráficos y provincias geológicas en el noroccidente suramericano	54
2. Principales elementos fisiográficos del noroccidente suramericano: Serranías de San Blas - Darién y Baudó - Majé, Valles del Atrato y Chucunaque, colinas de Istmina y Cordillera Occidental	55
3. Características litogenéticas y estructurales principales del Bloque del Chocó	56
4. Características litoestratigráficas generales del Bloque del Chocó y de la Cordillera Occidental, Segmento norte	58
5. Correlación de las secuencias estratigráficas sucesivas en las cuencas del Atrato y Chucunaque según varios autores	61
6. Correlación bioestratigráfica de algunos pozos exploratorios en la Cuenca del Atrato	62
7. Implicaciones estructurales de la Zona Deformada de Istmina en la Cordillera Occidental de Colombia	66

TABLA

1. Algunos microfósiles diagnósticos del Arco de Dabeiba	57
--	----

* * *

RESUMEN

El Bloque del Chocó, en el noroccidente suramericano, comprende las regiones panameñas y colombianas al oriente de la Zona del Canal de Panamá hasta el noroccidente colombiano, desde los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental por encima de los 4° de latitud norte, y está caracterizado por tres elementos estructurales y litogenéticos: los arcos de Dabeiba y Baudó, las cuencas de Atrato - Chucunaque y la Zona Deformada de Istmina.

Los arcos de Dabeiba y Baudó, con características similares, delimitan los márgenes externos del Bloque del Chocó y se distinguen por: (a) Anomalías gravimétricas positivas relacionadas con cuerpos ígneos y sedimentarios de origen oceánico; y (b) Ocurrencia de estratos pelágicos, hemipelágicos y terrígenos en bloques sin guardar entre sí ninguna coherencia estratigráfica ni estructural, con diferentes edades y ambientes, e intercalaciones volcánicas máficas. El Arco de Dabeiba presenta fábrica de tipo "melange", particularmente en su margen oriental donde estratos rotos e inclusiones de bloques exóticos de edad Cretaceo - Paleoceno, Eoceno - Oligoceno y Mioceno ocurren dispersos dentro una matriz pelítica cizallada de edad Mioceno medio.

La cuencas de Atrato - Chucunaque contienen un relleno sedimentario de más de 10 km de espesor y están caracterizadas por dos secuencias estratigráficas muy distintivas, particularmente en el valle del Atrato: (1) Una secuencia aflorante compuesta principalmente por estratos pelágicos y hemipelágicos, de edad Oligoceno a Mioceno medio, superpuesta por una secuencia hemipelágica y terrígena de edad Mioceno medio alto a Plioceno, y (2) Una secuencia infrayacente de edad Mioceno medio y más antigua, principalmente compuesta por sedimentos turbidíticos que únicamente se ha podido reconocer en secciones de subsuelo.

Una evaluación y síntesis de la información estructural y litogenética del Bloque del Chocó indica lo siguiente: (1) El Bloque del Chocó es un terreno exótico sin ninguna afinidad litogenética con Sur América, acrecido al continente (Cordillera Occidental) durante el Mioceno medio. La ocurrencia de bloques exóticos con microfauna planctónica del Paleoceno en el Arco de Dabeiba, plantea una proveniencia para el Bloque del Chocó de latitudes tan lejanas como las de Guatemala y Méjico. (2) La Zona de Falla de Uramita es la sutura que pone en contacto el Bloque del Chocó con la Cordillera Occidental del noroccidente de Suramérica. (3) Las cuencas juveniles intramontañosas del Atrato y Chucunaque y la Zona deformada de Istmina se formaron como consecuencia del acrecimiento y perturbaciones tectónicas del Mioceno medio.

ABSTRACT

The Chocó Block, located in the NW corner of South America, comprises the isthmus of Panamá east of the Canal Zone and NW Colombia, including the westernmost flanks of the Cordillera Occidental above latitude 4° N. Three major structural and lithogenetic elements compose this terrain: the Dabeiba and Baudó arches, the Atrato-Chucunaque basins and the Istmina Deformed Zone.

The Dabeiba and Baudó arches outline the external boundaries of the Chocó Block and display similar characteristics: (a) Mostly positive gravity anomalies and association of igneous bodies of oceanic origin with sedimentary suites, and (b) Occurrence of Upper Cretaceous to Miocene pelagic and hemipelagic, and terrigenous strata in blocks of different ages and environments, associated with mafic igneous rocks. The Dabeiba Arch exhibits a

melange fabric, particularly at its eastern margin, in which disrupted strata and inclusions of Upper Cretaceous - Paleocene, Eocene - Oligocene, and Miocene exotic blocks are dispersed in a sheared pelitic matrix of middle Miocene age.

The Atrato - Chucunaque basins, contain sedimentary fill exceeding 10 km in thickness. Two distinctive stratigraphic sequences comprise: (1) An outcropping and apparently continuous Oligocene to middle Miocene sequence mostly composed of pelagic and hemipelagic strata, overlain by hemipelagic and terrigenous strata of latest middle Miocene to Pliocene age; and (2) An underlying middle Miocene and older sequence, mostly of turbidites, which has only been recognized in subsurface sections.

An evaluation and synthesis of the structural and lithogenetic information of the Chocó Block indicates the following conclusions: (1) The Chocó Block is an exotic terrane with no lithogenetic affinity with South America which was accreted onto the northwestern flanks of the Cordillera Occidental during the middle Miocene. The occurrence of exotic late Paleocene planktic foraminiferal assemblages in the Dabeiba Arch suggests an origin for the Chocó Block as distant as the northern latitudes of Guatemala and Mexico. (2) The Uramita Fault Zone is the suture between the Chocó Block and the Cordillera Occidental in NW South America. (3) The young intermontane Atrato and Chucunaque basins and the Istmina Deformed Zone were formed as a result of the accretion of the Chocó Block to the northwestern flanks of the Cordillera Occidental during the middle Miocene time.

1. INTRODUCCION

El noroccidente suramericano tiene márgenes continentales tanto sobre el Océano Pacífico como sobre el mar Caribe y comprende la región sureña centroamericana al oriente de la Zona del Canal y el noroccidente colombiano desde los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental por encima de los 4° de latitud norte (Figs. 1 y 2). Dos sistemas montañosos arqueados y paralelos, las serranías de San Blas - Darién sobre el margen caribeño que se unen a los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental, y las serranías de Majé - Baudó, sobre el margen pacífico (Fig. 2), constituyen la espina dorsal de esta región. Este marco fisiográfico regional se complementa con: (a), los márgenes continentales correspondientes sobre el Caribe (Cuenca de Colombia) y sobre el Pacífico (Cuenca de Panamá); (b), la topografía llana y pantanosa de los valles del Atrato y Chucunaque entre los dos sistemas montañosos del oriente panameño y noroccidente colombiano respectivamente; y (c), las lomas de Istmina en el extremo sur.

Esta región, tema de frecuentes interpretaciones y especulaciones, donde la Cor-

dillera Occidental siempre se ha considerado como una sola unidad litogenética a partir de análisis particularmente geoquímicos y dataciones radiométricas, y dentro de modelos tradicionales de acrecimiento por subducción, continúa siendo geológicamente una de las regiones más desconocidas de Colombia, principalmente por la falta de una cartografía sistemática base, que muestre conjuntamente la problemática estratigráfica y estructural.

La nueva concepción analítica de terrenos tectonostratigráficos (CONEY *et al.*, 1980, y muchos otros), además de que ha abierto nuevas perspectivas en las interpretaciones geotectónicas, para un mejor entendimiento de la evolución de los continentes en particular, a demostrado lo importante y crítico que es en el estudio de los márgenes continentales complejos como los que constituyen el anillo circum-pacífico, la precisión de las descripciones, la identificación y caracterización tectonostratigráfica de las unidades falladas, la cartografía sistemática, y la discriminación de los elementos tectónicos sucesivos dentro de un terreno, para una mejor sustentación de las interpretaciones.

La esquina noroccidental de Suramérica, está localizada dentro de la zona de convergencia entre la América Central nuclear y las placas del Caribe y de Nazca. Esta región consta de varios elementos estructurales y litogenéticos que recientemente han sido clasificados ya sea como provincias geológicas o como terrenos, por ejemplo, el Bloque del Chocó (DENGO, 1983); (Fig. 1-a); la Provincia de San Blas - Darién, la Provincia de la Cordillera Occidental (CASE *et al.*, 1984), (Fig. 1-b); el Terreno del Chocó (HOWELL *et al.*, 1985); los terrenos de Cañas Gordas, Atrato - San Juan - Tumaco y Baudó (ETAYO *et al.*, 1986), (Fig. 1-c).

Una evaluación de la información tanto publicada como no publicada y nuevos datos de campo recientemente colectados en los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental, han resultado en nuevos puntos de vista en la interpretación de los diferentes elementos litogenéticos de la esquina noroccidental de Suramérica. Por lo tanto, el objetivo principal de este trabajo es presentar una caracterización más precisa de los elementos estratigráficos y estructurales del Bloque del Chocó, que incluye la mayor parte de los elementos litogenéticos del noroccidente suramericano (Fig. 1-a) y su posición en el tiempo, para comprender mejor la estratigrafía, evolución tectónica, e interacción entre Centro América y Sur América, particularmente durante la evolución Cenozoica del noroccidente suramericano. Se discutirán aquí, algunas nuevas unidades estructurales tales como los arcos de Dabeiba y Baudó, la Zona Deformada de Istmina, y las zonas de Falla de Uramita, Baudó y Panamá, no consideradas antes en las descripciones anteriores del Bloque del Chocó y en general de esta región. Este estudio se ha beneficiado por haber podido tener acceso a publicaciones inéditas en los archivos de Ecopetrol, Bogotá, que han complementado el trabajo de campo a lo largo de las carreteras de Medellín-Quibdó, Medellín-Turbo, y Quibdó-Istmina - Pereira. También se pudo contar con información de subsuelo, mapas y muestras de pozos exploratorios de la Cuenca del Atrato en los archivos del Ingeominas, Bogotá.

2. MARCO REGIONAL

La literatura conocida sobre el Bloque del Chocó viene de Dengo (1983); (Fig. 1-a) quien lo definió como el área que se extiende al occidente de la Falla del Atrato en los flancos occidentales de la Cordillera Occidental, hasta el río Baudó en el sur (Figs. 1-a y 2), y hasta la Zona del Canal en el oriente panameño, donde una ruptura tectónica lo separa del Bloque de Chorotega. Case *et al.* (1984), (Fig. 1-b) definieron una unidad comparable, el Terreno del Chocó como el área al occidente de la Falla del Atrato comprendida por la Cuenca Atrato - San Juan y las serranías de Majé - Baudó. Las serranías de San Blas - Darién y la Cuenca de Chucunaque no se incluyeron dentro de esta definición. Howell *et al.* (1985) también definieron el Terreno del Chocó como el área al occidente de la Falla del Atrato, aparentemente con los mismos límites estructurales del Bloque del Chocó de Dengo (1983).

En general, la Falla del Atrato, siempre se ha tomado como uno de los grandes límites estructurales del noroccidente colombiano, al cual se le añaden los datos nuevos de este trabajo, que muestran la existencia de otros dos grandes límites estructurales: la Zona de Falla de Uramita como límite oriental del Bloque del Chocó y la Zona Deformada de Istmina como límite sur (Fig. 3).

2.1. ARCO DE DABEIBA

El Arco de Dabeiba corresponde a la región de forma arqueada que limita orientalmente al Bloque del Chocó (Figs. 1-d, 2 y 3). Este nombre se ha escogido ya que la mayor parte de las observaciones de campo tanto litogenéticas como estructurales se han hecho en el área de Dabeiba. Incluye las serranías de San Blas - Darién (cf. San Blas - Darién Province de CASE *et al.*, 1984), (Fig. 1-b, 2), el Arco de Sautatá (CASE *et al.*, 1971) y los flancos más noroccidentales de la Cordillera Occidental (parcialmente el Terreno Cañas Gordas, ETAYO, *et al.*, 1986), (Fig. 1-c). Este terreno presenta similitudes reconocibles desde las serranías de San Blas

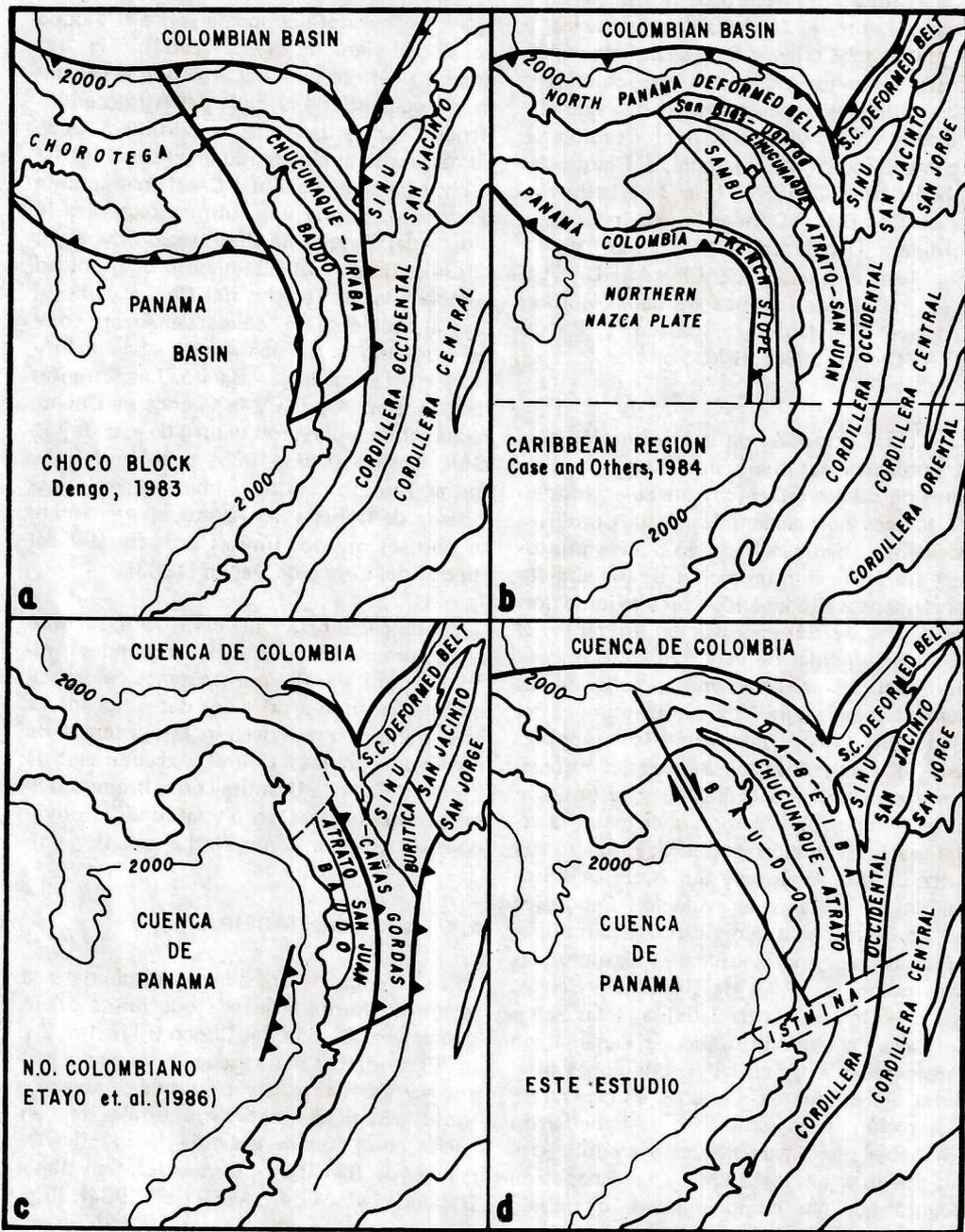


FIG. 1: Terrenos tectonoestratigráficos y provincias geológicas en el noroccidente suramericano.

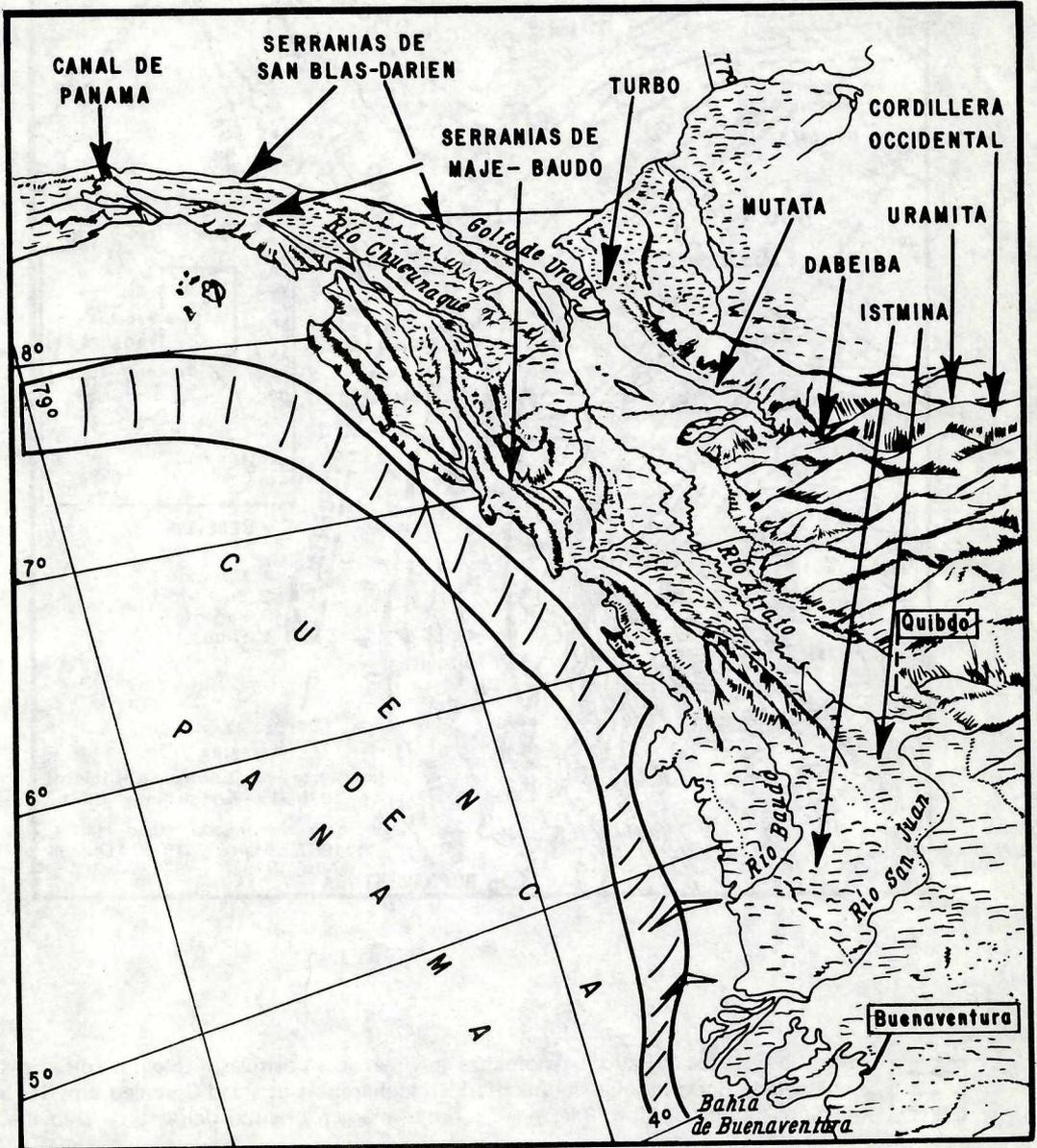
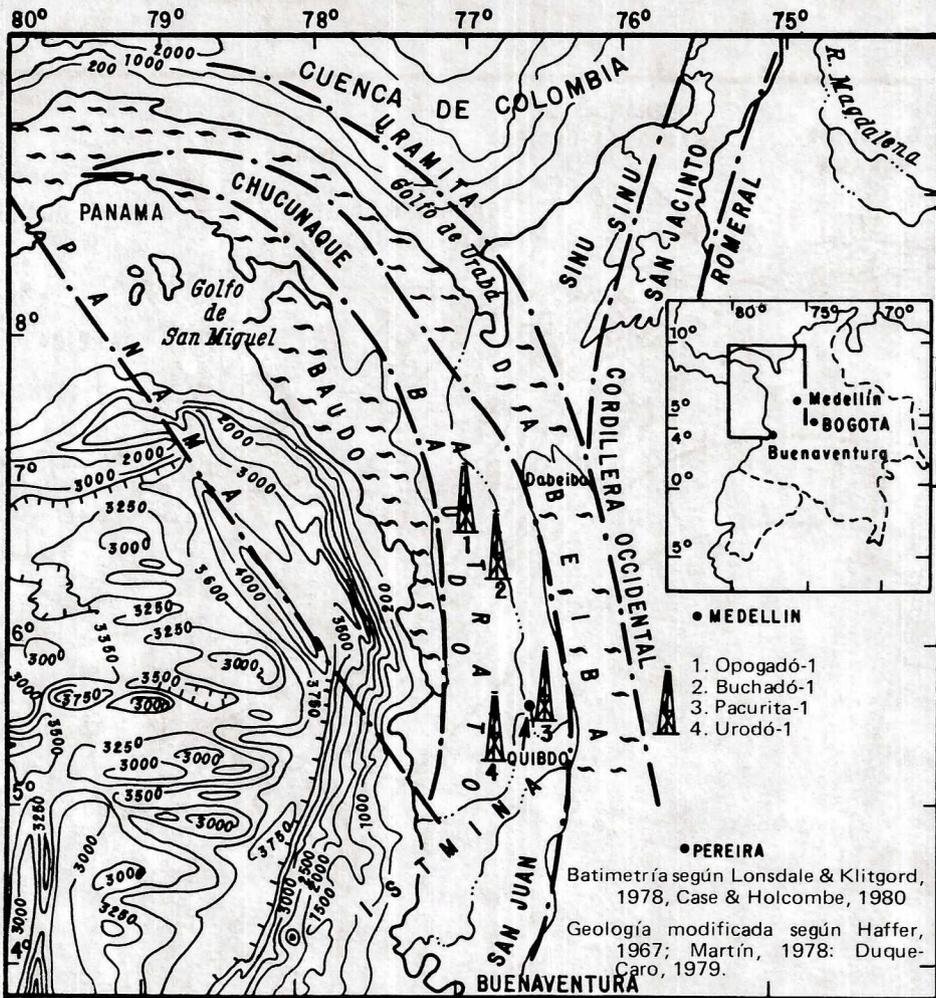


FIG. 2: Principales elementos fisiográficos del noroccidente suramericano: Serranías de San Blas - Darién y Baudó - Majé, Valles del Atrato y Chucunaque, colinas de Istmina y Cordillera Occidental.



- 

Arcos de Dabeiba y Baudó: Anomalías gravimétricas positivas; litologías volcánicas y volcanoclásticas; bloques sedimentarios incoherentes de edad Cretaceo superior a Mioceno; fábrica de tipo "Melange" sobre el margen oriental del arco de Dabeiba.
- 

Cuenca de Atrato y Chucunaque: depósitos pelágicos y hemipelágicos de edad Oligoceno a Mioceno medio, y depósitos terrígenos marinos y continentales de edad post-Mioceno medio.
- 

Zonas de Falla.

FIG. 3: Características litogenéticas y estructurales principales del Bloque del Chocó.

Darién en Panamá hasta los flancos más noroccidentales de la Cordillera Occidental. Estratos en su mayor parte pelágicos, hemipelágicos, turbidíticos y de conglomerados con una edad de Cretácico superior a Mioceno, característicamente ocurren asociados con basaltos, diabasas, tobas y aglomerados, y a plutones granitoides. Las pocas dataciones radiométricas existentes en basaltos y diabasas (97 ± 3 , 10 ± 3 , 3 ± 1 , m.a. RESTREPO *et al*, 1981), indican actividad magmática también de edad Cretácico superior a Neogeno asociadas con este terreno. Otras características importantes de mencionar son las anomalías gravimétricas positivas de este terreno, desde las serranías de San Blas - Darién hasta los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental (CASE *et al*, 1971; CASE, 1974). Aquí es importante enfatizar la ocurrencia de intercalaciones basálticas y diabásicas, tanto en las secuencias Cretácico superior - Paleoceno como en las Miocénicas.

Uno de los fenómenos mayores, nunca antes mencionado ni reconocido en el Arco de Dabeiba, es su carácter de "melange" que recuerda ejemplos comparables de California y de Alaska (RAYMOND, 1984; BYRNE, 1984, entre otros). Este fenómeno se ha podido reconocer a lo largo de la carretera que conecta a Uramita con Mutatá donde se han podido reconocer capas estratigráficamente rotas de chert y carbonatos, con una edad de Cretaceo superior a Paleoceno (foraminíferos planctónicos y radiolarios, Tabla 1), asociadas con flujos de diabasas y basaltos, todos incluidos dentro de una matriz pelítica muy cizallada, que en algunos lugares contiene foraminíferos planctónicos muy deformados de edad Mioceno inferior. Este fenómeno también está asociado con grandes bloques (lomas) que alcanzan varios kilómetros de longitud, compuestos (1) de estratos pelágicos y hemipelágicos silíceos y de carbonatos de edad Cretáceo superior a Paleoceno, y (2) de lodolitas y turbiditas con intercalaciones diabásicas de edad Mioceno inferior a medio (Fig. 4). Al occidente de estas localidades ocurren también bloques caóticos similares con calizas de algas y de numulites de edad Eoceno, lodolitas y areniscas de edad Oligoceno, acompañadas de conglome-

TAB. 1: Algunos microfósiles diagnósticos del Arco de Dabeiba.

CRETACEO SUPERIOR

Globotruncana spp.
Rugoglobigerina spp.
Hedbergella spp.
Dictyomitra multicostata Zittel
Dictyomitra torquata Foreman
Rzehakina epigona (Rzehak)

PLIOCENO

Morozobella trinidadensis (Bolli)
Morozobella velascoensis (Cushman)
Morozobella aequa (Cushman & Renz)
Morozobella angulata (White)
Subbotina triloculinoidea (Plummer)
Subbotina triangularis (White)
Rzehakina epigona (Rzehak)
Agglutinated Foraminifera
Radiolaria

EOCENO-OLIGOCENO

Nummulites spp.
Globigerina angulisuturalis Bolli
Globorotalia opima opima Bolli
Globigerina ciperoensis Bolli
Globigerina praebulloidea Blow
Globigerina tripartita Koch
Uvigerina mexicana Nuttall
Cibicidoides perlucidus (Nuttall)
Radiolaria

MIOCENO

Globigerinoides sicanus De Stefani
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Globoquadrina altispira (Cushman & Jarvis)
Catapsydrax dissimilis (Cushman & Bermudez)
Globorotalia peripheroronda Blow
Globigerinoides obliquus Bolli
Orbulina universa D'Orbigny
Vulvulina spinosa Cushman
Planulina renzi Cushman & Stainforth
Uvigerina gallowayi Cushman
Agglutinated foraminifera
Radiolaria

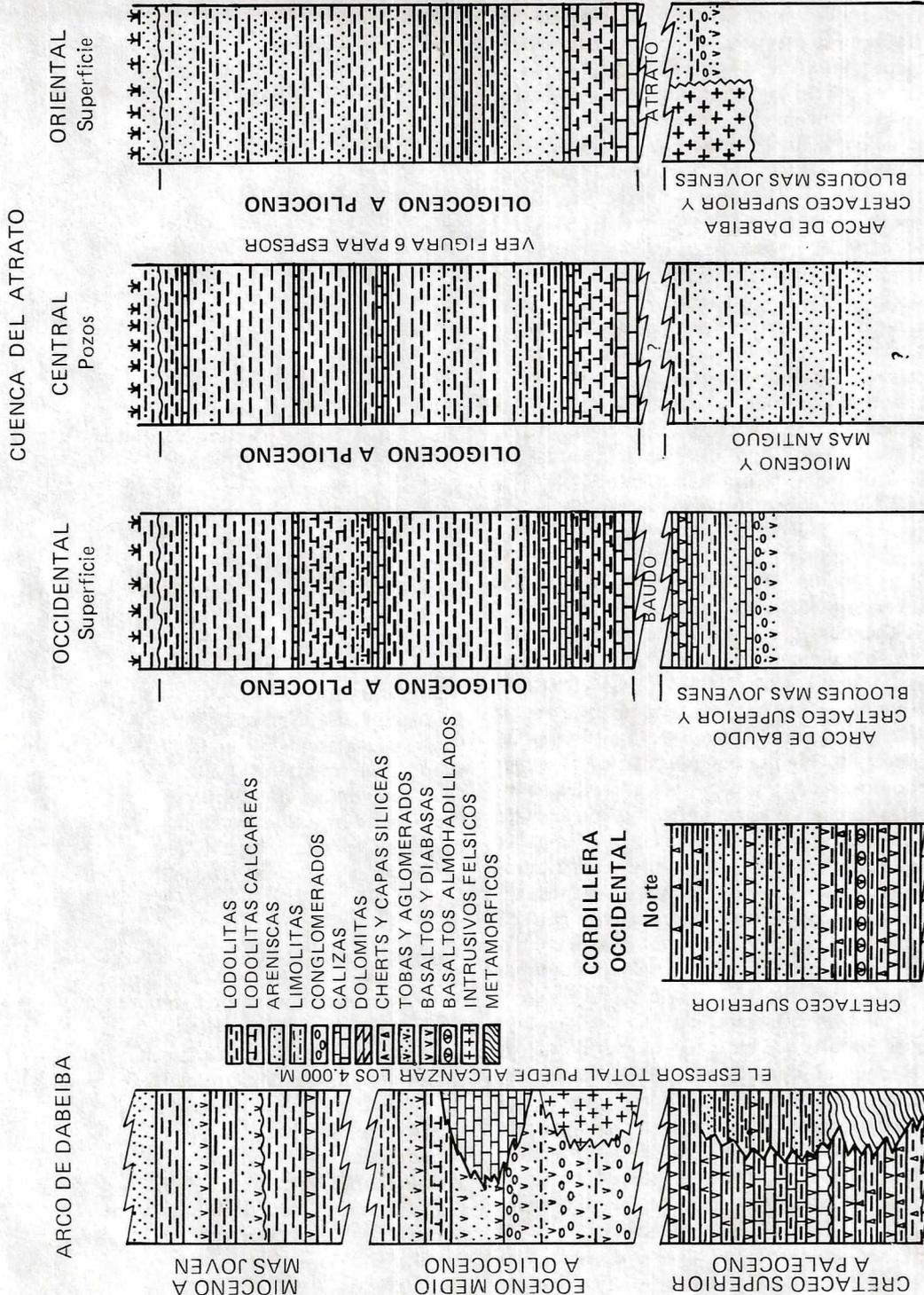


FIG. 4: Características litoestratigráficas generales del Bloque del Chocó y de la Cordillera Occidental, Segmento norte.

rados gruesos y polimícticos, tobas y aglomerados, localmente asociados con intrusivos félsicos (Fig. 4). Los conglomerados gruesos y calizas eocénicas son muy similares a las litologías típicas y de la misma edad del Cinturón de San Jacinto, inmediatamente adyacente hacia el norte, donde contrariamente ocurren dentro de secuencias estratigráficas coherentes y continuas de edad Cretaceo superior a Plioceno (DUQUE-CARO, 1979, 1984). Así los mapas presentan un aspecto de parches fallados, con un mosaico de edades y ambientes sedimentarios contrastantes.

Este fenómeno característico de los flancos más noroccidentales de la Cordillera Occidental, es difícil de integrar y explicar dentro de un marco regional con relaciones normales estratigráficas y estructurales. Por lo tanto, se hace necesario plantear otros mecanismos diferentes a los tradicionales en márgenes continentales para explicar la formación de este terreno. Las observaciones más críticas que corroboran este planteamiento son:

(1) La ocurrencia de asociaciones exóticas de foraminíferos particularmente planctónicos de edad Paleoceno superior, típicos de la bioestratigrafía de América Central, en las regiones de Guatemala y Méjico. Las asociaciones planctónicas que he colectado en el área de Dabeiba (Tabla 1; ver también a BOURGOIS *et al*, 1982) están caracterizadas por abundantes especímenes de *Morozobella velascoensis* con su típica carina muy desarrollada, la cual no es típica ni nunca antes había sido mencionada en el noroccidente de Suramérica. A lo largo del Geosinclinal de Bolívar y costa norte de Colombia y a partir del Golfo de Guayaquil en su extremo sur, las microfauas planctónicas del Paleoceno y Eoceno inferior son enanas y muy escasas, además de que las especies carinadas como *Morozobella velascoensis* están completamente ausentes (cf. DUQUE-CARO, 1972, 1975). Por otro lado, la litología que contiene estas faunas es también muy diferente. Mientas que las rocas Paleocenas y Eocenas del Geosinclinal de Bolívar y norte de Colombia son particularmente secuencias tur-

bidícticas (DUQUE-CARO, 1972), las rocas del Cretaceo superior al Paleoceno en el Arco de Dabeiba están representadas por secuencias aparentemente continuas pelágicas y hemipelágicas en bloques con fuerte control tectónico, y (2) otra observación muy importante de mencionar y muy difícil de explicar, es la ocurrencia de turbiditas con alto contenido de cuarzo aparentemente de edad Cretaceo superior a lo largo de la carretera de Medellín - Quibdó y alrededores, que aumentan de grano hacia el occidente, sugiriendo así una fuente sedimentaria hacia el occidente (CALLE y SALINAS, 1986). Este fenómeno también lo he podido reconocer a lo largo de las carreteras de Pereira a Tadó y Medellín - Quibdó, y en general sobre los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental. La ocurrencia de cuarzo en las secuencias sedimentarias cretácicas de los flancos nororientales de la Cordillera Occidental, por el contrario no es un componente distintivo. De ahí que este fenómeno no concuerde con las fuentes de sedimentación terrígenas y de cuarzo, por ejemplo la Cordillera Central, tradicionalmente propuestas para las cuencas tanto cretácicas como terciarias en el noroccidente colombiano.

2.2. CUENCAS DE ATRATO Y CHUCUNAQUE

Las cuencas de Atrato y Chucunaque, con la topografía pantanosa adyacente al Arco de Dabeiba, son dos estructuras sinclinales alargadas que conforman el segundo elemento estructural del Bloque del Chocó (Fig. 2). Corresponden a una depresión con una dirección N a NW, e incluyen parte de la Provincia San Blas - Darién (CASE *et al*, 1984; Fig. 1-b) y partes del Terreno Atrato - San Juan - Tumaco (ETAYO *et al*, 1986; Fig. 1-c). Estas cuencas se caracterizan por anomalías gravimétricas negativas crecientes hacia el sur a lo largo del Valle del Atrato (-50 a -90 mgal, CASE *et al*, 1971), y por un gran espesor sedimentario: más de 3.500 m en el oriente panameño (JOHNSON and HEADINGTON, 1971; CASE, 1974) y rangos del orden de los 5.000 a los 10.000 m en el noroccidente colombiano (NYGREN,

1950; CASE *et al.*, 1971; FLUEH *et al.*, 1981).

También se pueden observar pliegues "en echelon" a lo largo de los márgenes occidentales de estas cuencas, particularmente a lo largo del contacto con las litologías volcánicas del Arco del Baudó.

La secuencia estratigráfica aflorante es aparentemente continua entre el intervalo Oligoceno a Plioceno, y en su región central (área de los pozos Opogadó-1 y Buchadó-1; Figs. 3, 4) está recubierta por depósitos más jóvenes de origen fluvial y lacustre (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta). La porción Oligoceno a Mioceno medio está compuesta principalmente por pelagitas y hemipelagitas (Figs. 4, 5) que infrayacen a otra porción con hemipelagitas y estratos terrígenos de edad Mioceno medio a Plioceno, muy bien expuestos en el costado occidental de la cuenca, en contraste con el costado oriental donde el registro Mioceno medio a Plioceno lo conforman principalmente capas terrígenas (Fig. 4). El espesor de la secuencia aflorante se ha estimado en el rango de los 4.000 m en el área de Quibdó (HAFFER, 1967) y presenta características similares en la Cuenca de Chucunaque (Fig. 5) tanto en superficie como en subsuelo. Sin embargo, en las secciones de subsuelo de la Cuenca del Atrato se ha identificado una secuencia estratigráfica diferente por debajo de la secuencia reconocida en superficie, como se observa en cuatro de los pozos exploratorios conocidos de la cuenca (Figs. 3, 4, 6).

El pozo Opogadó-1, en el occidente de la Cuenca del Atrato (Fig. 3) atravesó en su porción inferior una secuencia de carbonatos oligocénicos pelágicos y hemipelágicos hasta los 3.186 m (10.450 pies), profundidad desde la cual apareció una secuencia terrígena con microfaunas mezcladas eocénicas a miocénicas hasta los 3.467 m. El pozo Buchadó-1, una de las perforaciones más profundas en la parte central de la cuenca, muestra una estratigrafía y bioestratigrafía comparables al pozo Opogadó-1, donde también se reconoció una secuencia terrígena en su parte más inferior, con mezcla de microfaunas en-

tre los 4.000 y 4.737 m. El pozo Pacuritá-1, en la parte oriental de la cuenca, atravesó una sección lodolítica hasta los 1.064 m (3.490 pies), profundidad desde la cual y hasta su profundidad total de los 2.893 m solamente se registró una secuencia terrígena pobremente calibrada y con microfaunas mezcladas. Finalmente el pozo Urodó-1, otro de los pozos profundos de la cuenca, atravesó una sección lodolítica hemipelágica miocénica inferior a media hasta los 1.951 m (6.400 pies), profundidad desde la cual y como en los pozos anteriores (Fig. 6), se reconoció una secuencia litológica también difícil de interpretar, pobremente calibrada (turbiditas) y con las mismas características microfaunísticas caóticas de los pozos anteriores, hasta una profundidad total de 4.572 m.

Estas observaciones muestran la existencia, por lo menos en el área de la Cuenca del Atrato, de dos secuencias sedimentarias superimpuestas muy diferentes: (1), una secuencia superior aflorante y coherente, con facies pelágicas y hemipelágicas oligocénicas a miocénicas (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta), y (2), una secuencia infrayacente e incoherente, sin expresión superficial, en la cual es común la mezcla de sedimentos y microfauna miocénicos medios con otras edades más antiguas. En algunos de los registros sísmicos de las áreas de los pozos Urodó-1 y Opogadó-1, el límite entre estas dos secuencias estratigráficas también coincide con una zona de contrastes: mientras que la primera de las secuencias, la superior, se caracteriza por reflexiones claras y coherentes, la segunda, infrayacente y no aflorante, se caracteriza por zonas dómicas de reflexiones incoherentes. Aquí es interesante resaltar que en estudios de superficie del Valle del Atrato, se han registrado estructuras dómicas que han sido interpretadas como estructuras diapíricas (BARLOW, 1981), comparables a mi parecer con las formas similares de la segunda secuencia y con las de los registros sísmicos de las áreas adyacentes de Urabá y del Cinturón de Sinú (Fig. 3; Figs. 5 y 9 de DUQUE-CARO, 1984), y que obligan a relacionar de alguna manera la segunda secuencia con la estratigrafía y estruc-

EDAD		FMS.		CUENCA DEL ATRATO		CUENCA DE CHUCUNAQUE	
				Ruta 25	Ruta 17	Panamá Oriental	
		Según Haffer, 1967		Según Bandy, 1970		Wing & McDonald, 1973	
MIOCENO	PLIOCENO	INF.	MUNGUIDO	RIO SALADO GROUP	SABANA BEDS	CHUCUNAQUE	
	SUP.	SIERRA	PUCRO GATUN				
	MEDIO	INF.	NAPIPI	TRUANDO GROUP	CLARITA LIMESTONES	AGUAGUA	
OLIGOC.	SUP.	UVA	ARUSA				
MIOCENO MEDIO Y MAS ANTIGUO		(Este trabajo)				?	?
		Secuencia turbidítica muy espesa. Solamente se ha reconocido en subsuelo.					

FIG. 5: Correlación de las secuencias estratigráficas sucesivas en las cuencas del Atrato y Chucunaque según varios autores.

tura del Cinturón de Sinú y áreas circunvecinas.

Es esta segunda secuencia una expresión oculta de la continuación estructural del vecino Cinturón de Sinú por debajo de la primera secuencia aflorante, y como se pudiera explicar?

Estas preguntas son difíciles de responder por ahora, dentro de un marco coherente debido a la escasa información disponible, y a que es necesario disponer de más control tectónico y estructural, particularmente información de subsuelo, inexistente en el momento.

2.3. ARCO DE BAUDO

Esta nueva unidad, prácticamente desconocida, delimita el margen occidental del Bloque del Chocó y comprende las serranías de Majé - Baudó (Figs. 2 y 3). A pesar de lo poco conocido y de la escasa información disponible, muestra un gran parecido con el Arco de Dabeiba: (1) se caracteriza por anomalías gravimétricas positivas (CASE *et al*, 1971; BRICEÑO-GUARUPE, 1978); (2), aparentemente predominan las rocas ígneas de origen oceánico (GANSER, 1950; HAFFER, 1967; ICSC, 1968, CASE, 1974; GOOSSENS *et al*, 1977; BOURGOIS *et al*, 1982), junto con plutones granitoides (OLSSON, 1956; CASE *et al*, 1984); (3),

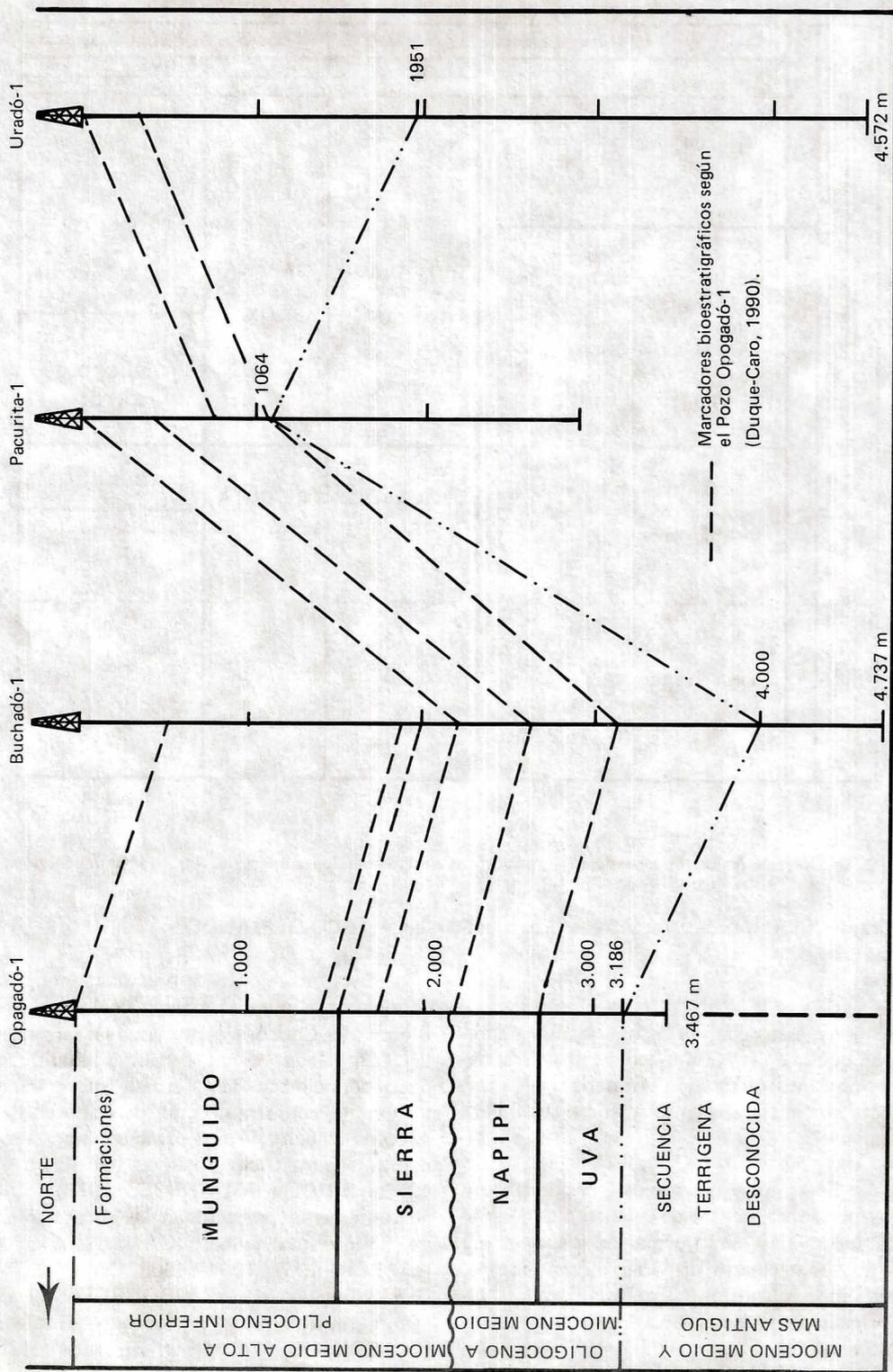


FIG. 6: Correlación bioestratigráfica de algunos pozos exploratorios en la Cuenca del Atrato (ver Figura 3 para localización).

rocas sedimentarias de edad Cretácico superior a Mioceno, con un origen principalmente oceánico, asociadas con basaltos y diabasas (Fig. 4) y restringidas a pequeños afloramientos (GANSSEY, 1950; HAFFER, 1967; ICSC, 1968; BOURGOIS *et al.*, 1982); (4), las dataciones esporádicas de basaltos, K/Ar en el Arco de Baudó oscilan entre 70, 41, y 25,8 m.a. (BOURGOIS *et al.*, 1982); y (5) los pocos mapas conocidos a lo largo de las rutas 17 y 25 (ICSC, 1968) muestran un aspecto fallado y distribución litoestratigráfica en "parches".

2.4. LIMITES TECTONOESTRATIGRAFICOS

Dentro del Bloque del Chocó se han reconocido 5 zonas de falla que lo delimitan y lo caracterizan: Uramita, Atrato, Baudó, Panamá, y la Zona Deformada de Isthmina (Fig. 3).

2.4.1 ZONA DE FALLA DE URAMITA

El límite oriental del Arco de Dabeiba parece ser una gran zona de falla. Como se describió anteriormente, esta unidad está caracterizada por anomalías gravimétricas positivas que Case *et al.* (1971, Fig. 4) separaron de las unidades adyacentes con dos fallas límites, y que coinciden con las zonas de falla aquí descritas. Sobre la carretera entre Medellín y Dabeiba, más o menos tres kilómetros al oriente de Uramita, se pueden observar de un lado las características de "melange" del Arco de Dabeiba, en contacto fallado (zona amplia de falla) con las turbiditas del Grupo Cañas Gordas de la Cordillera Occidental. Estas mismas relaciones también se observan a lo largo de las carreteras de Medellín a Quibdó y de Pereira a Isthmina y se reconocen por lo menos hasta la región de Urbabá. En esta área, el Cinturón de Sinú con sus estructuras radiales típicas (DUQUE-CARO, 1984) aparece truncado por las estructuras del Arco de Dabeiba. En algunos estudios no publicados (RESTREPO y PEREZ, 1982) y publicados (KELLOGG *et al.*, 1989), la traza de la Falla del Atrato se ha extendido hacia el norte y coincide aparentemente con la Zo-

na de Falla de Uramita de este estudio. Sin embargo, las características de las Zona de Falla del presente estudio son muy diferentes de las de la Falla del Atrato (ver adelante), por lo cual no entro a discutir esta discrepancia aparente. La extensión costa afuera de la Zona de Uramita es desconocida y probablemente se encuentra oculta y fosilizada dentro del prisma sedimentario marginal de Panamá y posiblemente se continúe al noroeste, siguiendo el contraste de pendiente del contorno batimétrico de este prisma sedimentario de Panamá (Fig. 3). De la misma manera, la naturaleza de esta zona de falla es aún muy difícil de precisar debido a la falta de datos estructurales más detallados. Sin embargo, la ocurrencia exótica de los foraminíferos paleocenos mencionados anteriormente, originalmente provenientes del norte, junto con la naturaleza tectónica del límite oriental del Arco de Dabeiba, sugieren que el lineamiento de Uramita es el contacto entre el Arco de Dabeiba de afinidad centroamericana y el noroccidente suramericano. En trabajos anteriores (LLOYD, 1963; DENG, 1968, 1983) ya se ha planteado la interacción tectónica entre Centroamérica y el noroccidente de Suramérica para explicar el origen de la forma sigmoide de la porción sur de Centroamérica; de ahí que sea lógico suponer un carácter transpresivo sinistrolateral para la Zona de Falla de Uramita (Fig. 3), a lo largo de la cual llegaron del norte y se apilaron sobre los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental, los bloques exóticos característicos del Arco de Dabeiba y así truncan e interrumpir la continuación sur del Cinturón de Sinú.

2.4.2. FALLA DEL ATRATO

Los márgenes occidentales del Arco de Dabeiba también aparecen controlados estructuralmente a lo largo del contraste gravimétrico entre las anomalías positivas características de esta unidad y las anomalías negativas de la Cuenca del Atrato (CASE *et al.*, 1971). Este contraste gravimétrico coincide también con un contraste topográfico entre los flancos abruptos del Arco de Dabeiba y la topografía plana y cenagosa del valle del Atrato (Fig. 2).

A lo largo de la carretera Medellín - Quibdó se pueden observar las rocas y la tectónica compleja del Arco de Dabeiba, donde basaltos columnares, al occidente hacen contacto con los estratos pelágicos y hemipelágicos de edad Oligoceno a Mioceno inferior, con buzamientos suaves al oeste (menos de 20°) de las secuencias sedimentarias de la Cuenca del Atrato. Más hacia el norte, sedimentos neogenos poco consolidados, buzando ligeramente hacia el oeste, suprayacen inconformemente la litología compleja del Arco de Dabeiba. Todo esto corresponde a un contacto fallado, a lo largo del cual los estratos suavemente deformados de la Cuenca del Atrato se han yuxtapuesto sobre las rocas del Arco de Dabeiba. Aquí, es importante discutir un poco las relaciones entre este límite estructural y la bien conocida Falla del Atrato de diferentes autores (IRVING, 1971, 1975; SHAGAM, 1975; BARLOW, 1981; DENG, 1983; CASE *et al.*, 1984; ETAYO *et al.*, 1986).

La Falla del Atrato fue originalmente introducida en la literatura por Irving (1971, 1975) para definir "an extraordinary rift zone, . . . along the eastern margin of the Atrato River valley and the western margin of the western Cordillera. The fault extends for several hundred kilometers south from the Gulf of Urabá". Esta falla también se ilustró originalmente como un cabalgamiento buzando hacia el este, con un desplazamiento sinistro-lateral y una extensión inferida hasta el Golfo de Urabá.

Esta falla, sin embargo, nunca fue verificada ni cartografiada realmente en el campo, ni tampoco se acompañó su descripción original con una explicación o discusión que la apoyara y caracterizara realmente. A la luz de las observaciones recientes, la Falla del Atrato coincidiría con la falla occidental del Arco de Dabeiba (Fig. 3; Fig. 4 de CASE *et al.*, 1971), pero su extensión original inferida hacia el norte y su carácter de cabalgamiento buzando al este, aparecen solamente como hipótesis difíciles de conciliar con el marco estructural del Bloque del Chocó.

2.4.3. ZONA DE FALLA DE BAUDO

En la misma forma que en el Arco de Dabeiba, tanto el margen oriental como el occidental del Arco de Baudó son zonas de falla (HAFFER, 1967) y coinciden con contrastes tanto gravimétricos abruptos (CASE *et al.*, 1971; CASE, 1974; BRICEÑO-GUARUPE, 1978) como topográficos, entre la topografía baja y pantanosa de los ríos Atrato - Chucunaque y la topografía rugosa y flancos orientales pendientes de las Serranías de Baudó - Majé (Fig. 2) y con contrastes litológicos y estructurales entre estratos oligocénicos a más jóvenes (Figs. 4 y 5) que buzando suavemente hacia el eje de la cuenca y las litologías complejas y falladas del Arco de Baudó (HAFFER, 1967). Una característica adicional que tiene este límite oriental, es la ocurrencia de "pliegues en echelon" a lo largo de los márgenes occidentales de las cuencas de Atrato - Chucunaque tanto en Colombia noroccidental (BARLOW, 1981) como en Panamá oriental (WING and McDONALD, 1973), que particularmente en el Valle del Atrato afectan principalmente los estratos oligocénicos a miocénicos medios, mientras que los depósitos post-miocénicos no aparecen sustancialmente afectados ni deformados.

2.4.4. ZONA DE FALLA DE PANAMA

Muy poca información se tiene de este límite del Bloque del Chocó; sin embargo se pudiera trazar y asociar con los trenes y lineamientos estructurales conocidos de la Cuenca de Panamá, inmediatamente adyacente (Fig. 3); (VAN ANDEL *et al.*, 1971; CASE, 1974; LONSDALE and KLITGORD, 1978; CASE and HOLCOMBE, 1980). Por ejemplo, la "deep shear zone", con un tren NW, paralela al Canal del Panamá (Fig. 2 de CASE, 1974; CASE and HOLCOMBE, 1980), que separa los bloques del Chocó del de Chorotega (DENG, 1983; Fig. 1a), aparentemente se continua al sureste y así definiría el margen occidental del Bloque del Chocó. Este fenómeno, a su vez, coincide con el gradiente batimétrico abrupto de los márgenes pacíficos costeros del noroccidente colom-

biano y del oriente panameño (LONSDALE and KLITGORD, 1978).

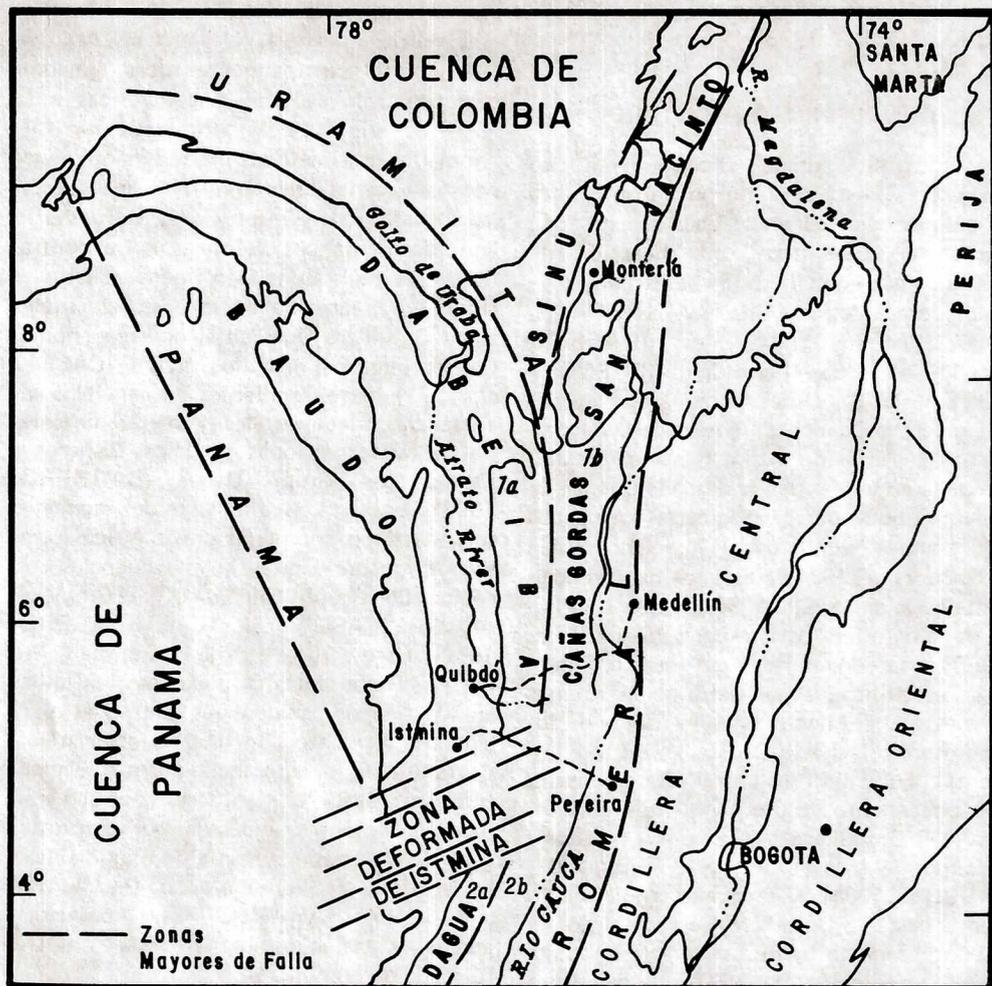
2.4.5. ZONA DEFORMADA DE ISTMINA

El límite sur del Bloque del Chocó (Figs. 2 y 3) está definido por la topografía de colinas bajas características de esta zona estructural, que tiene una dirección de $N60^{\circ}E$ y que en la literatura se encuentra referida como "Istmina Shallows" (NYGREN, 1950), "Istmina Shear Zone" (HAFFER, 1967), "San Juan Paleohigh" (BUENO y GOVEA, 1976). Esta gran zona estructural, que separa la Cuenca del Atrato de la del San Juan, tiene más de 40 km de ancho y 320 km de largo y se extiende desde la Cuenca de Panamá donde parece originarse con trenes estructurales similares (Fig. 3); (VAN ANDEL *et al*, 1971), hasta los flancos occidentales de la Cordillera Occidental. A lo largo de la carretera de Istmina a Pereira (Figs. 3 y 7) esta zona consiste en rocas sedimentarias estratificadas muy deformadas, no más jóvenes que el Mioceno medio (datos de foraminíferos, DUQUE-CARO, 1990, en imprenta). Su estilo estructural está expresado por buzamientos muy pendientes con un tren $N60^{\circ}E$, y pliegues apretados y fallados a lo largo del rumbo (cf. HAFFER, 1967; BARLOW, 1981), y se puede seguir por lo menos hasta la Cordillera Occidental donde se han observado fracturas y diaclasas con la misma orientación de $N60^{\circ}E$, asociadas a fallas orientadas $N20^{\circ}W$. La información geofísica correspondiente muestra anomalías gravimétricas negativas e indican el gran espesor de sedimentos bajo este fenómeno estructural; los registros de sísmica de reflexión, particularmente de las áreas costa afuera, al norte y al occidente de Buenaventura, entre las latitudes 4° y $5^{\circ}N$ (datos de Ecopetrol), contienen "intrusiones diapíricas" similares a las del Cinturón de Sinú en el Caribe colombiano (DUQUE-CARO, 1984) en la continuación submarina de esta zona.

La Zona Deformada de Istmina parece ser más que un simple fenómeno estructural, ya que divide la Cordillera Occidental en dos segmentos característicos (Fig. 7). El segmen-

to norte se caracteriza por: (1) anomalías gravimétricas positivas, N a NW del Arco de Dabeiba, y principalmente rocas ígneas y características caóticas estratigráficas a lo largo de sus flancos occidentales, y (2), anomalías gravimétricas predominantemente negativas, generalmente correlacionables con las turbiditas del Grupo Cañas Gordas a lo largo de sus flancos orientales. Por el contrario, al sur de la Zona Deformada de Istmina (Fig. 7), a lo largo de los flancos occidentales de la Cordillera Occidental ocurren anomalías gravimétricas negativas, $N20^{\circ}E$ (CASE *et al*, 1971) correspondientes en general a las secuencias metamórficas y metasedimentarias de las formaciones cretácicas Cisneros y Espinal del Grupo Dagua (BARRERO, 1979). Los flancos orientales del segmento sur, muestran anomalías gravimétricas positivas correspondientes a las secuencias volcánicas del Grupo "Diabásico" del Cretácico superior (CASE *et al*, 1971; BARRERO, 1979). Otro gran contraste con el segmento norte, es la ausencia de plutones granitoides en los flancos occidentales que en el mencionado segmento son muy característicos. Costa afuera, las diferencias entre el segmento norte y el sur, se manifiestan por una gran ruptura tectónica, indicada por contrastes geofísicos entre la Serranía de Baudó al norte, y la Isla de Gorgona al sur (McGEARY and BEN-AVRAHAM, 1985), y coinciden con la extensión occidental de la Zona Deformada de Istmina.

Los trenes estructurales $N60^{\circ}E$ parecen una característica regional del noroccidente colombiano y de la Cuenca de Panamá (VAN ANDEL *et al*, 1971), y en el Bloque del Chocó se observa particularmente sobre los estratos oligocénicos a miocénicos a lo largo de los flancos orientales del Arco de Baudó y en la Zona Deformada de Istmina (Fig. 3); por el contrario, las capas post-miocénicas medias no aparecen mayormente afectadas por este fenómeno estructural, lo cual indica que la deformación causante de estos trenes estructurales, aproximadamente perpendiculares a las zonas de falla de Uramita y Panamá se originaron durante y después de las perturbaciones tectónicas del



SEGMENTO NORTE

- 1a Flancos occidentales. Arco de Dabeiba. Principalmente vulcanitas oceánicas e intrusivos félsicos, bloques caóticos pelágicos y hemipelágicos. Anomalías gravimétricas positivas hasta Panamá oriental. Zona de melange en el margen oriental.
- 1b Flancos orientales. Turbiditas y vulcanitas del Grupo Cañas Gordas. Principalmente anomalías gravimétricas negativas al occidente.

SEGMENTO SUR

- 2a Flancos occidentales. Metamorfitas, metasedimentitas y metavulcanitas del Grupo Dagua. Anomalías gravimétricas negativas aparentes.
- 2b Flancos orientales. Vulcanitas y sedimentitas del Grupo Diabásico. Anomalías gravimétricas positivas.

FIG. 7: Implicaciones estructurales de la Zona Deformada de Isthmina en la Cordillera Occidental de Colombia.

Mioceno medio (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta) y resultaron de la interacción transpresiva y acrecimiento del Bloque del Chocó sobre la esquina noroccidental de Suramérica.

3. SUMARIO Y CONCLUSIONES

3.1. ANTECEDENTES Y HECHOS

1. El Bloque del Chocó está compuesto por los arcos de Dabeiba y Baudó, y las cuencas del Atrato - Chucunaque, cada una con estilos estructurales y estratigráficos diferentes y donde se pueden reconocer 5 zonas de falla: Las del Atrato y Baudó como fallas internas, y las de Uramita, Panamá y la Zona Deformada de Istmina, como zonas limítrofes.
2. Los arcos de Dabeiba y Baudó tienen características similares: (a) principalmente anomalías gravimétricas positivas y relación con cuerpos ígneos y sedimentarios de origen oceánico, y (b), ocurrencia de estratos hemipelágicos y terrígenos de edad Cretácico superior a Mioceno, con intercalaciones volcánicas de origen oceánico, en bloques de diferentes edades y ambientes caóticamente distribuidos y de tamaños variables, hasta de kilómetros de longitud. Además, el Arco de Dabeiba incluye fábrica de tipo "melange", particularmente a lo largo de su margen oriental, y consiste en estratos rotos y perturbados, con inclusiones de bloques exóticos cretácicos superiores a paleocénicos, en bloques de diferentes tamaños en una matriz pelítica cizallada de edad Mioceno medio.
3. Las cuencas del Atrato - Chucunaque únicamente contienen un relleno sedimentario muy espeso a diferencia de los arcos de Dabeiba y Baudó donde las rocas sedimentarias están asociadas con rocas ígneas. Así, se han reconocido dos secuencias sedimentarias muy diferentes en la Cuenca del Atrato: (1) Una secuencia con expresión superficial, oligocénica a pliocénica con estratos pelágicos y hemipelágicos de edad Oligo-

ceno a Mioceno medio, y (2) una secuencia terrígena infrayacente, sin ninguna expresión superficial, con una edad de Mioceno medio a más antigua.

3.2. INTERPRETACIONES

Toda la información anteriormente descrita indica:

- 1) El Bloque del Chocó es un pedazo exótico de afinidad centroamericana, acrecido a los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental en el noroccidente suramericano, interpretación apoyada particularmente en la ocurrencia de componentes exóticos tales como asociaciones planctónicas paleocénicas y tubiditas cuarzosas, no típicas del noroccidente suramericano. Así, el Bloque del Chocó posiblemente se originó en localidades tan alejadas de Suramérica como las latitudes centroamericanas norteñas, antes de su acrecimiento sobre los flancos de la Cordillera Occidental. Sin embargo, dónde se formaron sus componentes y cómo se amalgamaron?, son preguntas muy difíciles de contestar por el momento. Se han planteado varios modelos con la Tectónica de Placas para aplicar el origen de las rocas oceánicas en el noroccidente suramericano (CASE, 1974; MOONEY, 1980; PENNINGTON, 1981; DENG, 1983, entre otros), pero la información existente y la falta de mapas sistemáticos de esta región aun son el mayor impedimento para entender esta región.
- 2) La zona de sutura entre el norte suramericano y Centroamérica (Bloque del Chocó) es la Zona de Falla de Uramita.
- 3) El acrecimiento del Bloque del Chocó sobre los flancos occidentales de la Cordillera Occidental comenzó durante el Mioceno medio (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta) y causó grandes deformaciones en las formaciones sedimentarias pre-miocénicas, verificables en los buzamientos muy pendientes y pliegues apretados N60°E de la Zona Deformada de Istmina, en la forma sinclinal de las cuencas de Atrato - Chucunaque, en los pliegues "en echelon", a lo largo de los márgenes occidentales de las cuencas

anteriores, y en la deformación de los foraminíferos planctónicos miocénicos y cizallamiento de las rocas pelíticas que los contienen en el Arco de Dabeiba. En la misma forma, la zona de "melange" en los márgenes orientales del Arco de Dabeiba, también comenzó a desarrollarse durante esta época.

4) Las perturbaciones tectónicas miocénicas medias, fechadas entre los 12,9 y los 11,8 m.a. (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta), parten básicamente la evolución paleogeográfica de las áreas costeras del norte suramericano en dos episodios: un primer episodio pre-Mioceno medio, durante el cual las áreas al occidente de la Cordillera Occidental estuvieron abiertas hacia el océano, sin mostrar ninguna evidencia de tierras emergidas al occidente como la actual Serranía de Baudó; la sedimentación a su vez fue eminentemente pelágica, hemipelágica y turbidítica a lo largo de los márgenes-fosa de la Cordillera Occidental, lo mismo que a lo largo de su extensión más septentrional, el Cinturón de San Jacinto. El segundo episodio, fue post-Mioceno medio, durante el cual el Bloque del Chocó se adosó a la Cordillera Occidental, y comenzó a afectar la circulación entre los océanos Atlántico y Pacífico (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta). El panorama paleogeográfico resultante mostraba las cuencas intramontañosas alargadas de Atrato y Chucunaque, en su etapa temprana de desarrollo, similares a las cuencas interiores de borde, actuales de California (DUQUE-CARO, 1990, en imprenta).

5. Las interpretaciones anteriores me llevaron a cuestionar la evolución paleoceanográfica y paleobiogeográfica en el noroccidente suramericano, y cómo se comportó y evolucionó el contenido fosilífero, antes y después de las perturbaciones tectónicas del Mioceno medio. Este tema ha sido materia de otro trabajo actualmente en imprenta.

4. RECONOCIMIENTOS

Mis más sinceros agradecimientos a A. G. Fischer, F. B. Van Houten, N. Lundberg de la Universidad de Princeton, y a J.N.

Kellogg y J.E. Case por sus valiosas críticas y sugerencias, y de una forma muy especial a Mario Mejía, geólogo del Ingeominas, sin cuya valiosa colaboración, y compañía durante las jornadas de campo, estas labores hubieran sido muy difíciles.

Este trabajo corresponde a extractos de mi tesis de doctorado (Ph.D.) en la Universidad de Princeton (versión original en inglés).

5. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BARLOW, C. A., 1981.- *Radar geology and tectonic implications of the Chocó Basin, Colombia, South America*. (Unpublished M.Sc. Thesis). University of Arkansas.
- BARRERO, D., 1979.- *Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia*. Publ. Esp. Ingeominas, 4: 1-75. Bogotá.
- BOURGOIS, J. et al., 1982.- *Agés et structures des complexes basiques et ultrabasiques de la façade pacifique entre 3°N et 12°N (Colombie, Panamá et Costa Rica)*. Bull. Soc. Geol. Française, 24 (3):545-554.
- BRICEÑO-GUARUPE, L. A., 1978.- *The crustal structure and tectonic framework of the Gulf of Panamá*. (Unpublished M. Sc. Thesis). Oregon State University, pp. 1 - 71.
- BUENO, R. and GOVEA, C., 1976.- *Potential for exploration and development of hydrocarbons in Atrato valley and Pacific coastal and shelf basins of Colombia*. In: Circum-Pacific and Mineral Resources. M.T. Halbouty, J.C. Maher, and H.M. Lian (Editors). Amer. Assoc. of Petr. Geol. Memoir, 25: 318-327.
- BYRNE, T., 1984.- *Early deformation in melange terranes of the Ghost Rocks Formation, Kodiak Islands, Alaska*. In: Melanges: their nature origin and significance. L.A. Raymond (Editor). Geol. Soc. of America, Spec. Paper, 198: 21-51.

- CALLE, B. y SALINAS, R., 1986.- *Geología y geoquímica de la Plancha 165, Carmen de Atrato*. Informe Ingeominas, 1987, Bogotá.
- CASE, J.E., 1974.- *Oceanic crust form basement of eastern Panamá*. Geol. Soc. of America Bull., 85: 645-652.
- CASE, J.E. et al, 1971.- *Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá*. Geol. Soc. of America Bull., 82: 2685-2712.
- CASE, J.E. and HOLCOMBE, T.L., 1980.- *Geologic tectonic map of the Caribbean region*. In: Miscellaneous Investigations Map Series. U. S. Geol. Surv. pp. 1-1100.
- CASE, J.E., HOLCOMBE, T.L. and MARTIN, R.G., 1984.- *Map of geologic provinces in the Caribbean region*. In: The Caribbean-South America Plate Boundary and Regional Tectonics. W.E. Bonini, R.B. Hargraves, R. and R. Shagam (Editors). Geol. Soc. of America Memoir, 162: 1-30.
- CONEY, P.J., JONES, D.L. and MONGER, J.W.H., 1980.- *Cordilleran suspect terranes*. Science 288: 329-333.
- DENGO, G., 1968.- *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central*. Centro Regional de Ayuda Técnica-Agencia para el Desarrollo Internacional (A.I.D.). 52 p.
- 1983.- *Mid-America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northern Colombia*. Centro de Estudios Geológicos de América Central, Guatemala. 56 p.
- DUQUE-CARO, H., 1972.- *Relaciones entre la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado geosinclinal de Bolívar*. Bol. Geol. Ingeominas, 19 (3): 25-68. Bogotá.
- 1975.- *Los foraminíferos planctónicos y el Terciario de Colombia*. Rev. Española de Micropal, 7 (3):403-427.
- , 1979.- *Major structural elements and evolution of northwestern Colombia*. In: Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. J.S., Watkins, L., Montadert and P. W. Dickerson (Editors). Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Memoir, 29: 329-351.
- 1984.- *Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinu - San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland*. In: The Caribbean - South American Plate Boundary and Regional Tectonics. W.E. Bonini, R.B. Hargraves and R. Shagam (Editors). Geol. Soc. of America Memoir, 162: 303 - 316.
- , 1990 (In press).- *Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in the NW corner of South America and the evolution of the Panamá seaway*. Paleogeogr., Palaeoclim. Palaeocol.
- ETAYO, F. et al, 1986.- *Mapa de terrenos geológicos de Colombia*. Publ. Esp. Ingeominas, 14: 1-235.
- FLUEH, E.R. et al, 1981.- *Seismic refraction observations in NW Colombia at latitude 5.5°N*. Zentralblatt fuer Geologie und Palaontologie, 1 (3/4): 231-242.
- GANSSER, A., 1950.- *Geological and petrological notes on Gorgona island in relation to northwestern South America*. Bulletin Suisse de Mines et Petrologie, 30: 219-237.
- GOSENS, P.J., ROSE Jr., W.I. and FLORES, D., 1977.- *Geochemistry of tholeiites of the basic igneous complex of northwestern South America*. Geol. Soc. of America Bull., 88: 1711-1720.
- HAFER, J., 1967.- *On the geology of the Urabá and northern Chocó regions, northwestern Colombia*. Ecopetrol, Open File Report 809 (GR-357): 1 105, Bogotá.
- HOWELL, D.G., JONES, D.L. and SCHERMER, E.R., 1985.- *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. In: Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region. D.G. Howell, (Editor). Amer. Assoc. of Petr. Geol. Earth Sci. Series. 1: 3-30.

- ICSC (INTEROCEANIC CANAL STUDY COMMISSION), 1968a.- *Geology, final report route 25: Colombia. Panamá* Office Interoceanic Canal Studies. 1: 1-245.
- , 1968b.- *Geology, final report route 17: Panamá* Office Interoceanic Canal Studies. 1: 1-32.
- IRVING, E.M., 1971.- *La evolución de los Andes más septentrionales de Colombia.* Bol. Geol. Ingeominas, 19 (2): 1-90.
- , 1975.- *Structural evolution of the northwestern Andes, Colombia.* U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 846: 1-47.
- JOHNSON, M.S. and HEADINGTON, F., 1971.- *Panamá: Exploration history and petroleum potential.* Oil and Gas Jour. 69 (15): 96 - 100.
- KELLOGG, J. N. et al, 1989.- *Gravity anomalies and tectonic evolution of northwestern South America.* Tenth Caribbean Geol. Conf., Cartagena, Colombia, 1983, Transactions. 18 - 31.
- LLOYD, J.J., 1963.- *Tectonic history of the south Central American orogen.* In: Backbone of the Americas. O.E. Childs and B.W. Beebe (Editors). Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Memoir. 2: 88-100.
- LONSDALE, P. and KLITGORD, 1978.- *Structure and tectonic history of the eastern Panamá basin.* 89: 981-999.
- MARTIN, C., 1978.- *Mapa Tectónico. Norte de América del Sur. Esc. 1:2'500.000.* Minminas. Dirección de Investigaciones Geoanalíticas y Geotecnológicas. Caracas, Venezuela.
- McGEARY, S. and BEN-AVRAHAM, Z., 1985.- *The accretion of Gorgona Island, Colombia: Multichannel seismic evidence.* In: Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. D. G. (Editor). Amer. Assoc. of Petrol. Geol., Earth Sc. Series, 1: 543-554.
- MOONEY, W. D., 1980.- *An east Pacific - Caribbean ridge during the Jurassic and Cretaceous and the evolution of western Colombia.* In: The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean.
- NYGREN, W. E., 1950.- *The Bolívar geosyncline in northwestern South America.* Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull. 34: 1998 - 2006.
- OLSSON, A.A., 1956.- *Colombia:* In: Handbook of South American Geology. W. F. Jemks (Editor). Geol. Soc. of Amer. Memoir, 65: 293 - 326.
- PENNINGTON, W. D., 1981.- *Subduction of the eastern Panamá Basin and seismotectonics of northwestern South America.* Jour. of Geoph. Res., 86 (B11): 10753 - 10770.
- PILGER, R. H. (Editor).- *Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, Proceedings,* pp. 55-73.
- RAYMOND, L. A., 1984.- *Clasificación of melanges.* In: Melanges: Their Nature, Origin and Significance. L.A. Raymond (Editor). Geol. Soc. of America Spec. Paper, 198: 7 - 20.
- RESTREPO, M. G. y PEREZ, M. T., 1982.- *Interpretación sísmica regional del área de Urabá.* Ecopetrol, Bogotá, Open File, Informe Geofísico 543: 1-83.
- RESTREPO, J. J. et al, 1981.- *Algunas consideraciones sobre la geología de la parte septentrional de la Cordillera Occidental.* Boletín de Ciencias de la Tierra Universidad Nacional (Medellín) 5-6: 85-107.

SHAGAM, R., 1975.- *The northern termination of the Andes*. In: *The Ocean Basin and Margins*, v. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. A.E.M. Nairn and F.G. Stehli (Editors). Plenum Press, pp. 325 - 420. New York.

Pacific. Geol. Soc. of Amer. Bull. 82: 1489 - 1508.

VAN ANDEL, T.H. *et al.*, 1971.- *Tectonics of the Panamá Basin, eastern equatorial*

WING, R. S. and McDONALD, H.C., 1973.- *Radar Geology-petroleum exploration technique eastern Panamá and north-western Colombia*. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 57: 825 - 840.

* * *