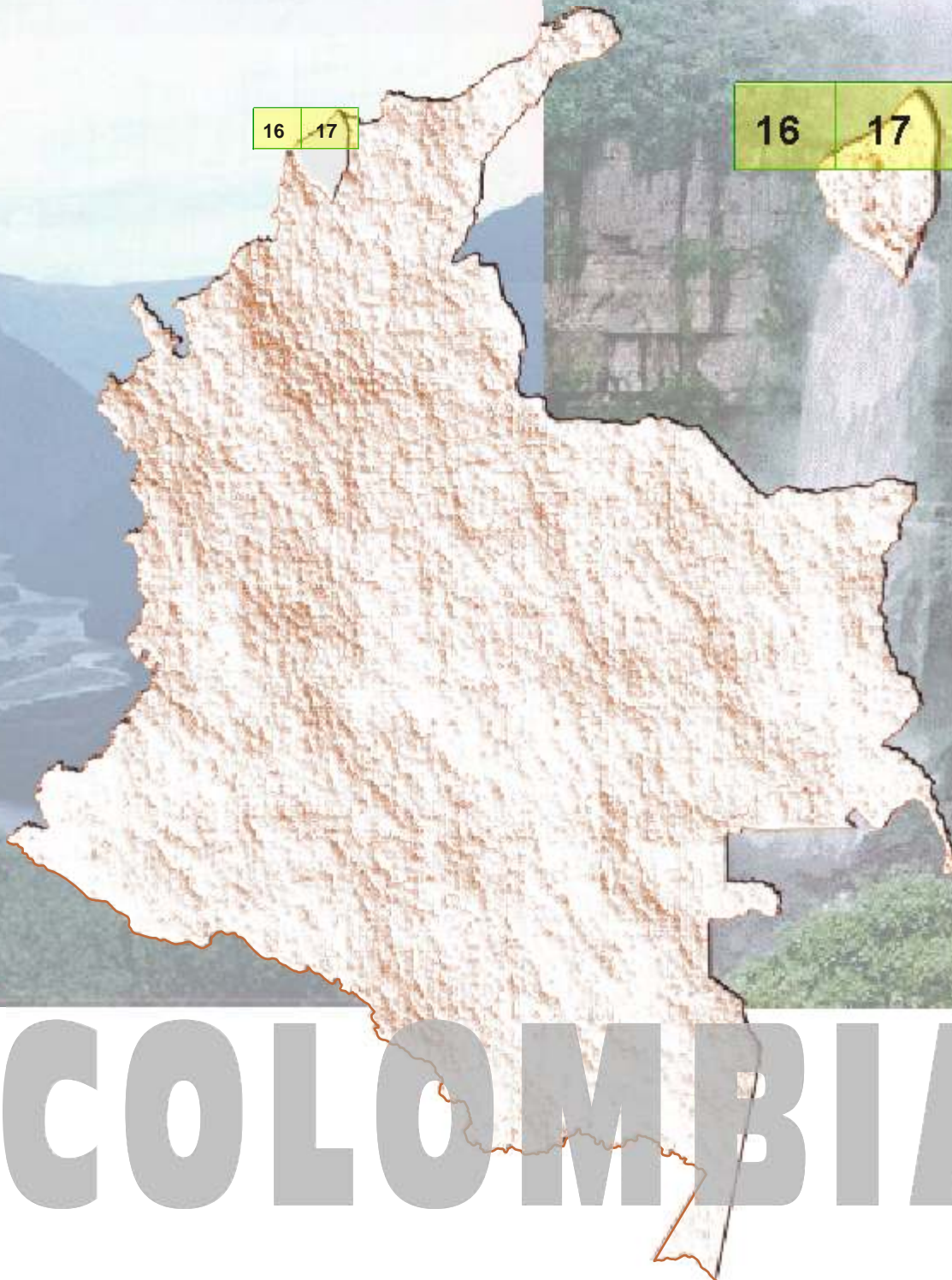


www.ingeoquinas.gov.co

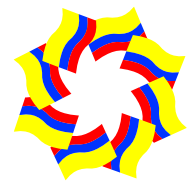


COLOMBIA

PLANCHAS 16 Y 17 GALERAZAMBA Y BARRANQUILLA



Escala 1:100.000
Memoria Explicativa
2001



¡Siente tu bandera,
cree en tu país!

REPÚBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN GEOCIENTÍFICA,
MINERO-AMBIENTAL Y NUCLEAR
INGEOMINAS

GEOLOGÍA DE LAS PLANCHAS 16-17 GALERAZAMBA Y BARRANQUILLA

ESCALA 1:100.000

POR

RODOLFO BARRERA OLMOS

MEMORIA EXPLICATIVA



2001

Contenido

	<i>Pág.</i>
1. Introducción	7
1.1. Localización y Extensión	7
1.2. Servicios Públicos	7
1.3. Vías de Comunicación	7
1.4. Hidrografía y Clima	9
1.5 Fisiografía	9
1.6. Metodología	11
2. Estratigrafía	13
2.1. Formación San Cayetano. (Pgsc)	13
2.1.1. Posición Estratigráfica y Edad	14
2.1.2. Ambiente	14
2.2. Formación Pendales (Pgp)	14
2.2.1. Posición Estratigráfica y Edad	18
2.2.2. Ambiente de depósito	18
2.2.3. Correlación	18
2.3. Formación Las Perdices. (PgNgp)	18
2.3.1. Posición Estratigráfica y Edad	19
2.3.2. Ambiente	20
2.3.3. Correlación	20
2.4. Formación Hibácharo. (Ngh)	20
2.4.1. Posición Estratigráfica y Edad	21
2.4.2. Ambiente	23
2.4.3. Correlación	23
2.5. Formación Tubará. (Ngt)	23
2.5.1. Posición Estratigráfica y Edad	26
2.5.2. Ambiente	27
2.5.3. Correlación	27
2.6. Formación Arjona. (PgNga)	27
2.6.1. Posición Estratigráfica y Edad	29
2.6.2. Ambiente de Depósito	29
2.6.3. Correlación	29

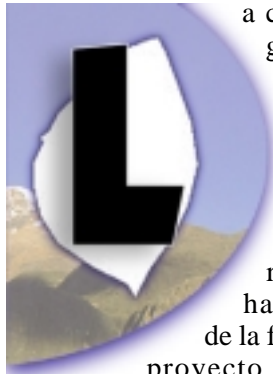
	<i>Pág.</i>
2.7. Gravas de Rotinet. (Qpr)	29
2.7.1. Posición Estratigráfica y Edad	29
2.7.2. Ambiente	30
2.7.3. Correlación	30
2.8. Formación La Popa. (Qpp)	30
2.8.1. Posición Estratigráfica y Edad	33
2.8.2. Ambiente	33
2.8.3. Correlación	33
2.9. Sedimentos recientes	33
2.9.1. Depósitos Eólicos (Qe)	33
2.9.2. Depósitos Coluvioaluviales (Qcal)	34
2.9.3. Depósitos Fluvioalacustres (Qfl)	34
2.9.4. Depósitos Marinos de Playa (Qmp)	34
2.10 Discontinuidades Estratigráficas	34
2.10.1 Inconformidad Eoceno medio.	34
2.10.2. Inconformidad Oligoceno inferior. Duque-Caro (1984)	35
2.10.3. Inconformidad Mioceno medio. Duque-Caro (1984)	35
2.10.4. Inconformidad Mioceno superior	35
3. Geología Estructural	37
3.1. Plegamientos	37
3.2. Fallamiento	38
4. Recursos Minerales	41
4.1. Calizas	41
4.2. Agregados Pétreos	41
4.3. Yeso	42
4.4. Arcillas	42
4.5. Hidrocarburos	42
4.6. Recursos Hídricos Subterráneos	42
5. Amenazas Geológicas	45
5.1. Fenómenos de Remoción en Masa	45
5.2. Inundaciones	45
5.3. Proceso Erosivo	46
5.4. Amenazas asociadas a volcanismos de lodo	46
6. Evolución Geológica	49
7. Conclusiones	51
8. Referencias Bibliográficas	53

Figuras

	<i>Pág.</i>
Figura 1. Localización de las Planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla -----	8
Figura 2. Localización Fisiográfica de las Planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla -----	10
Figura 3. Composición en falso color TM4, TM5, TM2 (RVA) -----	11
Figura 4. Composición en falso color TM4, TM5, TM2 (RVA) sector suroriente -----	12
Figura 5. Columna Estratigráfica Formación Pendales -----	16
Figura 6. Columna Estratigráfica Formación Pendales -----	17
Figura 7. Columna Estratigráfica de las formaciones Tubará - Hibácharo -----	22
Figura 8. Columna Estratigráfica de la Formación Tubará -----	25
Figura 9. Columna Estratigráfica de la Formación Arjona -----	28
Figura 10. Columna Estratigráfica de la Formación La Popa -----	31
Figura 11. Columna Estratigráfica de las formaciones La Popa - Hibácharo -----	32

PLANCHAS 16 y 17

1. Introducción



La cartografía geológica de las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla hace parte de la fase III del proyecto “Estudio Geológico de la Región Caribe”, enmarcada en el programa: Levantamiento y Procesamiento de la Cartografía Geológica del país, cuyo principal objetivo es proveer mapas geológicos regionales esenciales para la evaluación de los recursos minerales e hídricos y para la identificación de amenazas geológicas que puedan afectar las obras civiles y la infraestructura.

1.1. Localización y Extensión

El área está localizada en la parte noroccidente del Departamento de Bolívar y norte del Departamento del Atlántico y está comprendida entre las poblaciones de Galerazamba, Departamento de Bolívar, Santo Tomás y Barranquilla en el Departamento del Atlántico, cubriendo una extensión de 1.600 km² (Figura 1).

Se extiende desde los 10° 45' 36'' hasta los 11° 06' 37'' de latitud norte y desde los 75° 42' 47'' de longitud oeste hacia el occidente y corresponde a las planchas 16 y 17 a escala 1:100.000, según la clasificación del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

Limita por el norte y noroeste con el mar Caribe; la línea de costa tiene una extensión de 58 kilómetros, desde las Salinas de Galerazamba al sur hasta el rompeolas occidental de Bocas de Ceniza; por el este, el río Magdalena sirve de límite entre los departamentos del Atlántico y Magdalena.

Barranquilla es la ciudad que presenta el mayor desarrollo industrial y comercial del área de estudio y aun de toda la región Caribe. Este auge se debe en gran medida a su ubicación geográfica que le permite tener acceso a la navegación fluvial y marítima; las demás poblaciones se dedican a labores agropecuarias y a la pesca.

1.2. Servicios Públicos

En su mayoría las cabeceras municipales tienen servicio de acueducto con un cubrimiento que alcanza el 73,9 % (DANE, 1985). Con respecto al alcantarillado, este servicio es bajo, a excepción de Soledad y Barranquilla, cuya

cobertura es mayor del 60%. Poblaciones como Puerto Colombia, Baranoa y Sabanagrande tienen cubrimientos entre el 20 y 60%; las demás poblaciones presentan un bajo cubrimiento.

El río Magdalena representa el 50% de las fuentes de agua; abastece principalmente las poblaciones ribereñas. Otras fuentes de abastecimiento son ciénagas, jagüeyes, arroyos intermitentes y las aguas subterráneas.

1.3. Vías de Comunicación

Debido a su poca extensión y a las características topográficas, el Departamento del Atlántico se constituye como uno de los de más completa red vial. En efecto, en el área de estudio hay una aceptable red de carreteras que comunican a Barranquilla con casi todos los municipios y corregimientos; la gran mayoría de estas vías se encuentran muy deterioradas debido, principalmente, a su poco mantenimiento y a las características litológicas de los materiales que conforman la subrazante. Las principales vías del área corresponden a la carretera de La Cordialidad en la parte central del área, la carretera marginal del río Magdalena al oriente y la vía del mar, al

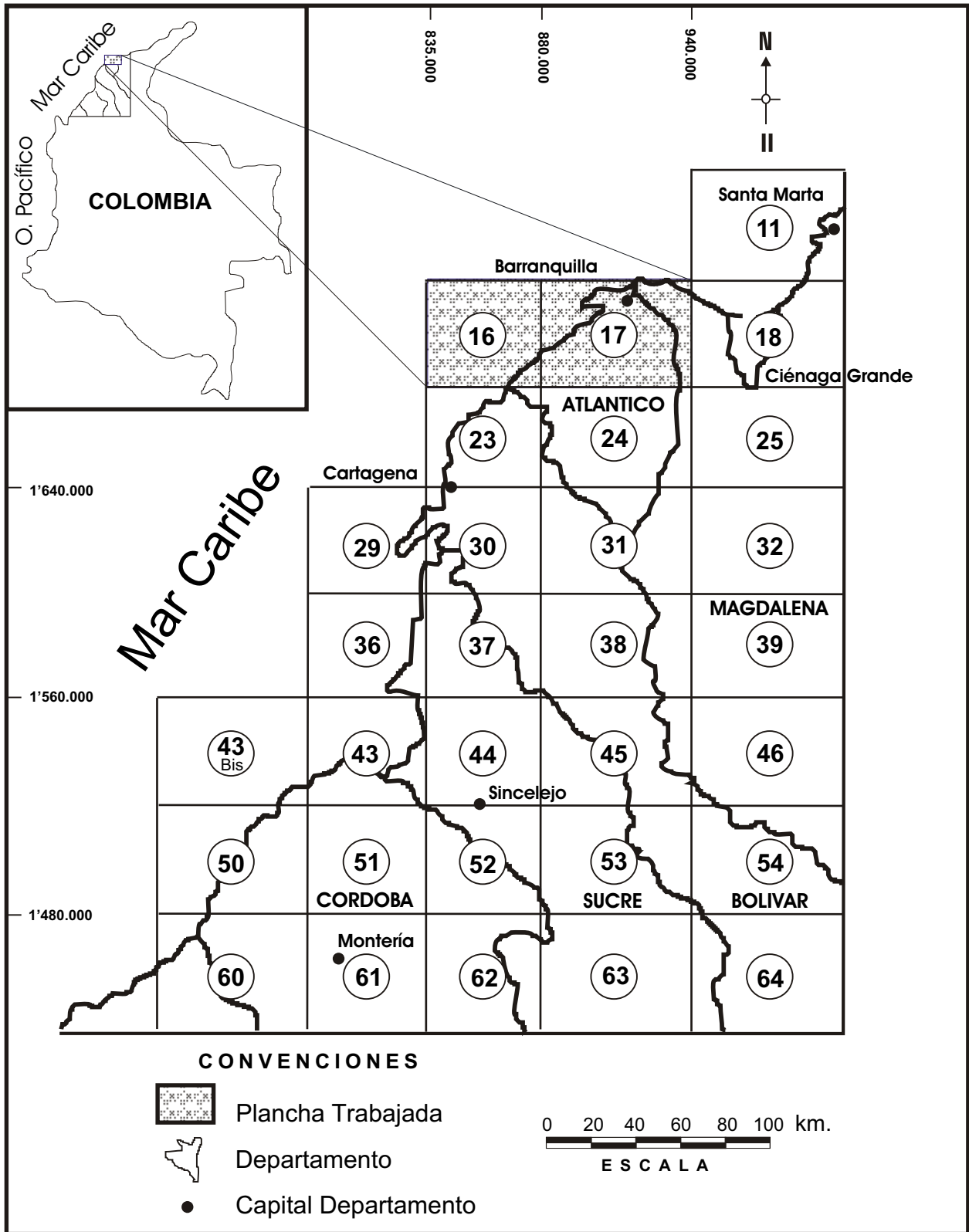


FIGURA 1.- Localización de las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla.

occidente del área; estas tres vías están en su totalidad pavimentadas y cruzan la zona de estudio de sur a norte.

1.4. Hidrografía y Clima

Los elementos hidrográficos más importantes del área hacen parte de las cuencas del litoral Caribe y del río Magdalena. Hacia el mar Caribe desembocan los arroyos que drenan el área de las colinas del suroccidente, directamente o a través de la ciénaga del Totumo. Entre estos arroyos intermitentes se destacan el arroyo Juan de Acosta, el arroyo Piojó, que al unirse con el arroyo Guacaribana toma el nombre de arroyo Cascabel, y el arroyo Grande que drenan sus aguas directamente al mar Caribe. El río Magdalena atraviesa el área de estudio de sur a norte y recibe las aguas del sector oriental del área a través de numerosos caños y arroyos, directamente, o a través de las ciénagas de la margen occidental.

Con respecto al clima, en la parte norte del Departamento del Atlántico se puede considerar que predomina al clima árido a semiárido, con un régimen isotérmico de temperaturas con un promedio de 27°C. La distribución de lluvias tiene un comportamiento bimodal en el que se alternan dos temporadas lluviosas en los meses de mayo a junio y de agosto a noviembre y dos secos de diciembre a abril y de junio a julio. En términos generales las lluvias son muy escasas con precipitaciones menores de 1.000 mm por año (HIMAT, 1990).

1.5 Fisiografía

En el área de estudio se distinguen dos paisajes; el de colinas y el de zonas planas (Figura 2).

Las colinas presentan variaciones en altura entre 50 y 400 metros sobre el nivel del mar (msnm), ocupan la parte meridional y occidental del área de las planchas y cubren aproximadamente unos 550 km².

Dentro de este paisaje de colinas se destacan por su mayor elevación, forma elongada lineal y pendientes fuertes, las serranías de Capiro, Pajuanchó y Lomagrande y Sierra de Águila, en los alrededores septentrionales y occidentales de Piojó y los altos de Tubará y las lomas de Santa Rosa en los alrededores de Tubará, constituidas por arenitas y lodolitas de las formaciones Hibácharo y Tubará.

Se observa también lomas alargadas de menor elevación, entre las cuales se destacan las lomas de La Magola, el cerro Mahates y las lomas del Hueso al nororiente de Galerazamba.

Otras lomas, menos elongadas que las anteriores, se encuentran en los alrededores de Puerto Colombia, como son las lomas La Risota y Pan de Azúcar, formadas por lodolitas, arenitas y calizas en capas poco inclinadas.

Al oriente del paisaje montañoso de altas colinas se distingue un relieve de aspecto suavemente ondulado con formas redondeadas de suaves pendientes, constituidas principalmente por arenitas deleznable y arcillolitas de las unidades aflorantes al oeste de Baranoa y Galapa.

La parte oriental del área contrasta con el relieve montañoso del occidente; en estos sectores se presenta un relieve suavemente ondulado a casi plano formado por sedimentos recientes de origen fluvial y eólico que se extiende casi hasta el río Magdalena. Las áreas más planas se localizan en los márgenes occidental y oriental del río Magdalena, parcialmente inundables, donde se pueden distinguir aquellas áreas sujetas a inundación por períodos cortos no regulares y otras sometidas a la acción periódica y prolongada de aguas como los playones y bajos.

Dentro de las zonas planas es posible distinguir áreas de transición entre las colinas y las zonas más bajas, que presentan una pendiente suave, relieve con algunas disecciones, vegetación de bosques muy seco, constituidas por sedimentos de piedemontes, fluviales intermontanos asociados a los cauces de los principales arroyos del área.

Asociados a la dinámica costera se presentan varias geoformas costeras previamente identificadas por Martínez (1993) y Carvajal (1994). Ha sido posible identificar en las imágenes de satélite y en el reconocimiento de campo las siguientes geoformas:

Espigas o flechas: se identifican claramente en las imágenes en dos sectores de la línea de costa del área de estudio, al norte de las playas de Turipana, las espigas de Pradomar y Puerto Colombia y al sur en la Punta Juan Moreno, la espiga de Galerazamba. Estas geoformas de constitución arenosa de configuración alargada en la dirección predominante de la deriva litoral, se caracterizan por presentar un extremo unido al

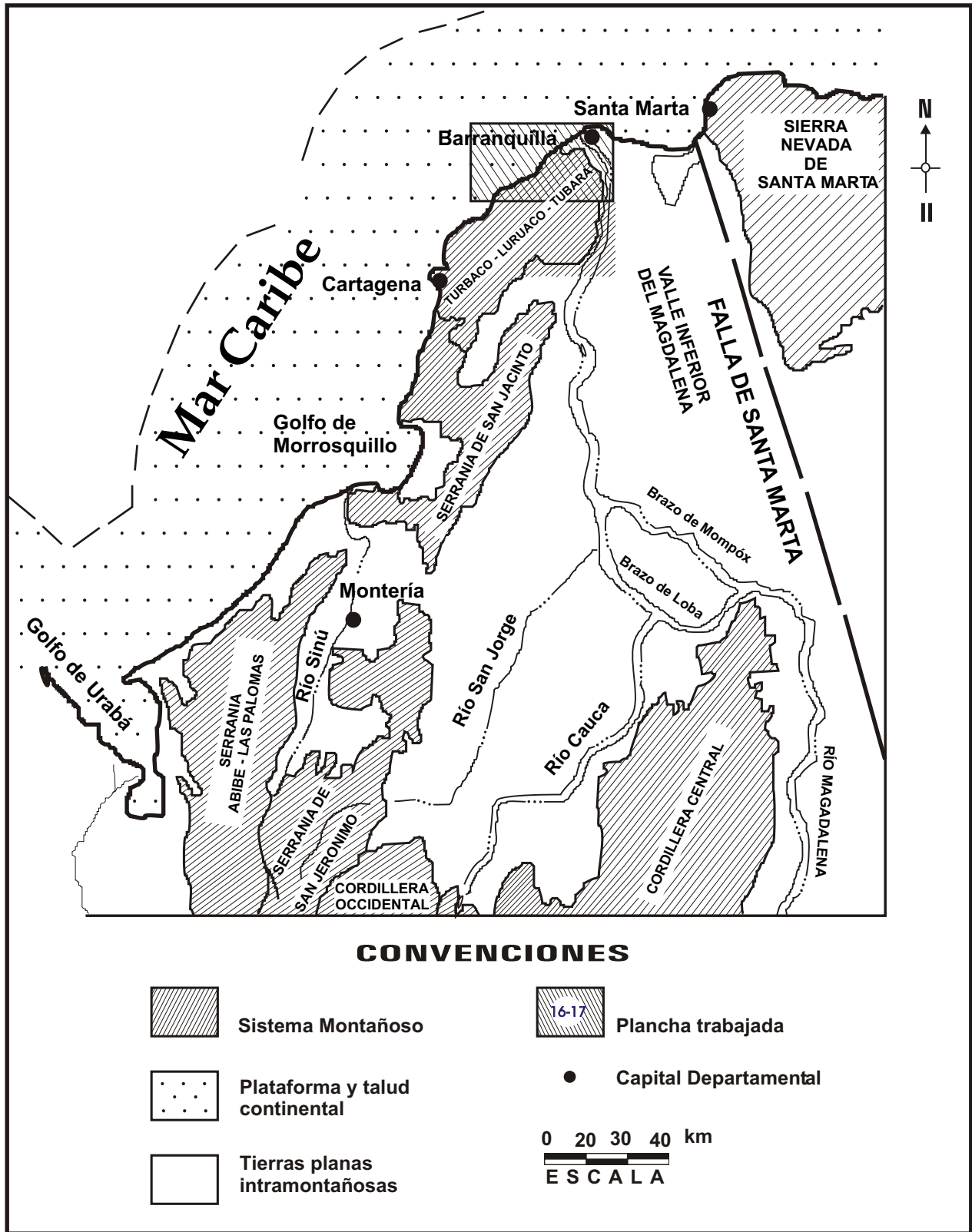


FIGURA 2. Localización fisiográfica de las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla.

continente y el otro libre y en forma de gancho (Carvajal, 1994). Tanto en las imágenes pancromáticas de una sola banda como en las composiciones en falso color, las espigas son fácilmente cartografiables por su forma característica y su tonalidad clara en razón de su escasa vegetación y composición esencialmente arenosa que presenta alta reflectividad.

En la revisión de campo se verificaron otros rasgos geomorfológicos costeros como por ejemplo: **acantilados** (Galerazamba, Puntas de Morro Pelao, Cerro Mahates, Cerro Furú, Cerro El Sapo y Punta de Morro Hermoso), **terrazas** (sur del cerro Mahates y sur de Galerazamba), **plataformas de abrasión elevadas** (Galerazamba), **dunas antiguas y recientes** (Galerazamba, norte de Puerto Colombia y Salgar) y **playas**, dentro de las cuales se destacan por su extensión las de Turipana, al norte de Santa Verónica.

La Figura 3 corresponde a una composición en falso color TM4-TM5-TM2, donde se observa el sector de la línea de costa entre Santa Verónica y Punta de Morro Hermoso; grosso modo se puede diferenciar rasgos en esta imagen, la zona de rompimiento (línea azul clara paralela a la línea de costa) y las espigas de Pradomar y Puerto Colombia donde interiormente se aprecian crestas de playa indicadoras de antiguas líneas de costa.

Asociados al río Magdalena, se presentan varios rasgos

geomorfológicos fluviales fácilmente identificables en las imágenes. En la imagen correspondiente a la composición en falso color TM4-TM5-TM2 (Figura 4) se pueden diferenciar fácilmente: **la llanura de inundación** (unidad geomorfológica mayor en rojo intenso) dentro de la cual se aprecian rasgos fluviales como: **basines o cubetas de decantación** (pequeños cuerpos de agua en la llanura de inundación que toman un color azul oscuro a negro en la imagen), **barras puntuales y longitudinales**, **meandros abandonados y orillares**.

1.6. Metodología

Como producto de la fase de compilación y análisis de la información bibliográfica y cartografía disponible (infor-

mación geológica, hidrogeológica, aéreas e imágenes de satélite), se elaboró una síntesis estratigráfica, esquema estructural y una selección de áreas con problemas.

En la fase de campo se invirtieron un total de 60 días, durante los meses de julio y noviembre de 1995, período durante el cual se realizaron actividades tales como: reconocimiento geológico del área mediante transversas semidetalladas, recolección de 203 muestras para análisis micropaleontológicos y petrográficos; se levantaron 2.557 metros de columnas estratigráficas con sus respectivas poligonales, que permitieron la caracterización de unidades litoestratigráficas (extensión, contactos, espesor); identificación y revisión de estructuras geológicas y, finalmente, la visita a sitios de



Figura 3. Composición en falso color TM4, TM5, TM2 (RVA) del sector comprendido entre Santa Verónica y Punta Morro Hermoso (Subescena 1 - Escena Path 009 Row: 053). Obsérvese rasgos geomorfológicos marinos como espigas, zona de rompientes y la turbidez de los sedimentos asociados a la desembocadura del arroyo Juan de Acosta.

interés en recursos minerales y a zonas afectadas por amenazas geológicas.

La información proveniente de estas actividades y su posterior complementación con los resultados de laboratorio y el análisis integral de toda la información permitió finalmente la elaboración del mapa geológico digital del área y la redacción de su respectiva memoria.

Con el propósito de integrar multidisciplinariamente los programas y proyectos de la Subdirección de Geología, se implementó el procedimiento digital de imágenes de satélite Landsat-TM de siete subescenas del sector más noroccidental de la imagen Landsat- TM, cuyo centro se identifica con el Path 009 y el Row 053 y que cubren el área correspondiente de las planchas 16 y 17 según la nomenclatura del IGAC.

La aplicación de la teledetección en la cartografía geológica del área incluyó las siguientes técnicas de procesamiento:

- Evaluación estadística y visual de la información contenida en bandas individuales para cada subescena.

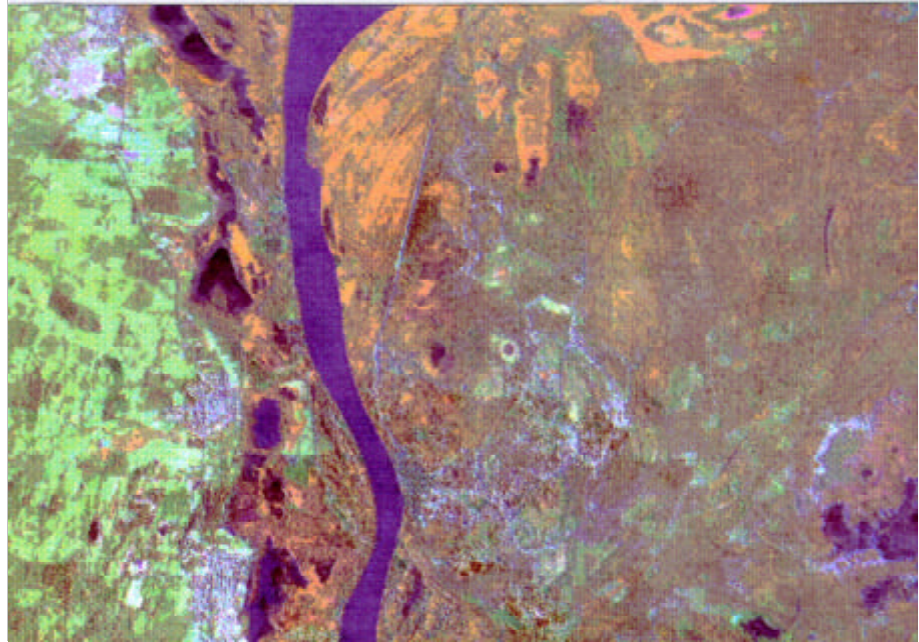


Figura 4. Composición en falso color TM4, TM5, TM2 (RVA) del sector al Suroriente de la Plancha 17 (Subescena 7 - Escena Path 009 Row: 053). Obsérvese rasgos geomorfológicos fluviales como basines o cubetas de decantación, barras puntuales y longitudinales, meandros abandonados y orillares.

- Análisis estadístico y selección visual de las composiciones más convenientes en falso color.
- Aplicación de técnicas más complejas como relación de bandas, procesos de filtrado, análisis de componentes principales.
- Finalmente se realizó un mosaico o compilación de las siete subescenas en un solo archivo, al cual se le aplicaron procedimientos similares al de las subescenas.
- Interpretación preliminar con base en fotografías de las imágenes obtenidas en pantalla y elaboración preliminar de un mapa-imagen.
- Reinterpretación y digitalización sobre pantalla de las unidades identificadas.
- Verificación de campo y complementación con la información de campo obtenida en las labores de cartografía.

2. Estratigrafía

En las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla afloran rocas sedimentarias y sedimentos débilmente consolidados y no consolidados, que comprenden desde el Paleoceno superior hasta el Reciente.

La nomenclatura estratigráfica propuesta en este informe es una revisión de la ya conocida en la literatura (De Porta et al., 1974, *Léxico Estratigráfico Internacional*) y de la selección de una amplia gama de nombres utilizados por diversos autores, que por su amplia divulgación o por conveniencia geológica o geográfica se han retomado ampliando en parte su sentido original. A continuación se hace una descripción de las unidades estratigráficas de más antiguo a más joven.

2.1. Formación San Cayetano. (Pgsc)

Con base en la información bibliográfica disponible, el nombre de Formación San Cayetano fue originalmente utilizado por Chenevart (1963) en una breve descripción de la estratigrafía de los Montes de María, para referirse a una alternancia de limolitas y arenitas finas, sin precisar un área o sección tipo; aparentemente el nombre tiene origen en el Corregimiento de San Cayetano (Bolívar).

Posteriormente, este nombre ha sido utilizado por varios autores; recientemente, el INGEOMINAS, al proseguir el levantamiento geológico del Caribe Continental Colombiano, ha revisado y adoptado esta unidad formacional, haciendo factible su reconocimiento aun en sitios distantes de su área de referencia inicial. Es la única unidad litoestratigráfica que aflora continuamente en una gran extensión del Cinturón de San Jacinto.

Por esta razón se ha considerado conveniente denominar con este nombre a las rocas que por su posición estratigráfica y equivalencia litológica se presenta en el sector suroccidental del área, al nororiente de Bocatocino en las puntas de Manzanillo y Morro Pelao. La alta complejidad estructural que afecta las rocas en este sector impiden levantar una columna estratigráfica. Sin embargo, para los fines prácticos de este trabajo se ha considerado como sección representativa de esta unidad la expuesta en los acantilados de Punta Manzanillo y Morro Pelao.

Topográficamente, se expresa en las colinas elongadas y bastante empinadas. Esta unidad aflora en una estructura anticlinal tumbada, muy fallada, con el flanco

occidental invertido (gradación inversa, estratificación cruzada inversa, calcos de carga inversos); es el mejor expuesto y accesible en vehículo mediante un carretable al norte de Bocatocino. Considerando esta inversión se ha podido reconstruir grosso modo la litología de esta unidad en este sector, donde se ha identificado una secuencia muy clásica hacia el nororiente y una secuencia más fina hacia el suroccidente.

Los estratos más inferiores expuestos están compuestos por litoarenitas arcósicas y arenitas arcósicas de grano generalmente fino, conglomeráticas (gránulos y guijos) con intercalaciones menores de lodolitas interpuestas con arenitas en capas delgadas a medianas, con abundante yeso y azufre secundario. A continuación se observa una zona de intenso brechamiento que presenta una matriz lodosa que embebe capas métricas de arenitas y clastos muy cizallados, tamaño guijarro, de lodolitas grises claras.

Luego siguen capas muy gruesas, métricas, de arenitas grises de grano grueso, cemento calcáreo, bioperturbadas, aisladas dentro de un paquete de lodolitas gris oscuras, con la apariencia de ser grandes bloques inmersos, discontinuos dentro de la secuencia lodosa. El contacto en-

tre las arenitas y las lodolitas es muy irregular y discontinuo.

Suprayacen aparentemente a los estratos anteriores interestratificaciones de limolitas y arcillolitas gris verde oliva a gris oscuro, muy oxidadas, con azufre, laminadas, fuertemente replegadas, cizalladas y fracturadas, con venillas de yeso rellenando fracturas, interpuestas con arenitas de grano fino, algunas veces conglomeráticas, estratificación ondulosa paralela, en capas delgadas.

El espesor de la Formación San Cayetano no fue posible determinarlo en razón de la intensa perturbación tectónica que afecta esta sección. Reyes & Zapata (1996) reportan un espesor parcialmente medido, por complicaciones estructurales, de 184 metros en la mejor sección de referencia de esta unidad (arroyo Henequén en los alrededores de Luruaco); sin embargo, estos autores indican un espesor estimado de 500 metros en la Plancha 24 Sabanalarga.

2.1.1. Posición Estratigráfica y Edad

El conocimiento estratigráfico regional indica para la Formación San Cayetano que la unidad infrayacente corresponde a la Formación Cansona, aflorante en algunos sectores de las planchas 37 María La Baja y 44 Tolú Viejo en la parte central del Cinturón de San Jacinto; este límite inferior no fue observado en el área de estudio. El límite superior en el área es generalmente discordante con la Formación Las Perdices y en ocasiones intensamente fallado, como en la sección descrita anteriormente.

En cuanto al contenido paleontológico, las muestras recogidas en los niveles de lodolitas casi en su totalidad fueron estériles o no diagnósticas. Únicamente se halló microfauna en una muestra de clastos lodolíticos encontrados en una zona de intenso brechamiento, donde se mezclan caóticamente conglomerados y arenitas en capas métricas con clastos lodolíticos muy cizallados, embebidos en una matriz lodosa; es probable que esta brecha contenga restos de formaciones adyacentes, a juzgar por la presencia contradictoria de fauna del Mioceno (*Bathysiphon* sp, *cassidulina subglobosa*, radiolarios, diatomeas y foraminíferos arenáceos). Debido a la ausencia de evidencias diagnósticas, se consideró conveniente revisar las relaciones estratigráficas de rocas similares a las descritas anteriormente, aflorantes en los alrededores de Luruaco, donde la unidad está mejor expuesta y más representativa. En dicha región se encuentra en contacto discordante o fallado bajo las lodolitas de la Formación Las Perdices (información verbal, geólogo Germán Reyes) o con los conglomerados de la Formación Pendales. Esta relación es similar a la observada en el área de estudio, donde hacia el nororiente de Punta Manzanillo, la unidad infrayace discordante las lodolitas de la Formación Las Perdices, con abundante microfauna del Mioceno inferior a medio. Hacia el suroccidente el volcamiento de la estructura anticlinal impide precisar la naturaleza del contacto. Sin embargo, en las imágenes de satélite y en las fotos aéreas se observa numerosos lineamientos, así como la relación estratigráfica, evidencian una relación fallada

entre estas unidades y los conglomerados de la Formación Pendales en la Loma del Morro. Por todo lo anterior y con base en los análisis micropaleontológicos realizados en rocas equivalentes a las aquí descritas como Formación San Cayetano, se le asume de post-Paleoceno superior a pre-Eoceno medio, como asignada por Duque- Caro et al. (1991).

2.1.2. Ambiente

Varios autores han postulado un origen turbidítico para esta formación. Zimmerle (1968), Duque-Caro (1972, 1973 y 1978) y recientemente Reyes et al. (1994), en la cartografía geológica de la Plancha 30 Arjona, encontraron litofacies de Mutti & Ricci Lucchi y parte de la secuencia de Bouma, corroborando el origen turbidítico de la unidad.

En el área de estudio, el granodecrecimiento observado principalmente en el sector nororiental, tanto en el espesor de las capas como en la granulometría de éstas, parece confirmar este origen turbidítico probablemente de un subambiente de abanico proximal interior a medio, según Nilsen 1978 (en Brenner & Mcharge, 1988).

El sector más suroccidental es una secuencia más monótona que la anterior y parece corresponder a facies distales dentro de una secuencia turbidítica.

2.2 Formación Pendales (Pgp)

Heno (1951) utiliza el nombre Pendales para referirse a un conglomerado muy potente y compacto que reposa discordante

sobre la Formación Luruaco e infrayace la Formación Lorena. El nombre deriva de la población Pendales localizada al occidente del Departamento del Atlántico en límites con el Departamento de Bolívar.

En el área objeto de este informe, esta unidad está expuesta en la Loma del Morro inmediatamente al suroccidente de Bocatocino (Departamento del Atlántico), al norte de Galerazamba. La expresión morfológica de esta unidad en este sitio es abrupta, con fuertes pendientes, y las mejores exposiciones están a lo largo de acantilados en la línea de costa. La Loma del Morro es aparentemente una estructura anticlinal muy estrecha, limitada por fallas en sus flancos. La exposición del flanco occidental es incompleta, debido probablemente a que está parcialmente sumergido o ha sido afectada por la erosión litoral.

A pesar de la complejidad estructural del área, que impide obtener secciones donde puedan ser observados los límites inferior y superior de la unidad, se levantaron dos columnas estratigráficas representativas de la unidad en los flancos de esta estructura.

Sección Septentrional Loma del Morro (Figura 5). Con un espesor total de 187 metros, esta sección se inicia en la parte más septentrional de la Loma del Morro, inmediatamente al sur de la población de Bocatocino; la inclinación de los estratos sugiere que corresponde al flanco occidental de la estructura. La parte más inferior expuesta corresponde a un conjunto de unos 400 metros de espesor de capas

gruesas tabulares, lenticulares granodecrecientes de grano fino de arenitas arcóscicas, sublitoarenitas y capas granodecrecientes de paraconglomerados matriz-soportados en arenitas de grano grueso, con fragmentos redondeados, mal seleccionados, desde gránulos a guijarros de rocas ígneas extrusivas, chert, cuarzo lechoso, micritas y arenitas, contactos ondulados irregulares. Algunas capas de grano fino presentan clastos orientados de arcilla. El conjunto termina con dos metros de arenitas laminadas interestratificadas con lodolitas y esporádicos niveles conglomeráticos discontinuos de 30 centímetros de espesor.

Encima del anterior conjunto se presenta otro de 50 metros de espesor que se inicia con 6 metros de paraconglomerado polimíctico matriz-soportado en arenitas de grano grueso; luego siguen 22 metros de arenitas de grano grueso, con estratificación delgada paralela hacia la base y costras de óxido de hierro entre las capas. Presenta niveles lenticulares de conglomerados matriz-soportados en arenitas; este segmento presenta fallamiento inverso con planos de falla buzando hacia el occidente. A continuación se presenta un metro de lodolitas laminadas gris oscuras. Los 22 metros más superiores de este conjunto constan de capas gruesas granodecrecientes de arenitas de grano grueso interpuestas con capas de conglomerados matriz-soportados con guijos y guijarros de rocas ígneas intrusivas, cuarzo, chert, limolitas y fragmentos de arenitas.

La parte intermedia superior, de unos 60 metros de espesor, está

formada por arenitas de grano grueso prevalecientes sobre niveles de conglomerados matriz-soportados con guijos y guijarros polimícticos oxidados, en capas gruesas, medias, planas y paralelas. Después de los primeros 23 metros de este conjunto se presenta un banco grueso de conglomerado de guijarros de cuarcitas, basaltos, chert, calizas algáceas y bloques de arenitas. Encima de este nivel aparecen capas delgadas a medianas de arenitas, intercaladas con lodolitas grises y esporádicos niveles tabulares de conglomerados de 30 a 50 centímetros de espesor.

La parte superior, de unos 30 metros de espesor, está formada por capas granodecrecientes de arenitas gruesas conglomeráticas; en algunas capas de arenitas y conglomerados se encuentran fragmentos de arenitas. En los 10 metros más superiores de este intervalo se presenta un conglomerado, con fragmentos desde guijos hasta bloques de 50 centímetros de diámetro de arenitas conglomeráticas, calcáreas en una matriz arenolodosa.

Sector Meridional Cerro del Morro (Figura 6). A diferencia del sector septentrional de la Loma del Morro, la inclinación de los estratos es hacia el oriente, lo que indica la presencia de una estructura anticlinal estrecha; la sección aquí expuesta es muy similar litológicamente a la del sector septentrional o flanco occidental, aunque los niveles de conglomerados son menos abundantes; a grosso modo se trata de secuencias repetitivas granodecrecientes de arenitas de grano grueso hasta medio, generalmente conglomeráticas,

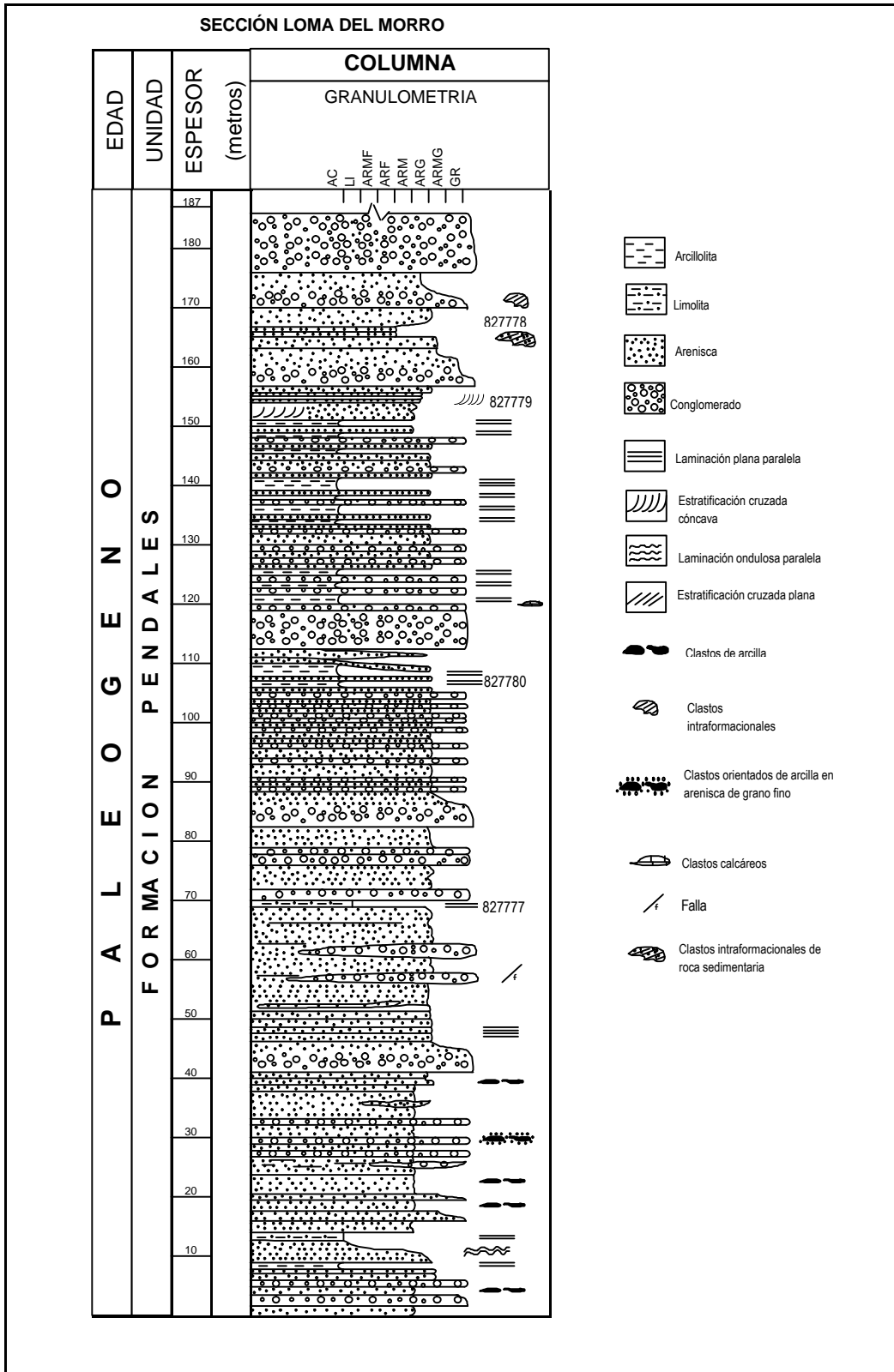


FIGURA 5. Columna estratigráfica de la Formación Pendales

SECCION CERRO DEL MORRO SECTOR MERIDIONAL

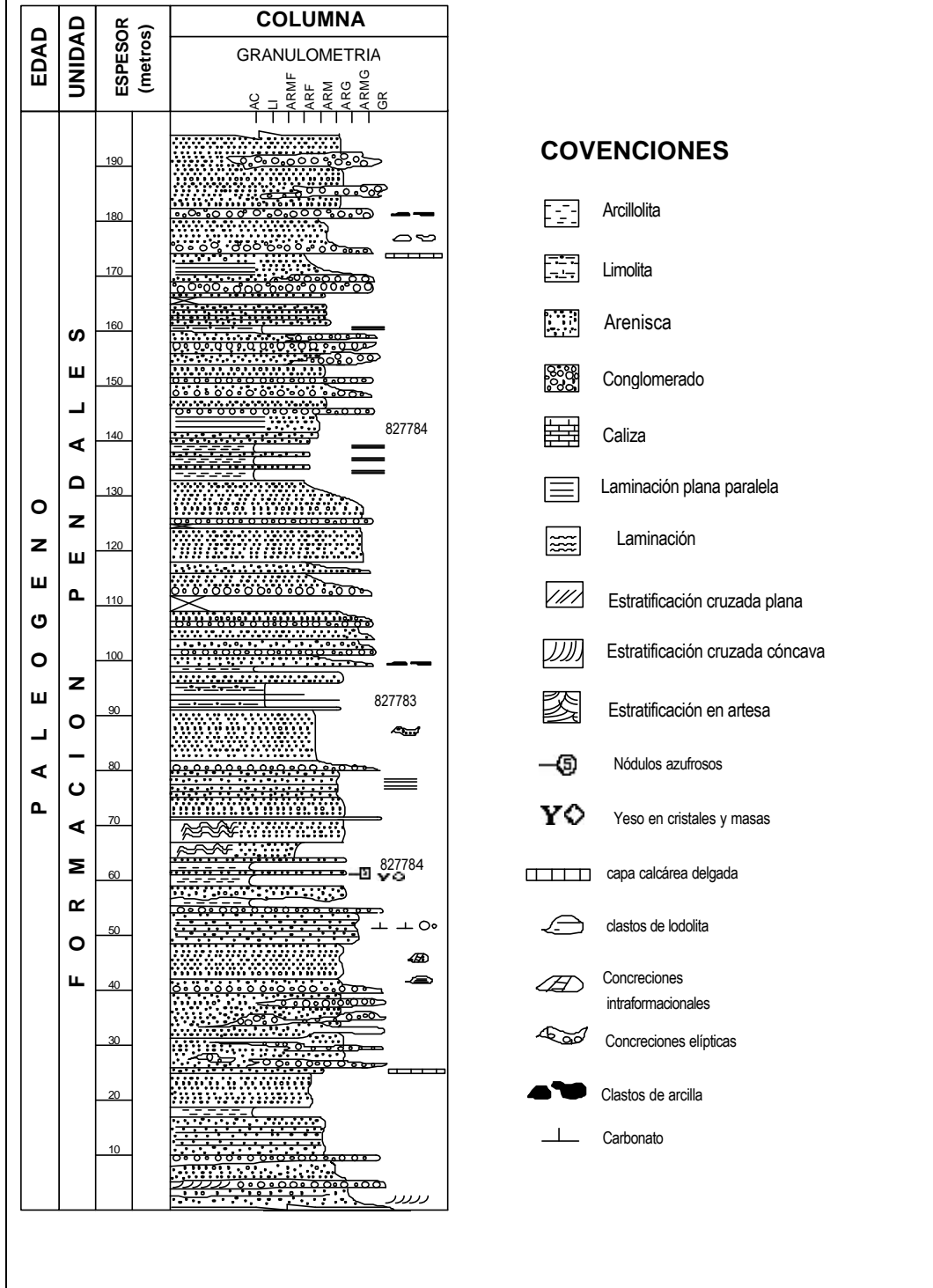


FIGURA 6. Columna estratigráfica de la Formación Pendales.

con niveles discontinuos de paraconglomerados, es decir, niveles de conglomerados que lateralmente pasan a arenitas, en capas generalmente gruesas a medianas, plano paralelas hacia la base y onduladas paralelas hacia el techo de los paquetes; es frecuente encontrar en estas capas, abundantes óxidos de hierro, endurecidos, formando como una cubierta ferruginosa y concreciones de arenitas métricas calcáreas y concreciones micríticas. Interpuestas dentro de estas secuencias grano-decrecientes, se presentan paquetes de arenitas de grano fino a medio, interestratificadas en capas delgadas a medianas con arcillolitas y limolitas color pardo moderado 5 YR 3/4, muy cizalladas.

2.2.1. Posición Estratigráfica y Edad

Debido a que este sector está afectado por intensa perturbación tectónica y las unidades afloran aisladamente, la naturaleza del contacto de la Formación Pendales con la infrayacente Formación San Cayetano no se observó; al igual que en algunas localidades de la Plancha 24 Sabanalarga, el conocimiento regional indica que es inconforme. El contacto superior con las formaciones suprayacentes tampoco fue observado, pero las relaciones estratigráficas y estructurales indican que el contacto con la Formación Las Perdices es aparentemente fallado y está, además, marcado por un cambio de pendiente entre los conglomerados y la topografía suave, con litología predominante arcillosa de la suprayacente Formación Las Perdices.

Heno (1951) plantea que la Formación Pendales es del

Oligoceno medio basado en lo que Olsson dice (en Schubert, 1937), en el sentido de postular, previo a la deposición de la Formación Pendales, un período de no depósito en el intervalo Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Esta idea es aceptada textualmente por Caro et al. (1985).

Sin embargo, pese a que la microfauna es poco abundante en esta formación y al hecho de que los análisis micropaleontológicos de las muestras no arrojan resultados positivos, el conocimiento regional pone en duda el Oligoceno medio para la unidad. Las relaciones estratigráficas entre las formaciones Las Perdices (Oligoceno), Arroyo Piedra (Eoceno medio) y la Formación Pendales, en la Plancha 24, permiten inferir que el depósito de estos conglomerados parece ser contemporáneo o anteceder al de los representados por la Formación Arroyo de Piedra probablemente del Eoceno medio a superior (comunicación verbal, geólogo Germán Reyes) e infrayace a la Formación Las Perdices del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Lo anterior sugiere tentativamente el Eoceno medio a superior para la Formación Pendales.

2.2.2. Ambiente de depósito

Las características sedimentológicas observadas, como la asociación repetitiva de secuencias faciales granodecrecientes (turbiditas), indican que esta unidad está asociada a abanicos submarinos en su parte próxima relacionados a paleocanales submarinos.

2.2.3. Correlación

La Formación Pendales, por su posición estratigráfica y edad,

parece ser el equivalente litológico de la Formación Maco (Anticlinorio de San Jacinto).

2.3. Formación Las Perdices. (PgNgp)

El nombre Las Perdices fue propuesto por Anderson (1929) como Group Las Perdices, para referirse según sus propias palabras como "*Las Perdices group as here exposed consists of clay shales, sandy shales and hard cherty, or siliceous beds and some sandstone. The shales contain at this locality a few species of Mollusca, scales of fishes and bone fragments, sponge spicules and numerous Foraminifera*".

El nombre proviene de un paraje rural denominado Las Perdices, unos 2,5 kilómetros al suroccidente de Barranquilla. El acceso a este sitio es muy limitado debido a que el carretable construido muchos años atrás durante la perforación del pozo Las Perdices y que partía del caserío de Cuatro Bocas (Km 14 en la vía Barranquilla-Tubará) ya no existe.

El nombre de Las Perdices fue aceptado y nuevamente utilizado por Heno (1951) quien la coloca debajo de su Formación Lorena; Raasveldt (1953) menciona el nombre de Las Perdices en las anotaciones y la leyenda del croquis fotogeológico del Departamento del Atlántico. Posteriormente, Bürgl et al. (1955), Bürgl (1957), van der Hammen (1958), Bürgl (1961), seguido por Zimmerle (1968) indican la presencia de arenitas calcáreas con lamelibranquios en esta unidad y le dan el rango de Formación Las Perdices. Bueno (1970) emplea nuevamente el término de Formación Las Perdices.

Sin embargo, es conveniente aclarar que estos autores hacen referencia a un área cercana a la localidad tipo. A pesar de lo anterior, la designación de esta unidad ha satisfecho las necesidades de la comunicación geológica. Por esta razón se recomienda continuar con el uso de Formación Las Perdices para referirse a la unidad con predominio de arcillolitas y limolitas que afloran al nororiente de Tubará y oriente de Galerazamba en los departamentos del Atlántico y Bolívar, respectivamente.

La litología predominantemente fina de la Formación Las Perdices dificulta en gran medida obtener secciones de la unidad donde se pueda levantar columnas estratigráficas, por esta razón, la descripción aquí hecha se fundamenta principalmente en afloramientos aislados.

Área Septentrional. El área comprendida entre Cuatro Bocas, Juan Mina, Barranquilla y Galapa, morfológicamente, presenta un relieve suavemente ondulado de pequeñas colinas que se destacan del nivel generalmente plano circundante y de las colinas al occidente y norte de esta área. Estas colinas están constituidas por la Formación Las Perdices y tienen una amplia extensión cartográfica; sin embargo, la exposición de los afloramientos es muy pobre y los escasos localizados están aislados.

Dentro de estos afloramientos vale la pena destacar los que se encuentran en el Kilometro 1,3 desde Juan Mina hacia Tubará, justamente detrás de la granja avícola JP. Se trata de una sucesión corta de 14 metros de espesor. Los 10 metros más

inferiores están formados de arenitas de grano fino, deleznales, donde predomina el cuarzo y el feldespato sobre los minerales pesados y óxidos de hierro. Las capas son gruesas planas paralelas en las que se interponen capas muy delgadas de limolitas muy finas, ferruginosas, de color pardo claro (5YR 5/6) a gris amarillento (5Y 7/2) y concreciones métricas muy redondeadas de composición muy similar a las arenitas que las alojan, pero muy bien compactadas, algunas de estas concreciones presentan en su núcleo, nódulos de limolitas amarillo grisáceas con microfauna (*Globigerina isidroensis*, *Nanionella* sp). Encima de estas arenitas se presentan 4 metros de arenitas de grano muy fino, en capas muy delgadas ondulosas paralelas, con pequeñas intercalaciones de arcillolitas limosas grises y algunas capas de arenitas de veinte centímetros de espesor.

Unos dos kilómetros al sur del anterior afloramiento se presentan arenitas de grano muy fino, deleznales, color gris amarillento, compuestas por cuarzo, feldespatos y líticos, presenta laminas internas pardo oscuro, 5 YR 2/2 (materia orgánica oxidada), estratificación en capas medianas interpuestas con limolitas color anaranjado pardo y arcillolitas gris verde oliva en capas delgadas separadas por costras de óxido de hierro.

Hacia los alrededores de Barranquilla y Galapa, la Formación Las Perdices es predominantemente arcillosa constituida principalmente por arcillolitas gris verde oliva, con abundantes cristales de yeso, clastos pequeños ferruginosos y

microfauna (foraminíferos y radiolarios).

Área Meridional. Al nororiente de la ciénaga del Totumo, por la vía al mar, se presenta una morfología de lomas muy suaves formadas principalmente por arcillolitas gris verde oliva, con abundante microfauna. Aunque en este sector predominan las arcillolitas, hay facies arenosas hacia el caserío de El Cerrito, donde afloran arenitas de grano fino, gris amarillentas en capas medianas a delgadas interpuestas con arenitas arcillosas y limolitas ferruginosas y arcillolitas con microfauna (*Sigmoilina tenuis*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Bathysiphon* sp) en capas delgadas; es común la ocurrencia de capas medianas de arenitas muy calcáreas y compactas.

2.3.1. Posición Estratigráfica y Edad

En De Porta et al. (1974), Anderson (1929) plantea que la Formación Las Perdices se apoya sobre la "Pozo Series" e infrayace discordantemente al Grupo Tubará. La opinión de Bürgl et al. (1955) es que este contacto superior es muy neto y completamente normal en el arroyo Saco. Por el contrario, para Bürgl (1961) y Zimmerle (1968) el contacto con el Grupo Tubará está marcado por otra discordancia.

Con respecto al contacto inferior, Anderson (1929) no hace referencia alguna; Bürgl (1961) y Zimmerle (1968) colocan el límite inferior de la Formación Las Perdices en contacto discordante con la Formación El Doce (al parecer corresponde al equivalente litológico de una parte de la "Pozo Series" de Anderson).

De esta manera, según el análisis realizado por De Porta et al. (1974), la Formación Las Perdices quedaría limitada por dos discordancias.

En el sector meridional del área de estudio, la relación con la unidad suprayacente Formación Hibácharo no fue observada directamente en el campo. La fauna reconocida al nororiente de la ciénaga del Totumo: *Sigmoilina tenues*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Bathysiphon* sp - *Martinotiella comunis*, *Sigmoilina tenuis* - *Globigerinoides subquadratus*, *Globocadrina altispira*, *Pullenia bulloides*, *Orbulina suturalis*, *Cassidulina horizontalis*, *Globotatalia siakensis* - *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides immaturus*, - *Globigerinoides ruber*, *Globotatalia mayeri*, *Cassidulina subglobosa*, comprende el Mioceno inferior a medio. Sin embargo, es importante destacar que la fauna analizada en la parte septentrional del área, en los alrededores de Juan Mina y Galapa, parece indicar que la Formación Las Perdices es un poco más joven hacia el norte. Lo anterior concuerda con los análisis micropaleontológicos realizados en la Plancha 24 Sabanalarga, donde la Formación Las Perdices es más antigua, y evidencia un cambio de sur a norte desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior a medio.

El espesor estimado de esta unidad en el corte geológico es de aproximadamente 400 metros en la parte meridional del área. En la parte septentrional es difícil de estimar; en la sección tipo es de unos 400 pies; según Anderson (1929), hacia el occidente de Usiacurí puede alcanzar 330 m.

2.3.2. Ambiente

Las características tanto litológicas como texturales de esta unidad muestran una sedimentación marina restringida con aporte limitado de sedimentos terrígenos tamaño limo, lodo y arena, precipitación de carbonatos, lo cual indica un área bordeada por zonas de pendiente no muy desarrolladas, sedimentación continua, con invasión ocasional de organismos perturbadores del sustrato.

2.3.3. Correlación

La Formación Las Perdices, por su posición estratigráfica y edad, parece corresponder con la Formación Carmen (Notestein, 1929).

2.4. Formación Hibácharo (Ngh)

Con base en la información bibliográfica disponible, la primera mención Hibácharo aparece en un informe de Raasveldt (1953) para referirse a una zona de rocas blancas que forman un escape de poca altura desde la costa hasta La Lorena. Posteriormente, Bueno (1970) utiliza el nombre de Formación Hibácharo para describir una serie de intercalaciones de arcillolitas y limolitas con areniscas amarillentas, las cuales varían en tamaño de grano desde fino a conglomerático. Capas de yeso y fósiles son abundantes en la unidad.

Para los fines prácticos de estas planchas, se ha conservado este nombre y su rango formacional, precisando su extensión original, sus límites y relaciones estratigráficas, para designar las rocas que infrayacen la Formación

Tubará y suprayacen la Formación Las Perdices y que conforman una amplia faja al occidente de las serranías de Capiro y Pajuancho, bien expuestas al noroccidente de la población de Hibácharo en la Plancha 24 Sabanalarga; es de común ocurrencia tanto en dicha plancha como en las objeto de este estudio.

Morfológicamente esta unidad se presenta como una serie de colinas alargadas en sentido N20°E, en las que se destacan las lomas de San Diego, San Vicente, Loma Grande, Cuchilla de Tameme, morfología que hacia el sur tiene una dirección N35°W, y conforma gran parte del sector occidental de la Plancha 24 al occidente de la población de Piojó.

La unidad presenta afloramientos dispersos que no permiten obtener más de una sección en el área de estudio; probablemente la sección mejor expuesta se encuentra en la Plancha 24, por un carretable que se desprende de la población de Hibácharo hacia el noroccidente, y que está descrita en la memoria de dicha plancha (Reyes & Zapata, 1996).

Los afloramientos más representativos de la parte inferior de la unidad se presenta a partir del Kilometro 17 en la vía del mar desde Loma Arena hacia Barranquilla. La prolongación de la loma de La Magola son los estratos más inferiores observados; afloran hacia la base arenitas en capas gruesas, suprayacidas por arenitas de grano fino intercaladas con arcillolitas gris verde oliva; interpuestas entre éstas se presentan concreciones elípticas elongadas.

Encima de las anteriores rocas, y conformando gran parte del Cerro Mahates, se presentan arenitas conglomeráticas con guijos de cuarzo y chert principalmente y abundantes restos de gasterópodos, bivalvos, equínidos, que infrayacen limolitas grises con laminación interna y materia orgánica. Encima de éstas se hallan arenitas de grano fino en actitud caótica, muy fracturadas con planos de falla. La parte superior del cerro está constituida por limolitas ferruginosas con abundantes costras de óxidos de hierro.

Estratigráficamente encima se halla, en el Kilómetro 22,3 en la finca Fray Domingo de Las Casas, una sucesión de 15,4 metros de espesor que empiezan con 5 metros de limolitas verde oliva, seguidas por arenitas conglomeráticas de gránulos y guijos y abundantes bioclastos de moluscos; se presenta luego una capa de 1,5 metros de arenitas lumaquéticas de grano medio a conglomerática compacta muy calcárea. Encima se presenta un nivel compuesto de cuatro metros de intercalaciones de arcillolitas y arenitas en capas delgadas que hacia la parte terminal presenta nuevamente una capa mediana de arenitas con abundantes macrofósiles (lumaquelas). Los 3,7 metros más superiores están conformados principalmente por arenitas de grano fino a medio en capas medianas con láminas de caliche interpuestas y limolitas ferruginosas.

En el cerro Furú afloran hacia la base limolitas y arcillolitas limosas, fósiles, en capas delgadas, suprayacidas por limolitas gris verde oliva con materia orgánica y fragmentos de moluscos.

Encima de éstas, en la parte media superior del cerro, se intercalan limolitas arenosas con arenitas de grano fino y hacia la parte más superior del cerro prevalecen las arenitas sublíticas de grano fino en capas gruesas.

En una posición estratigráfica superior a los afloramientos descritos se halla una serie de afloramientos en el cauce del arroyo Piojó, que corresponden a la sección más representativa de la unidad en estas planchas.

Sección Arroyo Piojó. Afloran en esta sección 862 metros (Figura 7) que fueron descritos en dos sectores. La parte más inferior de la unidad observada en esta sección fue levantada en la parte meridional de las Lomas de San Diego o Lomas de Alonso; abarca los primeros 24 metros y se caracteriza por presentar en su base una capa de 0,75 metros de litoarenitas bioclásticas de grano grueso, conglomeráticas, compactas, color pardo amarillento pálido (10 YR 6/2); encima de éstas se hallan arenitas de grano fino sublíticas, deleznales, en capas medianas a gruesas, con concreciones compactas de arenitas finas calcáreas; hacia la parte superior se presenta una capa de arcosa, compacta, con abundantes fragmentos de bivalvos y gasterópodos. Gran parte de esta sección fue levantada en el arroyo Piojó al occidente de las serranías de Pajuanchó y Capiro y representa la continuación de la sección levantada para la Formación Tubará.

Encima del segmento descrito anteriormente se presentan afloramientos aislados separados por espesos intervalos cubiertos

por depósitos coluvioaluviales, de los cuales se puede afirmar que se trata de un intervalo de 120 metros de espesor en los que afloran parcialmente lodolitas interestratificadas con limolitas ferruginosas en capas delgadas onduladas paralelas; en ocasiones se observa concentraciones de yeso y gran diaclasamiento. Interpuestas se presentan arenitas de grano fino, en capas generalmente delgadas, color gris verde oliva claro. A medida que se sube en la secuencia, la ocurrencia de las arenitas y láminas arenosas entre las lodolitas es más frecuente. En la parte media y superior de la sección es notable el predominio de lodolitas grises oscuras, esporádicamente fosilíferas, en capas delgadas, onduladas paralelas discontinuas, que forman como pequeños nódulos al fracturarse; hacia la parte más superior observada se intercalan ocasionalmente arenitas de grano fino, arcillosas.

2.4.1. Posición Estratigráfica y Edad

El contacto inferior de la Formación Hibácharo con la Formación Las Perdices no es claramente observable en campo, pero las características litológicas observadas en ambas formaciones indican que es concordante. El contacto superior con la Formación Tubará es discordante y está bien marcado por la superficie de erosión irregular que separa la litología típica de la Formación Hibácharo con los conglomerados basales de la Formación Tubará.

Aunque en la parte inferior y media de la Formación Hibácharo son abundantes los macrofósiles, no se

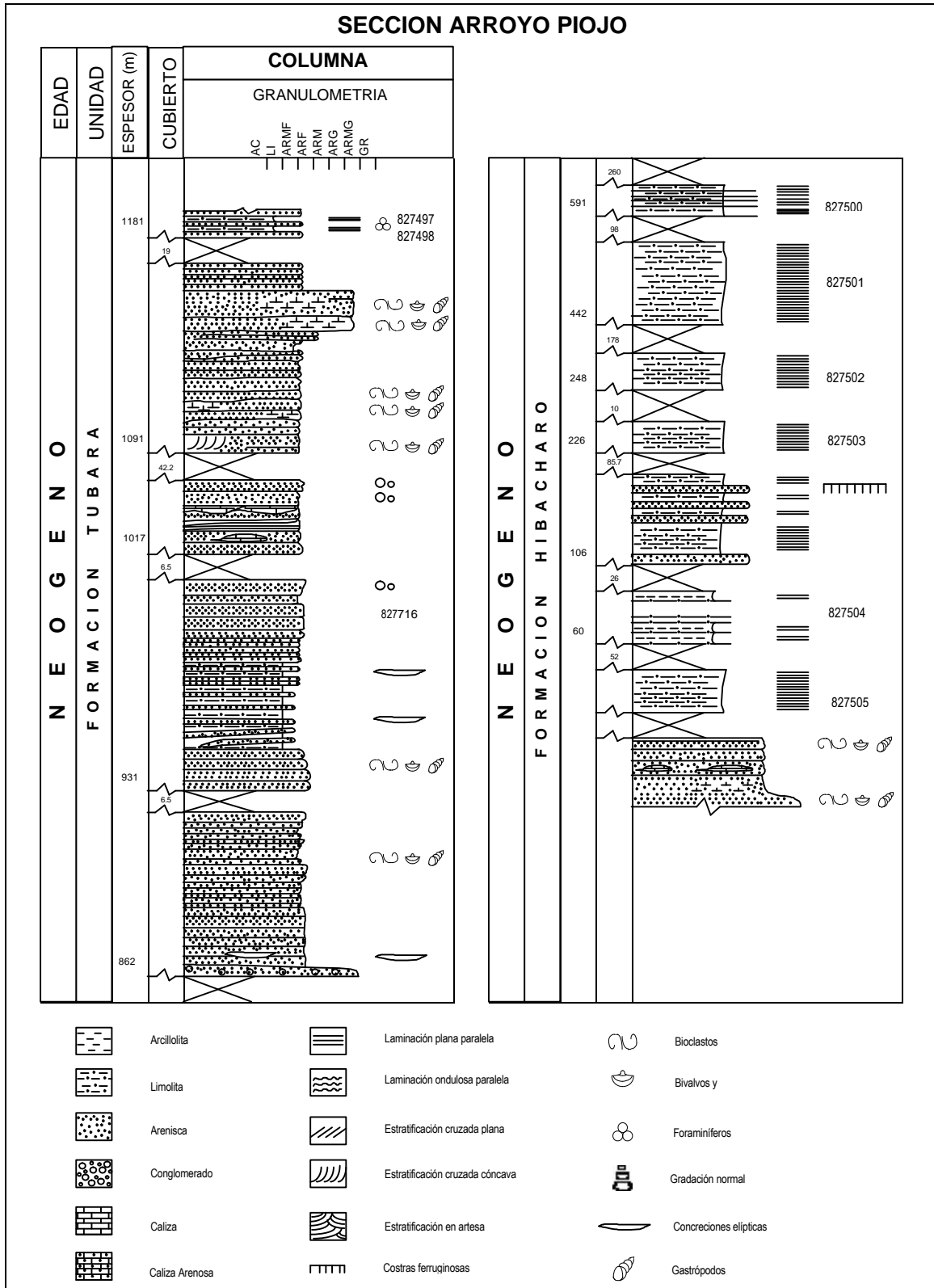


FIGURA 7. Columna estratigráfica de las formaciones Tubará - Hibácharo.

tiene referencia de dataciones hechas con base en estos fósiles.

La unidad es relativamente muy pobre en microfauna bentónica y planctónica; la información micropaleontológica actualizada y colectada de estas planchas, permite postular que la unidad está comprendida entre el Mioceno medio y superior; es interesante anotar que corresponde a una espesa secuencia restringida a un intervalo de tiempo muy limitado.

2.4.2. Ambiente

La información disponible permite postular que la parte inferior a media de la Formación Hibácharo corresponde a ambientes marinos de plataforma externa a batiales superiores y hacia la parte superior ambientes de plataforma interna.

2.4.3. Correlación

La Formación Hibácharo parece corresponder con la Formación Rancho, presente más al sur en el Cinturón de San Jacinto, cuya edad, litología y posición son similares a ésta.

2.5. Formación Tubará. (Ngt)

El nombre de Tubará fue originalmente utilizado por Anderson (1926) para referirse a los sedimentos que están expuestos en los alrededores de la población de Tubará (Departamento del Atlántico) y que suprayacen al Grupo San Juan e infrayacen el Grupo Galapa. Posteriormente con mayor precisión, Anderson (1926) define el Grupo Tubará, con un espesor de 2.800 pies y lo divide

en 8 horizontes identificados con las letras desde la M hasta la T de manera ascendente:

T: Top of section, not locally represented.....2.650 feet

S: Soft, medium-grained sandstone at the top of Tubara Mountain.....450 feet

R: Soft, medium-grained sandstone at the top, containing numerous fossil Mollusca. 350 feet

Q: Sandstones and shales350 feet

P: Fossilerous gray, sandy shale, northwest slope of Tubara Mountain.....400 feet

O: Sandy shales and soft incoherent sandstone with ferruginous layers..... 400 feet

N: Gravelly sandstone, hard in part, with species of Turritella, Spondylus, and other forms.....500 feet

M: Blue or gray shales... 50 feet Soft shaly sandstone, and pebbly beds, conglomerate, etc. 300 feet

Total 2.800 feet

Con el tiempo el nombre Tubará ha sido tan ampliamente utilizado en el región Caribe que ha provocado confusión debido a que gran parte de estos usos carece de una descripción y posición estratigráfica adecuada. Su uso se ha extendido inclusive al Departamento de Córdoba, para Montería y San Andrés, en Anderson (1929) y en el valle del río Sinú, Hopping (1967); en gran parte del Departamento de Bolívar, incluso en los alrededores de Zambrano. También a lo largo del flanco

occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, Departamento de Magdalena. En razón de las imprecisiones estratigráficas en sus límites superior e inferior y a la frecuencia en los cambios de facies, De Porta et al. (1974) consideran prudente reservar el nombre de Formación Tubará para su sección tipo y alrededores.

En el área de estudio, la Formación Tubará está expuesta en tres franjas topográficas diferentes. En la parte occidental la unidad se extiende como una franja continua y escarpada con rumbo NS, que progresivamente va cambiando hacia el norte, y es casi este-oeste en la parte terminal de las serranías Capiro y Pajuancho, en el cerro Las Viudas.

Hacia el centro del área la Formación Tubará conforma una serie de colinas al oriente de la población de Juan de Acosta, con dirección N30°E, y constituye la estructura sinclinal de Tubará. Más hacia el oriente conforma una serie de suaves colinas al occidente y nororiental de la población de Baranoa.

Por la imprecisión en la localización, no se pudo verificar la sección inicialmente escogida como localidad tipo. Se levantan dos secciones de referencias suplementarias en los arroyos Morrotillo y Pijó.

Sección Arroyo Morrotillo. El arroyo Morrotillo drena sus aguas al arroyo Juan de Acosta; justamente es en la población de Juan de Acosta donde éste desemboca. En la confluencia de estos dos arroyos se inició esta sección, aguas arriba por el arroyo Morrotillo.

Con un espesor de 650 metros, esta sección, aunque incompleta debido a que los intervalos cubiertos representan casi un 38%, corresponde a la de mayor exposición de la Formación Tubará en el área (Figura 8). Se trata de una unidad prevalentemente arenosa con algunas intercalaciones de lodolitas y arcillolitas en capas gruesas y delgadas, respectivamente, donde es común la ocurrencia de bivalvos y gasterópodos. El contacto inferior con la Formación Hibácharo no se observó por estar cubierto por sedimentos de los depósitos coluvioaluviales del arroyo Morrotillo. Es posible diferenciar en esta sección dos conjuntos, uno inferior mal expuesto con un espesor de 250 metros compuesto por arenitas granodecrecientes y lodolitas, donde estas últimas son una característica importante de este conjunto, y un conjunto superior mejor expuesto donde las arenitas son prevaletentes.

El conjunto inferior está formado, en los primeros 60 metros, por arenitas granodecrecientes de grano grueso conglomeráticas con guijos y gránulos de cuarzo, chert, cuarcita y rocas volcánicas en capas gruesas masivas, suprayacidas por capas delgadas alternadas de arenitas de grano fino, ricas en azufre, y arcillolitas gris verde oliva, de geometría ondulosa discontinua. Hacia el tope de estos estratos se observa ondulitas.

Luego de un intervalo cubierto de 14 metros, aflora un conglomerado arenoso con cantos desde gránulos hasta guijarros de composición similar al anteriormente descrito, con nódulos de limolitas hasta de 20 centímetros de diámetro; encima

de estos conglomerados se presentan limolitas y arcillolitas intercaladas con arenitas de grano fino, en capas delgadas. Continúa arenitas de cuarzo y líticos de grano medio, color gris amarillento claro, oxidadas, deleznales, con guijos de cuarzo y chert hacia el techo; en la parte inferior de estas capas se presenta estratificación cruzada.

Termina este conjunto con afloramientos de gran espesor (>10m), donde predominan arcillolitas gris oscuras, estratificación en capas delgadas ondulosa discontinua a paralelas, intercaladas con arenitas de grano fino, compuestas principalmente por cuarzo, minerales pesados y líticos. Hacia el tope de los afloramientos se presentan arenitas masivas, en capas muy gruesas.

El conjunto superior de esta sección, con un espesor de 300 metros, está compuesto por una secuencia más arenosa en capas generalmente gruesas. Se trata de arenitas feldespáticas grano decrecientes de grano grueso a fino, cemento calcáreo, ocasionalmente con guijos y gránulos de cuarzo y chert hacia la base de las capas. Una característica importante en gran parte de este conjunto es la presencia de abundantes fragmentos de moluscos (gasterópodos, bivalvos) además de la intensa bioturbación; es frecuente también encontrar estructuras similares a ondulitas de gran tamaño, con longitudes de onda entre 1,5 y 2,0 metros en el contacto entre capas gruesas de arenitas y lodolitas infrayacentes.

Sección Arroyo Piojó – Serranía Capiro-Pajuancho. Esta sección fue levantada en el

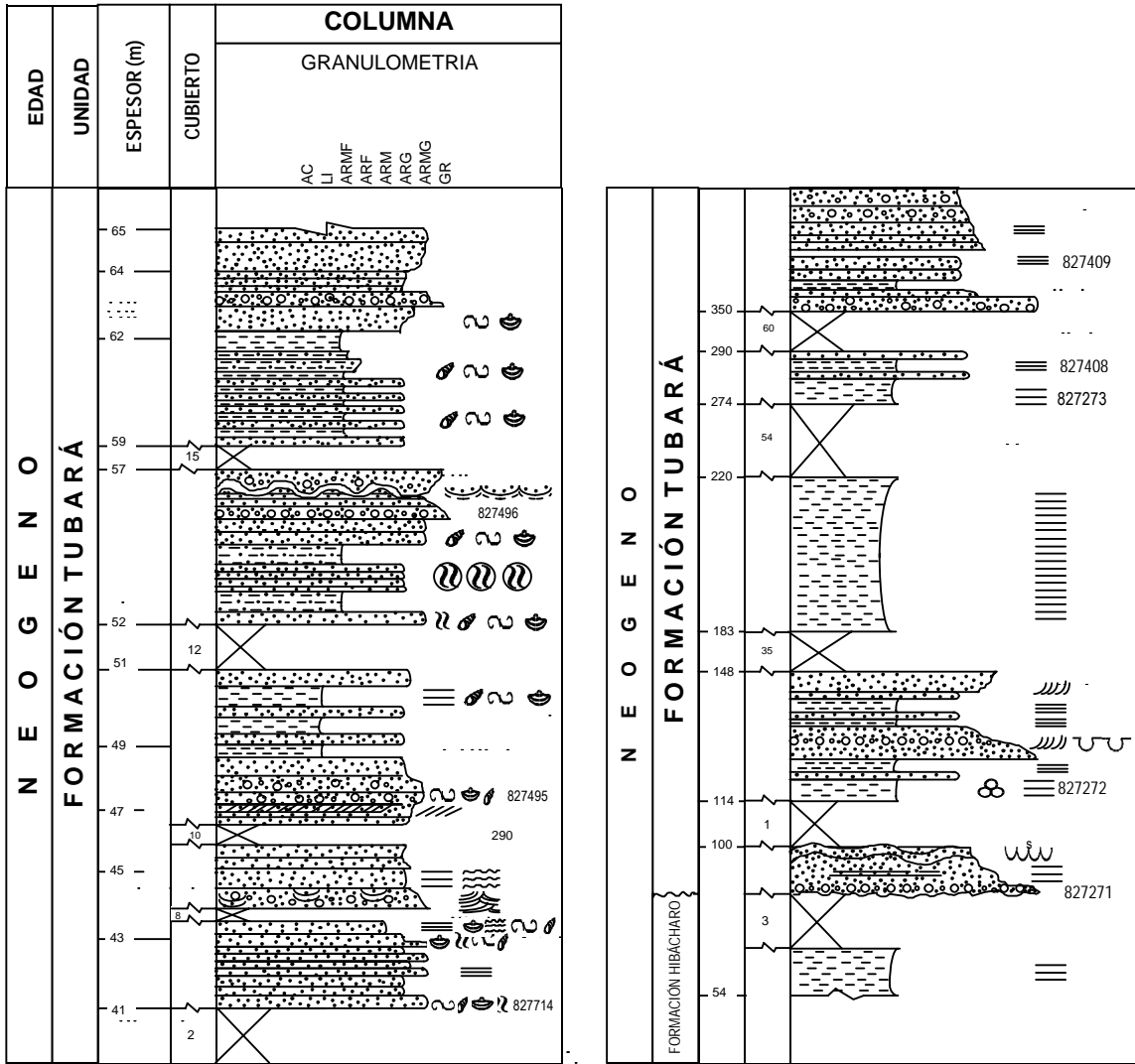
arroyo Piojó y corresponde a la denominada por Bürgl et al. (1955) como sección del Arroyo Saco. En este lugar el arroyo corta transversalmente las serranías de Capiro y Pajuancho. La sección fue levantada a semidetalle desde la población de San José de Saco hacia el occidente y se ilustra en la Figura 7. Hacia el oriente de esta población se revisó la sección levantada por Bürgl et al. (1955).

En la sección al occidente de San José de Saco afloran 330 metros de la Formación Tubará, el contacto con la infrayacente Formación Hibácharo no fue observado en razón a que los sedimentos de los depósitos coluvioaluviales cubren esta relación. Hacia la parte más inferior observada, que forma un estrecho cañón en el arroyo, afloran capas muy gruesas de varios metros de espesor de arenitas subarcóicas de grano fino conglomeráticas hacia la base, de color gris amarillento y bioturbadas. Contiene concreciones elípticas aplanadas de arenitas calcáreas muy compactas de color gris azuloso.

Encima de este segmento se presentan arenitas de grano fino, en capas progresivamente más delgadas desde muy gruesas a medianas, suprayacidas por 14 metros de arenitas en capas gruesas de grano fino, deleznales y sublíticas. Siguen luego arenitas de grano fino, oscuras, con restos de moluscos; ocasionalmente se presentan niveles con guijos de cuarzo y chert e intercalaciones de limolitas gris oscuras con capas lenticulares de arenitas de grano fino, que infrayacen arenitas finas, deleznales, en capas muy gruesas.

Ascendiendo estratigráficamente aparecen niveles potentes de

SECCIÓN ARROYO MORROTILLO



- | | | |
|--|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Arcillolita Limolita Arenisca Conglomerado Caliza Caliza Arenosa Limolita arenosa | <ul style="list-style-type: none"> Laminación plana paralela Laminación Estratificación cruzada Estratificación cruzada cóncava Estratificación en artesa Gradación normal Calcos de carga | <ul style="list-style-type: none"> Bioturbación Intensa Nodos bioturbados Megaondulas Gastrópodos y fragmentos Bivalvos y fragmentos Foraminíferos Ondulitas siméticas gran amplitud Bioclastos |
|--|--|---|

FIGURA 8. Columna estratigráfica Formación Tubará

arenitas, en capas muy gruesas mayores de 4 metros de espesor, con intercalaciones de 1 metro de arenitas en capas delgadas; en esta parte se encuentran arenitas de grano fino, muy calcáreas, con abundantes restos de bivalvos, gasterópodos y ostreidos.

Luego afloran capas muy gruesas, deleznales, de arenitas de grano fino y arenitas más compactas calcáreas de similar composición.

A continuación afloran 29 metros de arenitas sublíticas, en capas muy gruesas, masivas, que contienen algunas concreciones esféricas de 50 centímetros de diámetro. Suprayacen grandes bloques de calizas terrígenas muy compactas y arenitas de grano fino gris azulosas competentes, con concreciones más compactas y con restos de conchas de moluscos.

Sobre una monótona sucesión de arenitas de grano fino se presentan tres metros de arenitas lumaquéllicas constituidas casi enteramente por fragmentos de gasterópodos y bivalvos (ostreidos principalmente) muy bioturbadas, con olor a petróleo, que infrayacen lodolitas, en capas delgadas, con intercalaciones de arenitas lenticulares de grano fino; es común la ocurrencia de clastos ferruginosos como costras dentro de las capas arcillosas.

Finalmente, la parte más superior observada en esta sección corresponde a capas lenticulares de arenitas de grano fino, sublíticas, de color gris oscuro, con cemento calcáreo, interpuestas con arcillolitas gris oscuras. Hacia la base se observa un progresivo aumento en las intercalaciones arenosas.

2.5.1. Posición Estratigráfica y Edad

Aunque en las secciones anteriormente descritas el contacto inferior con la Formación Hibácharo está cubierto, las observaciones realizadas en el Kilómetro 7 de la vía Baranoa-Juan de Acosta permiten describir con mayor detalle la base de la Formación Tubará y la naturaleza del contacto; en este afloramiento se puede observar que la Formación Tubará comienza con un conglomerado matriz-soportado en arenitas gruesas con gránulos y guijos de cuarzo, chert, cuarcitas y rocas volcánicas, suprayacido por limolitas y arenitas conglomeráticas granodecrecientes con niveles conglomeráticos y discontinuos hacia el techo; es común en esta parte de estas capas la presencia de clastos de limolitas grises hasta de 20 centímetros de diámetro.

Estas capas basales de la Formación Tubará descansan sobre la Formación Hibácharo; estas unidades están separadas por una superficie de erosión irregular, muy marcada, que se observa en otras localidades, como, por ejemplo, 500 metros al sur de la bifurcación al carretable que conduce a Isabel López por la vía de La Cordialidad en la Plancha 24. En este sector hay una diferencia angular menor de 10° en la actitud estructural entre las dos formaciones, lo que sugiere una posible inconformidad angular en este contacto. Al norte de Baranoa y sur de Galapa la Formación Tubará descansa discordantemente sobre la Formación Las Perdices. En el área de estudio la Formación La Popa corresponde a la unidad litoestratigráfica con una posición

estratigráfica superior a esta unidad; sin embargo, no se observó en campo la relación directa entre estas unidades. Al oriente de Baranoa la Formación Tubará infrayace discordantemente sedimentos coluvioaluviales o eólicos del Cuaternario.

Con respecto a la edad de la Formación Tubará, De Porta et al. (1974) hacen los siguientes comentarios “Desde su descripción original la Formación Tubará se ha considerado que tiene una edad del Mioceno con mayor o menor precisión. Royo y Gómez (1942) le asigna una edad del Langhiano-Tortoniano; Bürgl et al. (1955) colocan los horizontes M, N y O en el Burdigaliano y los P y Q en el Helveliano. Redmond (1953) establece dos zonas informales de foraminíferos a la parte superior del Mioceno medio y la Zona II al Mioceno superior. Este criterio ha sido seguido por van der Hammen (1958), Bürgl (1961) y Zimmerle (1968). Posteriormente, van den Bold (1966) estudia los ostrácodos de las Zonas I y II de Redmond (1953) y les asigna una edad del Mioceno superior. En lo que sí parece que existe acuerdo general es en considerar que la parte superior de la Formación Tubará tiene una edad del Mioceno superior, pero no hay datos que confirmen o nieguen la edad Mioceno medio para la parte inferior de la misma”.

Esta unidad es muy abundante en conchas de moluscos (bivalvos y gasterópodos). En De Porta et al. (1974) se puede apreciar que tanto los macrofósiles como la microfauna ha sido ampliamente descrita. Con base en las determinaciones realizadas a las muestras recolectadas en este proyecto y

en el conocimiento actualizado de la región se propone una edad comprendida entre el Mioceno tardío y el Plioceno.

2.5.2. Ambiente

Teniendo en cuenta el predominio de *Buliminella elegantissima* y *Ammonia becarrii*, la alta concentración de moluscos y los depósitos de relleno de canal con abundante cantidad de conchas transportadas y mezcladas con fragmentos redondeados de chert y lodolitas, se puede postular un ambiente marino somero. También parece estar asociado con ambientes de pantano y lagunares de acuerdo con la ocurrencia de material carbonoso y yeso laminar (selenita), hacia la parte superior de la unidad.

2.5.3. Correlación

Con base en la litología y especialmente la fauna de microfósiles, se puede establecer que esta unidad es el equivalente litológico de la Formación Zambrano del área del Carmen de Bolívar-Zambrano y con la Formación Cerrito del área de Sincelejo.

2.6. Formación Arjona. (PgNga)

De acuerdo con la información disponible en De Porta et al. (1974), la primera referencia de Arjona aparece como “Arjona Group” en un cuadro publicado por Anderson (1926); posteriormente, Anderson (1929) lo utiliza como “Arjona Series” en otro cuadro. Recientemente INGEOMINAS (1994) en un informe interno para Ecopetrol utiliza el nombre de formación para referirse a unas “arcillolitas arenosas con intercalaciones de

areniscas cuarzosas de grano fino y chert radiolarítico. Hacia el tope, areniscas subfeldespáticas intercaladas con arcillolitas arenosas y fauna bentónica. Hacia el techo, lodolitas silíceas compactas con radiolarios y foraminíferos. Presencia ocasional de calizas micríticas”.

En el área de estudio se ha designado con este nombre a las rocas que suprayacen y que conforman una morfología de colinas suaves, algunas con formas cóncavas que están presentes en los alrededores de Galerazamba. Con excepción de los afloramientos encontrados en los acantilados del Faro y la Punta de Juan Moreno, al sur de Galerazamba, la Formación Arjona está mal expuesta.

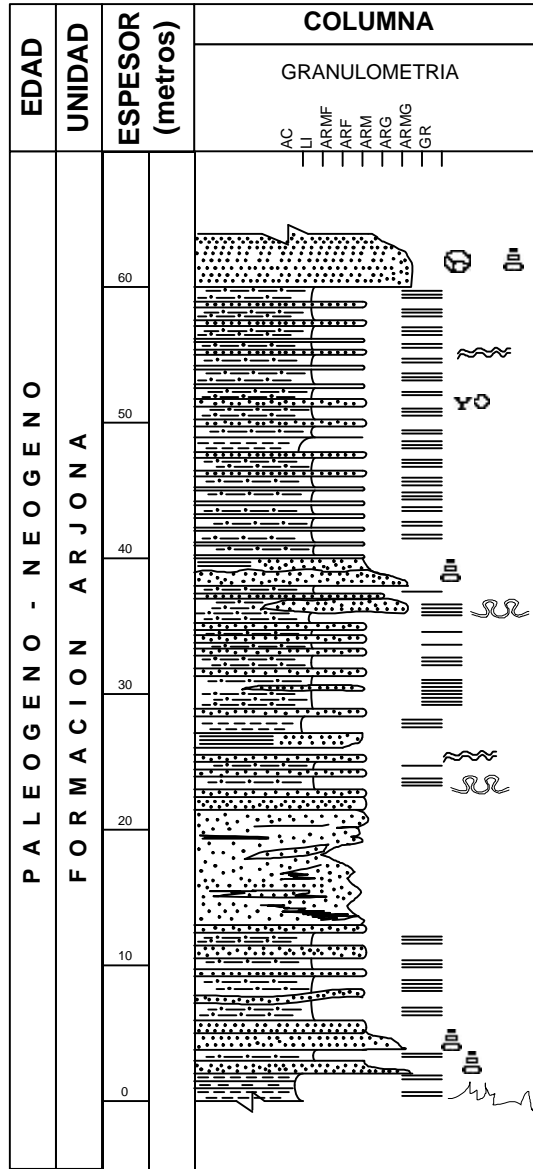
Sección Punta de Juan Moreno – El Faro. En los acantilados encontrados entre la Punta de Juan Moreno y El Faro de la Dirección Marítima y Portuaria de la Armada Nacional (DIMAR), al sur de la población de Galerazamba, aflora con muy buena exposición la Formación Arjona; sin embargo, la alta complejidad estructural que se observa en la sucesión sedimentaria permitió que se levantaran sólo 64 metros de la sección expuesta (Figura 9).

Bajo los 64 metros medidos, afloran hacia la parte inferior lodolitas pardas muy alteradas, interstratificadas con arenitas gradadas normalmente, estratificación ondulosa paralela, muy plegadas y falladas, dentro de estas rocas se presentan nódulos métricos de hasta 2,5 metros de espesitas de grano muy fino que aparentemente han sufrido reemplazamiento (poca efer-

vescencia al ácido clorhídrico en frío). Aparentemente, encima de estas rocas se hallan lodolitas pardo oscuro muy oxidadas, intercaladas con arenitas en capas gruesas, conglomeráticas hacia la base y que contienen concreciones y clastos arcillosos; encima afloran arenitas conglomeráticas granodecipientes, en capas muy gruesas; contienen clastos arcillosos y concreciones de arenitas calcáreas muy compactas.

Con respecto a la sección medida, la parte más inferior expuesta corresponde a dos metros de arcillolitas color pardo oscuro, interpuestas con limolitas y arenitas en capas delgadas. Sigue hacia arriba un paquete granodeciciente de 2,7 metros de arenitas de grano grueso a conglomerática, progresivamente más finas hacia el tope y con laminación interna. Encima de estas arenitas se presentan 10 metros de lodolitas pardo oscuro intercaladas con arenitas en capas generalmente delgadas y en ocasiones medianas a gruesas, plegadas. Sobre estas capas se presenta un segmento de 8 metros de espesor, con una disposición muy caótica, como una brecha, en donde se presentan fragmentos de capas de arenitas, arcillolitas, concreciones de arenitas muy calcáreas embebidos en una matriz de lodolitas gris oscuras oxidadas, físis. Hacia la parte más superior observada se presenta un grueso nivel de 38 metros de espesor, donde prevalecen las intercalaciones de lodolitas gris oscuras muy alteradas a pardo rojizo por oxidación, con lustre producto de cizallamiento, interpuestas con arenitas granodecipientes de grano grueso a fino, laminación convoluta en capas generalmente

SECCION PUNTA DE JUAN MORENO



- | | | |
|--------------|---------------------------------|-------------------------------|
| | | |
| Arcillolita | Laminación plana paralela | Laminación convoluta |
| | | |
| Limolita | Laminación ondulosa | Estratificación muy irregular |
| | | |
| Arenisca | Estratificación cruzada plana | Gradación normal |
| | | |
| Conglomerado | Estratificación cruzada cóncava | Concreción |
| | | |
| Caliza | Estratificación en artesa | Yeso en cristales y masas |

FIGURA 9. Columna estratigráfica Formación Arjona

delgadas. Es frecuente encontrar yeso en láminas paralelas con la estratificación en este nivel.

La sección medida termina con un paquete de 4 metros de espesor de arenitas gradadas, en capas gruesas que embeben concreciones métricas de arenitas muy calcáreas de grano fino a grueso, ocasionalmente laminadas.

2.6.1. Posición Estratigráfica y Edad

Factores como contactos fallados (Falla Villanueva-El Totumo) que enfrentan rocas de edad y litología similar, pero con microfauna de ambientes y profundidades diferentes (Formación Las Perdices), frecuentes manifestaciones de vulcanismo de lodo, formas dómicas presentadas en algunos cerros del área, permiten afirmar que las relaciones estratigráficas de esta unidad con el resto de las aflorantes en el área son muchos más complejas, debido a que al parecer esta unidad hace parte de una provincia geológica diferente, el Cinturón del Sinú (Duque – Caro, 1984).

En De Porta et al. (1974), Anderson (1929) plantea que la unidad es del Eoceno; INGEOMINAS (1994), en trabajo elaborado para Ecopetrol, la asigna al Mioceno – Plioceno.

La fauna reconocida en la Punta de Juan Moreno al sur de Galerazamba (Muestra IGM 827279) indica según Duque – Caro (comunicación oral) que la unidad es del Mioceno.

2.6.2. Ambiente de Depósito

Las características tanto litológicas como texturales de esta unidad muestran una sedimentación de ambientes marinos profundos, con aporte de sedimentos terrígenos rudíticos torrenciales. La presencia de fauna como *Bulimina corrugata*, *Gyroidina multicosata*, *Cibicides floridanus*, *Siphogenerina multicosata*, *Melonis pompilioides* y *Gyroidina soldanii*, indicaría zonas batiales.

2.6.3. Correlación

Anderson en 1926 (en De Porta et al. (1974) correlaciona la Formación Arjona con el “Carmen Group” del Oligoceno – Mioceno inferior del área del Valle Inferior del Magdalena.

2.7. Gravas de Rotinet. (Qpr)

Según De Porta et al. (1974), Link (1927) utiliza por primera vez el nombre de “Rotinet Gravel” para referirse a un abanico compuesto por cantos y bloques de rocas ígneas, caliza y chert negro que ocurre en los alrededores de la ciénaga del Guájaro.

En el área de estudio, esta unidad aflora en el centro y parte suroccidental del área a manera de parches generalmente pequeños, donde los de mayor expresión cartográfica son los que se encuentran al occidente de la población de Juan de Acosta, con

una superficie aproximada de 3,5 km², la litología de este depósito puede ser observada en una cantera localizada en el Kilometro 0,5 desde El Vaivén hacia San José de Saco, donde consta de una sucesión inconsolidada de lechos de gravas con tamaño variable desde gránulos a guijarros, prevalecientemente guijos de rocas ígneas volcánicas, cuarcitas, cuarzo lechoso, chert y arenas deleznable, cuarzofeldespáticas de grano medio a grueso, de color amarillo. Es frecuente observar concreciones de arcillolitas y limolitas ferruginosas y estratificación cruzada y formas de canales.

El espesor de la unidad es muy variable; en los alrededores de Juan de Acosta puede alcanzar 25 metros, aunque en la columna litológica del pozo Juan de Acosta (Díaz Granados et al., 1985), el espesor estimado para la Formación Rotinet según estos autores en esta perforación es de 50 metros, debido a que probablemente incluyeron dentro de esta unidad algunos niveles de gravas presentes en la Formación Hibácharo, como se puede observar unos 300 metros desde El Vaivén hacia Juan de Acosta; en este afloramiento se intercalan niveles de gravas bien estratificados e inclinados dentro de las arenitas y limolitas de la Formación Hibácharo.

2.7.1. Posición Estratigráfica y Edad

En el área de estudio la unidad reposa discordantemente sobre la

Formación Hibácharo; su límite superior no fue observado en el área.

Link (1927) postula para la unidad el Pleistoceno inferior; más recientemente Caro et al. (1985), con base en molares de una especie de mastodonte suramericano (*Haplomastodon waringi*) encontrados en la cantera Barrera, cinco kilómetros al norte de Rotinet, indican el Pleistoceno medio superior.

2.7.2. Ambiente

La granulometría, estructuras y geometría de las capas sugieren un ambiente fluvial; Caro et al. (1985) indican que esta unidad es un depósito tipo *distributary mouth bar*, en el sentido de Reineck & Sing (1975), asociados a un antiguo delta del río Magdalena.

2.7.3. Correlación

Con base en la litología, se puede establecer que esta unidad es el equivalente litológico de la Formación Cascajal de Henao (1951) del área del Corregimiento de Cascajal, en el Departamento del Atlántico. Probablemente su origen es contemporáneo con los extensos depósitos fluviales del área de Sincelejo.

2.8. Formación La Popa. (Qpp)

La primera referencia del nombre de La Popa, se encuentra como La Popa Group en Anderson (1926), pero el origen de este nombre como Formación La Popa fue utilizado por primera vez en una descripción hecha por Bürgl (1957) de los estratos que

constituyen el cerro de La Popa en Cartagena, con un espesor de 150 metros y cuya descripción es:

Nivel e: caliza maciza de arrecifes coralinos.

Nivel d: caliza porosa arrecifal.

Nivel c: caliche amarillo con bloques de arrecifes coralinos.

Nivel b: arcillas arenosas con bloques y grumos de calizas arrecifales.

Nivel a: arcillas micáceas gris oscuras, con yeso.

En este mismo informe denomina a las arcillas de la base del cerro como Arcillas de La Popa y las calizas arrecifales como Calizas de La Popa. Dos años después, Bürgl en 1959 (en De Porta et al., 1974) define propiamente la unidad, constituida, según sus propias palabras, de “arcillas macizas que pasan gradualmente hacia arriba a calizas arrecifales, las que componen exclusivamente la parte superior”.

La Formación La Popa aflora hacia la parte más noroccidental de la plancha donde forma una serie de colinas menos abruptas y alargadas que las que constituyen las serranías de Pajuanchó y Capiro y las montañas de Tubará. Las más representativas de esta morfología son las lomas de Camarón y Juaruco al nororiente y norte de la población de Tubará y las lomas de la Risota, Nisperal, Aguas Vivas y Pan Azúcar en los alrededores de Puerto Colombia, con un patrón de drenaje subparalelo.

Sección Vía Puerto Colombia – Barranquilla. Se consideró como primera referencia la

sección levantada en la vía Puerto Colombia – Barranquilla por ser aparentemente la más completa y donde se puede reconocer el contacto inferior con la infrayacente Formación Las Perdices.

En esta sección se midió 130 metros, pero dada la espesa vegetación que cubre la zona, se estima que el espesor de la unidad es mayor. En su porción inferior está compuesta por 18 metros de calizas muy terrígenas color gris amarillento a amarillo grisáceo, bastante bioperturbadas y arenitas muy calcáreas de grano fino, con algunos granos gruesos y gránulos, muy deleznable (arenas), con abundante matriz calcárea y ocasionalmente presenta fragmentos de moluscos pequeños; hacia la parte superior de este intervalo prevalecen las calizas arrecifales terrígenas, con abundantes bioclastos de corales, algas y moluscos, en capas gruesas (Figura 10).

En el resto de la sección medida, se presentan calizas terrígenas arenosas, con niveles de hasta un metro de espesor de calizas arrecifales más competentes con gran abundancia de bioclastos y arenitas deleznable de grano grueso, calcáreas, interpuestas con niveles competentes discontinuos de calizas terrígenas amarillentas y bancos de calizas arrecifales muy bioturbadas; el color predominante es pardo amarillento y amarillo anaranjado pálido (10 YR 8/2).

En la Figura 11 se presenta la columna litológica modificada del pozo 17 ID – 26 El Morro, perforado por INGEOMINAS, en los alrededores de Juaruco (Díaz Granados et al., 1985). En esta

SECCION PUERTO COLOMBIA - BARRANQUILLA

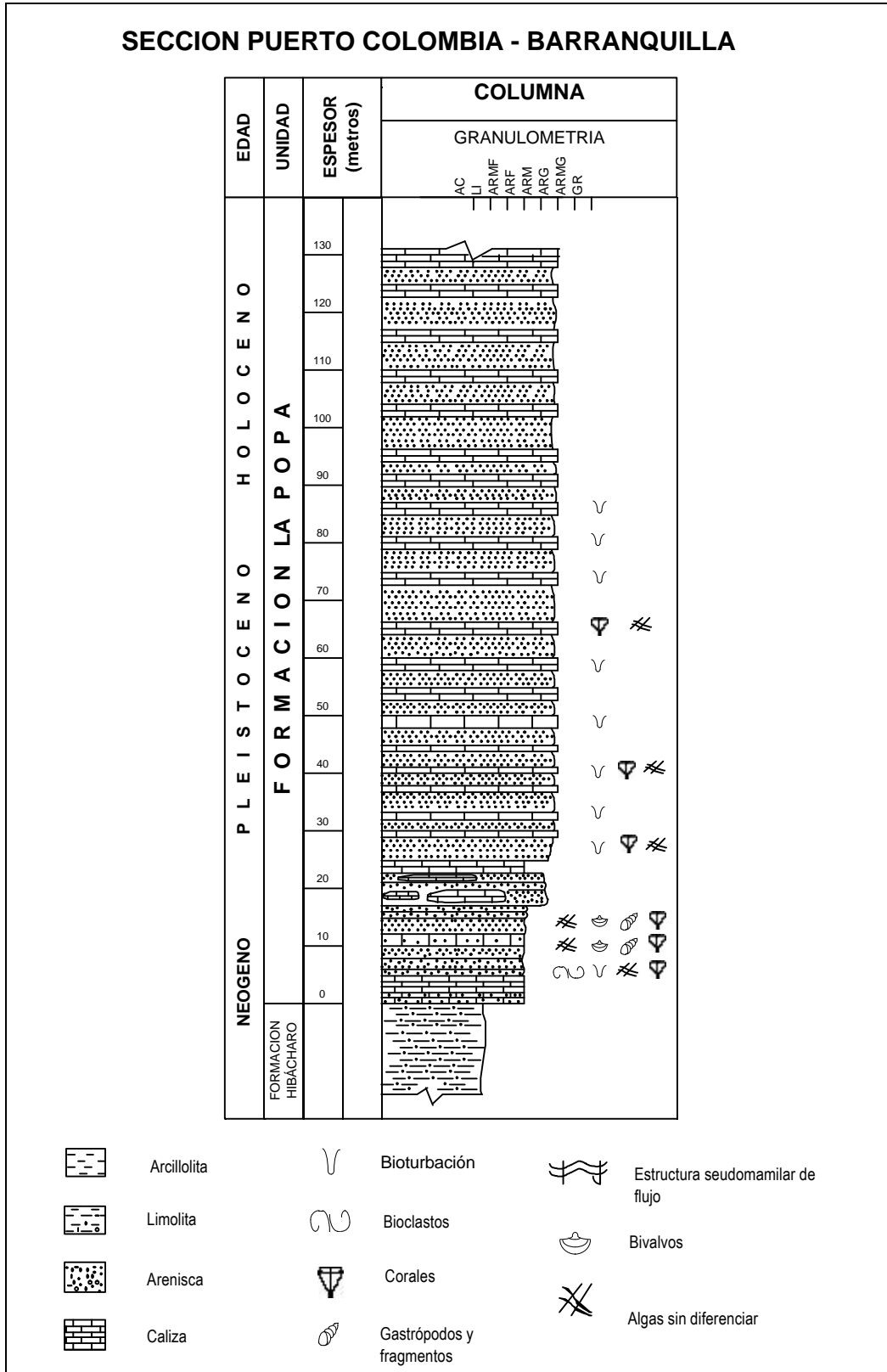


FIGURA 10. Columna estratigráfica Formación La Popa.

POZO 17 I D-26 EL MORRO

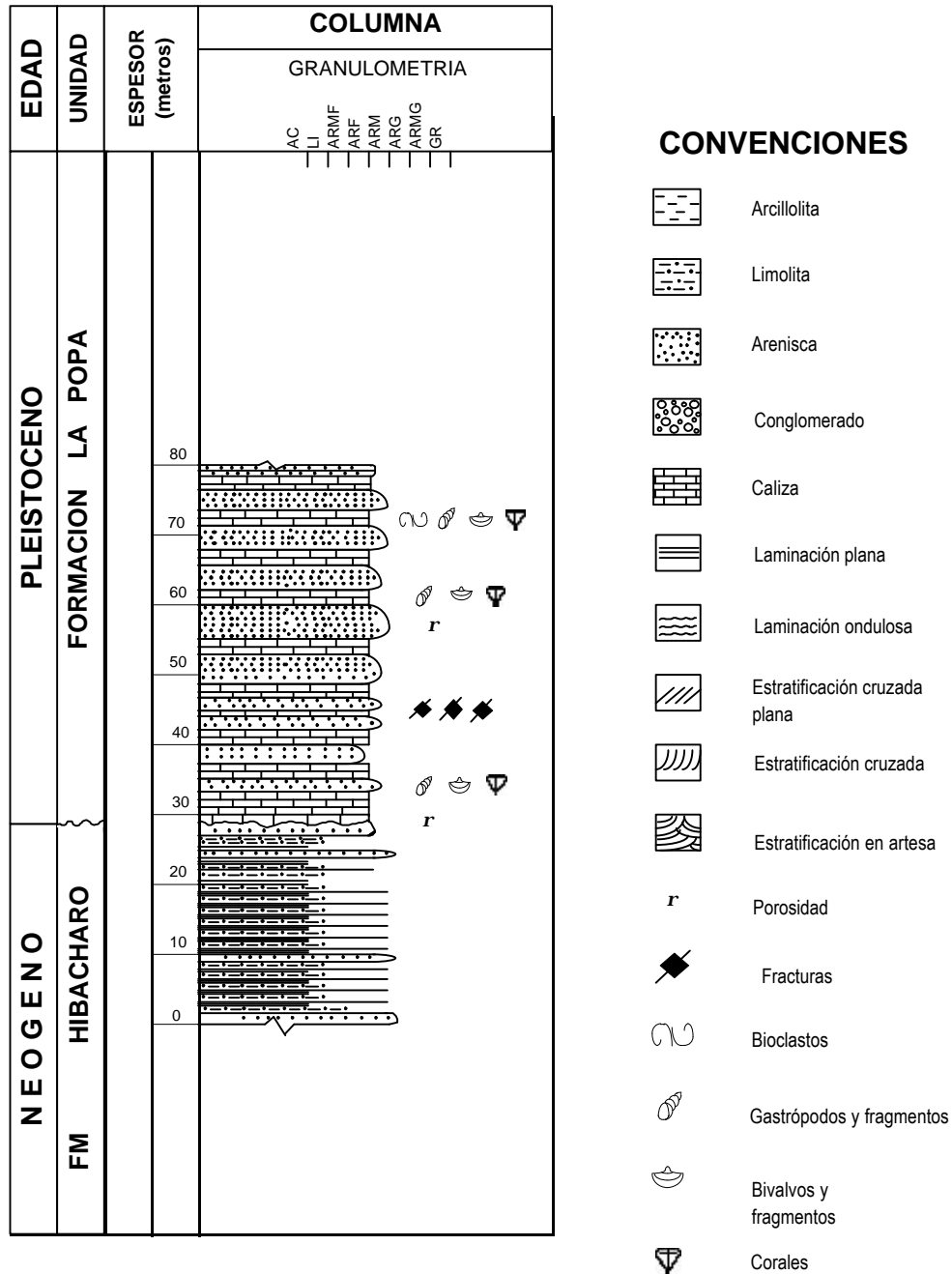


Figura 11. Columna estratigráfica formaciones La Popa - Hibácharo.

área el espesor estimado de esta unidad es de 50 metros.

2.8.1. Posición Estratigráfica y Edad

La Formación La Popa es una unidad muy abundante en macrofósiles de algas, fragmentos de equínidos y moluscos los cuales han sido utilizados para postular su edad; sin embargo, la estimación de su edad ha sufrido varios cambios desde Anderson (1926), quien la consideró, con base en su posición estratigráfica, como del Plioceno; un año después, Link (1927) asignó al Pleistoceno inferior a las Calizas de La Popa. Anderson (1929) reafirma nuevamente el Plioceno para esta unidad. Posteriormente, Royo y Gómez (1950) sugiere el Mioceno superior. A partir de esta fecha, la Formación La Popa, según De Porta et al. (1974), se ha considerado como del Plioceno, pero estos autores anotan que Solé De Porta (1960) y Hopping & Müller (1968) indican que puede corresponder al Pleistoceno. Con base en lo anterior, y los resultados de las muestras micropaleontológicas recolectadas durante este proyecto en el área tipo, se asume el Pleistoceno para la Formación La Popa. En el área de estudio la Formación La Popa descansa indistintamente y en forma discordante sobre las rocas sedimentarias del Terciario y está suprayacida principalmente y en forma discordante por los depósitos eólicos antiguos y recientes del Cuaternario.

2.8.2. Ambiente

Las características sedimentarias observadas en la Formación La Popa indican un ambiente marino

muy somero con influencia continental a juzgar por el aporte de terrígenos.

2.8.3. Correlación

Litológicamente esta unidad es equivalente a las Margas de Salgar y Barranquilla (Anderson, 1929).

2.9. Sedimentos recientes

Entre los sedimentos recientes se incluyen todos aquellos depósitos de sedimentos débilmente consolidados, de origen marino, fluvial y eólico que constituyen la cobertura y suprayacen inconformemente la rocas sedimentarias estratificadas del Terciario. Con base en características geomorfológicas y litológicas, en el área de estudio se han diferenciado los siguientes grandes grupos de depósitos.

Depósitos marinos de playa, depósitos de llanura de inundación, depósitos coluvioaluviales y depósitos eólicos.

2.9.1. Depósitos Eólicos (Qe)

Los depósitos eólicos son los sedimentos eólicos antiguos y los recientes, es decir, los grandes cuerpos de dunas antiguas estabilizadas, adyacentes a la margen occidental del río Magdalena y las dunas recientes adyacentes a la línea de costa.

Los cuerpos de dunas más antiguos fueron identificados y descritos como Dunas por Raasveldt (1957), al referirse a una unidad fotogeológica que se encuentra ampliamente distribuida

en los alrededores de Sabanalarga, Palmar de Varela, Santo Tomás y que se extiende hasta Barranquilla en el norte. Posteriormente, Khobzi (1981) hace referencia a una serie de dunas de tipo libre de formas parabólicas que ocurren entre los municipios de Soledad y Ponedera. Según este autor, el área de aporte para estos sedimentos estuvo situada en la zona ocupada actualmente por el mar y la ciénaga de Santa Marta.

Caro et al. (1985) indican una dirección del viento noreste-sudoeste, y su origen estaría relacionado probablemente al retrabajamiento y transporte por el viento de sedimentos fluviales en áreas con largos períodos secos, asociados al río Magdalena en sus períodos de inundación.

En el área de estudio los depósitos eólicos más antiguos están expuestos al oriente de las poblaciones de Baranoa y Galapa, e inclusive en los alrededores meridionales de Barranquilla. Sus mejores afloramientos se encuentran en las canteras de los alrededores de Santo Tomás; constan de arenas de grano fino a medio, constituidas principalmente por cuarzo y feldespatos, de color blanco amarillento. Su espesor es inferior a 20 metros.

Los depósitos eólicos más recientes se encuentran asociados a la línea de costa y están aún en acumulación activa, en los alrededores de Salgar y principalmente en el sector comprendido entre Bocatocino y Galerazamba, algunas parcialmente colonizadas por vegetación; están constituidos por arenas cuarzosas de grano fino a medio.

Los depósitos eólicos descansan indistintamente y en forma discordante sobre las formaciones La Popa, San Cayetano, Las Perdices, Hibácharo y Arjona.

2.9.2. Depósitos Coluvioaluviales (Qcal)

Los depósitos coluvioaluviales son los depósitos aluviales intermontanos y los de llanura aluvial, es decir, depósitos de derrubios acumulados en los cauces de los actuales arroyos y los valles intermontanos estrechamente relacionados a dichos arroyos localizados entre las colinas. Estos valles pueden alcanzar en algunos casos hasta cinco kilómetros de ancho por varios kilómetros de longitud, como por ejemplo, el situado al oriente de Baranoa. En términos generales se puede diferenciar dos tipos de orientaciones en la dirección de estos depósitos, unos en sentido norte-nororiente localizados especialmente hacia el norte y oriente de la estructura sinclinal de Tubará y otros norte-noroccidente y nororiente al occidente de esta estructura.

Su amplia distribución geográfica en el área incide significativamente en la constitución litológica de estos depósitos, la cual varía de acuerdo a la naturaleza de las rocas parentales de las colinas adyacentes a los valles; en términos muy generales están compuestos por arenas, gravas, limos y arcillas, de color pardo amarillentos que embeben fragmentos de rocas clásticas como areniscas y lodolitas.

2.9.3. Depósitos Fluvioalacustres (Qfl)

Los depósitos fluvioalacustres ocurren tanto en las márgenes del

río Magdalena como en sus orillales y en las ciénagas asociadas. Son fácilmente identificables en las imágenes de satélite, donde se aprecia claramente geoformas asociadas a estos depósitos, tales como barras de meandros con su forma característica de medialuna, islas interiores del cauce del río, las cuales emergen o desaparecen estacionalmente de acuerdo al nivel del río u otras ya colonizadas por vegetación, que enmascaran la litología de éstas.

Los sedimentos asociados al lecho actual del río Magdalena están constituidos por arenas de grano fino a medio, de color gris amarillento compuestas por cuarzo, chert, y fragmentos líticos, subangulares, a subredondeadas, con buena selección.

Los sedimentos asociados a las ciénagas son más arcillosos, constituidos por arcillas limosas con materia orgánica, ocasionalmente arenosas, grises parduscas a pardo rojizas.

2.9.4. Depósitos Marinos de Playa (Qmp)

Los depósitos marinos y de playa son los sedimentos que constituyen las playas y las espigas; son los depósitos más distintivos de la línea de costa entre Galerazamba y Punta Sabanilla y Puerto Mocho.

Las espigas de Galerazamba y las de Pradomar-Puerto Colombia constituyen las geoformas marinas más importantes del área. Tanto la espiga de Galerazamba localizada al sur de la Punta de Juan Moreno y las que se desprenden de Pradomar han presentado una gran movilidad (acortamientos y alargamientos)

durante los últimos cuarenta años, probablemente debido a factores climáticos, oceanográficos y geológicos (Martínez, 1993). En las fotos aéreas es posible identificar crestas de playa que representan antiguas líneas de costa. Están constituidas prevalentemente por arenas de grano fino a medio, de color gris claro a gris oscuro, y las espigas del norte (Pradomar y Puerto Colombia) son las más oscuras debido a una mayor concentración de minerales pesados.

Las playas de Punta La Garita (Galerazamba), Turipana y Pradomar son las más representativas del área de la plancha. A excepción de las del sector de Punta La Garita y las situadas al oriente de Bocatocino, que constan de arenas de grano grueso a muy grueso con gravas, las demás playas están constituidas por arenas de grano fino a medio.

2.10 Discontinuidades Estratigráficas

Las discontinuidades estratigráficas del Terciario marino del noroccidente colombiano han sido previamente mencionadas por Irving (1971), Duque Caro et al. (1991) y Duque Caro (1972, 1975, 1980, 1984).

2.10.1 Inconformidad Eoceno medio.

El contraste litológico entre las facies finas de la Formación San Cayetano y los conglomerados de la Formación Pendales indican cambios paleoambientales, debido probablemente al levantamiento y erosión de la Formación San Cayetano. Además de lo anterior,

la diferencia de edades entre las formaciones y el conocimiento regional, reafirman más esta discontinuidad; inclusive a nivel global Keller et al. (1987) mencionan una distribución de hiatos en el Paleógeno, donde uno de los más importantes es el correspondiente al Eoceno medio.

2.10.2. Inconformidad Oligoceno inferior. Duque-Caro (1984)

Keller et al. (1987) identificaron a nivel global un hiato en el límite Eoceno superior-Oligoceno inferior. Duque-Caro (1984) menciona una discontinuidad estratigráfica de carácter regional durante el Oligoceno temprano; en el área de estudio

la marcada diferencia litológica entre las formaciones Pendales y Las Perdices, la relación estructural y la superficie de erosión en el contacto, además de la presencia de clastos lodolíticos, evidencian drásticos cambios paleoambientales entre estas formaciones, que sugieren la existencia de esta discontinuidad estratigráfica.

2.10.3. Inconformidad Mioceno medio. Duque-Caro (1984)

Aunque los resultados paleobatimétricos de los análisis microfaunísticos aún están en proceso, se plantea una discontinuidad para el Mioceno medio por las diferencias en las

características entre las facies lodolíticas de la Formación Las Perdices y las facies basales arenosas con conchas de moluscos de la Formación Hibácharo.

2.10.4. Inconformidad Mioceno superior

Se postula una inconformidad para el Mioceno superior por la marcada superficie de erosión y a las diferencias entre los buzamientos en el contacto de las formaciones Hibácharo y Tubará; esta discontinuidad ha sido planteada previamente por Duque-Caro (1991), quien la asocia a los movimientos tectónicos ocurridos durante el Mioceno medio, Duque-Caro (1972, 1975, 1979, 1980, 1991).

3. Geología Estructural

El noroccidente colombiano está localizado en una zona de interacción tectónica entre las placas de Suramérica y Caribe; la convergencia de éstas durante el Terciario dio lugar a la formación de dos provincias, conocidas ampliamente en la literatura como Cinturón del Sinú, en la parte más occidental costera, y Cinturón de San Jacinto en la parte central y el área de Plataforma al oriente, limitadas por los lineamientos del Sinú y de Romeral (Duque-Caro, 1980).

Específicamente, el área de las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla están enmarcadas dentro de los Bloques San Jacinto y Sinú Norte, de los cinturones de San Jacinto y del Sinú.

Las mayores deformaciones tectónicas se localizan en la parte occidental del área en los alrededores de Galerazamba; afectan principalmente rocas de las formaciones San Cayetano, Pendales y Arjona; hacia el oriente la complejidad estructural es menor reflejado por plegamientos suaves y amplios en las rocas del Neógeno, afectadas por fallamiento inverso en sentido N-S a N10°E y fallamiento transversal N50°-70°W. Las características del fallamiento N-S, se interpretan como un sistema de cabalgamientos *Thrust System*,

con vergencia al occidente, responsables de frecuentes repeticiones en la secuencia; también ocurren fallas con inclinación al occidente, que podrían interpretarse como *backthrust* asociados.

3.1. Plegamientos

Anticlinal de Manzanillo. Este pliegue ha sido reconocido con anterioridad, aunque sin descripción alguna, en los trabajos fotogeológicos de Raasveldt (1953) y Geophoto (1965). Está localizado al nororiente de la ciénaga del Totumo, cuadrícula 3G, y conforma una serie de colinas que forman acantilados en la línea de costa. Es un pliegue asimétrico con su flanco occidental tumbado hacia el occidente y fallado transversal y longitudinalmente. Este anticlinal está conformado por parte de los paraconglomerados y estratos arcillosos de la Formación San Cayetano.

Anticlinal del Morro. Aflora en la esquina suroccidental del área (parte más occidental de la cuadrícula 3G), en la Loma del Morro, inmediatamente al oriente de la ensenada de Galerazamba. Se trata de una pequeña estructura apretada, limitada por fallas en sus francos, con la

aparición de ser una estructura en flor, asimétrica con su flanco occidental más pendiente que el oriental, e incompleta su exposición debido probablemente a que está parcialmente sumergido o ha sido afectado por la erosión litoral.

Este anticlinal está conformado exclusivamente por los estratos clásticos gruesos de la Formación Pendales. Las relaciones estructurales entre las formaciones San Cayetano y Pendales y las dos estructuras anticlinales mencionadas anteriormente con la Formación Las Perdices, que las suprayace inconformemente, es incierta.

Anticlinal de Sibarco. La presencia de esta estructura ha sido previamente reconocida y está localizada entre las poblaciones de Tubará y Baranoa; se extiende por más de 25 kilómetros, desde la región de Hornos al oriente de Tubará en el norte, hasta la ciénaga del Guájaro en el sur. Se trata de una estructura alargada y estrecha, fallada en su flanco occidental, ligeramente asimétrica con el occidente más empinado que el oriente; el eje tiene una dirección preferencial N10°E.

En su núcleo afloran las arenitas y limolitas de la Formación

Hibácharo; hacia el noroccidente de Usiacurí y al nororiente de Tubará afloran, por efecto de la Falla de Usiacurí, a manera de escamas dentro de la litología fina de la Formación Hibácharo, los estratos clásticos de la Formación Tubará.

Sinclinal de Tubará. Esta estructura, también conocida con el nombre de Sinclinal de Chorrera en la literatura geológica y petrolera, atraviesa gran parte de la parte centro occidental de la plancha desde la población de Tubará, donde presenta un cierre estructural relativamente estrecho; se extiende hacia el sur hasta unos kilómetros al sur de la plancha, donde también presenta un cierre estructural, pero más amplio. Es un pliegue asimétrico amplio, con su flanco oriental más empinado. Está conformado por los conglomerados, arenitas y lodolitas de la Formación Tubará y parte de los estratos arcillosos de la Formación Hibácharo en sus flancos, lo que sugiere contemporaneidad con la estructura anticlinal de Sibarco.

Sinclinal de Sabanalarga. Caro et al. (1985) se refieren al Sinclinal de Sabanalarga como la mayor estructura del Departamento del Atlántico; se extiende por una longitud de 45 kilómetros aproximadamente y tiene una amplitud de unos 8 kilómetros. En el área de estudio se presume la continuidad de esta estructura por la actitud de los estratos de la Formación Tubará en los alrededores de Baranoa y al oriente de Galapa. El trazo del eje de esta estructura es inferido en razón a que los sedimentos cuaternarios suprayacen la Formación Tubará en este sector y cubren el núcleo de la estructura.

3.2. Fallamiento

En razón al objetivo fundamentalmente litoestratigráfico de este trabajo, a la complejidad estructural del área y a la escala de trabajo, las fallas que aparecen en estas planchas necesitan de un mayor estudio y acopio de información específica, de ahí que su naturaleza y cantidad de movimiento no hayan sido definidos claramente. Por lo tanto, sólo se describirán brevemente basados en los criterios de campo para su reconocimiento.

Falla Villanueva-El Totumo. Está localizada en la esquina suroccidental del área de trabajo; tiene un rumbo aproximado N25°E, buzando hacia el oriente; se extiende desde el costado occidental de la ciénaga del Totumo hacia el norte, y bordea el costado occidental de la Loma del Morro, hacia mar afuera.

La porción más suroccidental del área, es decir, el área de la Plancha 16, presenta diferencias litológicas y estructurales con respecto a la inmediatamente al oriente de este rasgo estructural. Adicionalmente, en esta área se presenta diapirismo de lodo que permite inferir un contraste estructural a uno y otro lado de esta falla, la cual al parecer coincide en profundidad con el trazo del Lineamiento del Sinú, estructura que separa los cinturones de Sinú y San Cayetano (Duque-Caro, 1980). Los fenómenos diapíricos ocurren únicamente al occidente de esta falla; los análisis de las muestras micropaleontológicas y las interpretaciones paleobatimétricas de las muestras recolectadas en la Formación Arjona al occidente de la falla evidencian ambientes batiales profundos para

esta formación, contrastante con las interpretaciones paleoambientales de las muestras al oriente de la falla que indican una somerización gradual hacia el oriente de esta estructura. Lo anterior parece confirmar que las rocas al occidente de este rasgo estructural hacen parte del Cinturón del Sinú.

Por otra parte, al oriente de la falla se confirma una de las características típicas planteadas por Duque-Caro et al. (1991) para el Cinturón de San Jacinto, como es la relación estructura versus estratigrafía, en el sentido de encontrar una progresiva tendencia de las estructuras a ser más jóvenes y disminuir en complejidad estructural hacia el oriente (Duque-Caro, 1984). Esta interpretación difiere de la propuesta por Caro et al. (1985), quienes plantean que todas las estructuras y rocas aflorantes en estas planchas hacen parte del Cinturón del Sinú.

Falla del Morro. Está localizada al oriente de la Loma del Morro, tiene un rumbo aproximado N20°E y se considera como una falla asociada a la falla anterior (*Backthrust*) que buza hacia el occidente. Las evidencias y criterios reconocidos en estas planchas fueron: los estratos de paraconglomerados de la Formación Pendales que conforman la Loma del Morro desaparecen abruptamente hacia el oriente, y están en marcado contraste estructural (casi ortogonales) con las rocas al sur de la Loma del Cerro.

Falla de Manzanillo. La falla tiene una orientación N30°E, y se ha interpretado como una falla inversa, inclinada al oriente, que

hace parte o está asociada al cabalgamiento principal de la Falla Villanueva-El Totumo; la estructura al oriente de la falla se ha considerado como un anticlinal tumbado hacia el oriente con el flanco occidental invertido. Al oriente de la falla afloran estratos de la Formación San Cayetano y al occidente afloran las formaciones Las Perdices y Pendales.

Falla de Juan de Acosta. En el área de trabajo está presente en el flanco occidental del Sinclinal de Juan de Acosta, y coloca en contacto fallado las formaciones Tubará e Hibácharo. Aunque las litologías afectadas corresponden principalmente a una alternancia de lodolitas y arenitas que dificultan precisar al trazo de la falla, es evidente su presencia por la actitud estructural caótica en las lodolitas, observable en el Kilómetro 0,6 de El Vaiven hacia San José de Saco, y unos dos kilómetros aguas abajo por el arroyo Juan de Acosta desde el puente de El Vaiven en la vía hacia Tubará. Su prolongación mar afuera coincide según un mapa batimétrico y geológico de los alrededores de Galerazamba (Carvajal, 1990) con un estrechamiento en las curvas batimétricas al occidente de las espigas de Puerto Colombia y Pradomar, que permite inferir la presencia de un cañón submarino coincidente con el trazo de esta falla.

La dirección aproximada del trazo de la falla es N-S, y buza menos de 30° hacia el oriente, lo que provoca el cabalgamiento de la Formación Hibácharo sobre la parte alta de la Formación Tubará.

Falla de Usiacurí. Está localizada al occidente de la población de Usiacurí, se extiende desde los límites con la Plancha 24, y se prolonga hacia el norte en un sentido aproximadamente paralelo al Anticlinal de Sibarco; tiene dirección variable, en el sur N20°E y en el norte una dirección casi N-S. Se considera como una falla asociada a la falla anterior (*Backthrust*) y buza hacia el occidente. Las evidencias y criterios reconocidos en estas planchas fueron: la repetición de los estratos de las formaciones Tubará e Hibácharo al occidente del eje de la estructura Anticlinal de Sibarco y al nororiente de la población de Tubará.

Fallas Transversales. Identificados en las fotografías aéreas y en las imágenes de satélite; se presentan fracturas, fallas y lineamientos con dirección variable hacia el NW y hacia el NE. Entre las fallas con dirección hacia el NW se destacan de norte a sur las numerosas fracturas y fallas encontradas en las calizas de la Formación La Popa al noroccidente de Tubará en la región de Juaruco, en las que se

destacan la Falla de Juaruco que provoca desplazamientos en el sentido del rumbo en las calizas que afloran en los alrededores de los caseríos de Juaruco y del Morro y un poco más al sur la Falla de Puerto Caimán que afecta principalmente la actitud estructural de los estratos de las formaciones Hibácharo y La Popa al noroccidente de la población de Tubará.

Al sur del área se presenta la Falla de Hibácharo, que limita las colinas y lomas del Morro, Manzanillo y cerro Amanzabuey al occidente de la población de Piojó, y es muy claro en las imágenes de satélite de la Plancha 24, donde Reyes & Zapata (1996) la han interpretado como una falla de rumbo sinistral.

Con dirección NE se destacan las fallas del Mirador y Paloalto; estas fallas afectan principalmente las formaciones Tubará e Hibácharo; la primera de éstas coincide con el abrupto cañón al noroccidente de Tubará que marca el contacto entre las formaciones Tubará, Hibácharo y La Popa.

La Falla de Paloalto afecta los estratos de la Formación Tubará en los alrededores de los caseríos de Guaimaral y Paloalto, provocando un intenso fracturamiento y diaclasamiento en las rocas expuestas en estos caseríos.

4. Recursos Minerales

La explotación de los recursos minerales en el área de las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla está prácticamente concentrada en la explotación de materiales de construcción, en rocas de origen químico y bioquímico para la industria cementera, y en explotación de sal marina. Se describe aquí algunas de las características de estas explotaciones, y con base en la litología de las rocas y sedimentos aflorantes en el área, se postulan ideas sobre el potencial de los recursos minerales de la región.

4.1. Calizas

La extracción de calizas en el área de estudio está dirigida hacia dos mercados, el primero y de mayor consumo corresponde a las calizas aptas para la industria del cemento, que requiere contenidos de carbonato de calcio superiores al 75%. En el área se extraen con este propósito calizas provenientes de la Formación La Popa, en varios frentes de explotación de la Empresa Cementos del Caribe, uno adyacente a las instalaciones de la planta de producción en la zona industrial de la ciudad de Barranquilla y otros en la vía que conduce de esta ciudad a Puerto Colombia, en las lomas de Pan de Azúcar (Canteras Ochoa).

Al parecer, las reservas de estos sectores son una limitante a largo plazo para futuras expansiones en los niveles de producción actuales, lo que ha creado la necesidad de explotar nuevas áreas; en este sentido, recientemente se está evaluando la calidad de los niveles calcáreos de la Formación La Popa de las lomas al noroccidente de Tubará, en los alrededores de las poblaciones del Morro y Juaruco.

Aunque en menor proporción, las calizas son utilizadas, una vez trituradas, como agregado grueso para concretos, como recebo para afirmado de vías, especialmente cuando son niveles delgados intercalados con lodolitas calcáreas; en menor proporción se utilizan para la elaboración de productos agropecuarios y como piedras ornamentales.

4.2. Agregados Pétreos

Agregados Gruesos. Se consideran útiles para este fin los niveles de las Gravas de Rotinet, especialmente los localizados en los alrededores de Juan de Acosta, donde se encuentra el área de mayor afloramiento de esta unidad. Otro sector de interés es

el cerro Vigía al oriente de Santa Verónica, que, aunque de menor extensión areal, presenta una magnífica ubicación, cercana a los centros turísticos en construcción en la vía al mar.

Con este fin son explotados también los niveles rudílicos de la Formación Pendales en los alrededores de Arroyo de Piedra al sur de estas planchas. La presencia de la Formación Pendales en el área está restringida a la Loma del Morro al nororiente de Galerazamba; sin embargo, su alto grado de cementación implicaría sobrecostos adicionales en el proceso de extracción. Además, su explotación podría acarrear problemas ambientales, debido a que la localización litoral de la loma se constituye en una barrera natural para los vientos y el arrastre de sedimentos.

Las gravas de los depósitos marinos de las playas en los alrededores de Galerazamba y Bocatocino y las encontradas en los lechos de los arroyos Juan de Acosta y Piojó en los alrededores de San José de Saco y Santa Verónica son explotadas artesanalmente; una vez tamizados y clasificados, se utilizan según su tamaño como agregado para

concretos, como material ornamental para enchape y como filtro para pozos de agua.

Agregados Finos (Arenas). El carácter inmaduro y la compactación de las areniscas descartan en su gran mayoría los niveles arenosos de varias formaciones del área como generadoras de arenas de peña. No obstante lo anterior, se pueden considerar potencialmente útiles como generadoras de arenas de peña de calidad para la industria de la construcción, algunos niveles de areniscas deleznable de las formaciones Tubará y La Popa.

Los sedimentos eólicos que constituyen las dunas más antiguas localizadas en los alrededores de Santo Tomás, Polonuevo y Malambo, debido a su alto contenido de cuarzo y buena selección, los hace especialmente aptos para la industria de la construcción. Las canteras localizadas un kilómetro al occidente de Santo Tomás se constituyen en la principal fuente de explotación de estos depósitos.

4.3 Yeso

El yeso es un mineral de ocurrencia común en mayor o menor grado en las formaciones Arjona, Las Perdices e Hibácharo; se presenta diseminado, como relleno de fracturas y en láminas paraconformes con la estratificación en estas unidades; su escasa ocurrencia descarta su aprovechamiento para uso industrial.

4.4. Arcillas

Los niveles arcillosos presentes en las formaciones Hibácharo, Tubará y especialmente los presentes en la Formación Las

Perdices pueden ser recursos potenciales a evaluar en la industria de la alfarería. En este proyecto no se realizaron difractogramas ni ensayos tecnológicos de estos materiales. Los niveles de arcilla presentes en los depósitos coluviales son explotados para la fabricación de ladrillos en los alrededores de Barranquilla, Juan Mina, Galapa y Baranoa. Se encuentra en la fase de montaje una fábrica de tubos de gres en la vía Juan Mina-Barranquilla.

Los ladrillos observados en la gran mayoría de estas ladrilleras son de baja calidad; se desconoce si se debe a la poca caracterización de las arcillas que impide seleccionar y beneficiar los niveles más apropiados para realizar mezclas adecuadas en la pasta inicial o al proceso tecnológico en sí.

4.5. Hidrocarburos

El potencial de hidrocarburos de esta parte de la región noroccidental colombiana ha atraído el interés de empresas petroleras que han perforado en el área varios pozos exploratorios como por ejemplo: Campitos, Tubará, Polonuevo, Sibarco, West Perdices.

Los resultados positivos hasta la fecha son desconocidos. No obstante lo anterior, la posibilidad de hallazgo continúa aún vigente y es así como el área al sur de estas planchas, en los alrededores de la población de Molinero, Ecopetrol ha perforado recientemente pozos exploratorios.

Rocas potencialmente generadoras de petróleo pueden encontrarse en las litologías finas de las formaciones San Cayetano y Las Perdices.

Los cuerpos de areniscas y conglomerados de las formaciones San Cayetano y Pendales no parecen tener una buena porosidad primaria; además, la presencia de feldespatos, micas y fragmentos líticos volcánicos en la composición de éstos, pueden afectar significativamente la permeabilidad de estas rocas. En este contexto, las posibilidades como rocas almacenadoras son bajas a menos que estén altamente fracturadas. Los conglomerados y areniscas de la Formación Tubará pueden tener mejores perspectivas como reservorios. Como rocas sello se puede considerar la Formación Las Perdices.

Estructuralmente, el intenso fallamiento y plegamiento de las formaciones San Cayetano y Pendales se pueden constituir en trampas potenciales; sin embargo, el tamaño de éstas puede ser relativamente pequeño para ser considerado como trampas de almacenamiento.

4.6. Recursos Hídricos Subterráneos

Desde el año 1953, con el reconocimiento hidrogeológico realizado por Wolfgang Diezemann, se ha venido estudiando los recursos hídricos subterráneos en esta región. Posteriormente, en los años 1960 y 1961, el geólogo Gilberto Manjarrés estudió el área del arroyo Saco para la construcción de un embalse en dicho arroyo y la hidrogeología general del área de Tubará, respectivamente. INGEOMINAS, en la década de los 80, realizó un estudio más detallado sobre la hidrogeología del Departamento del Atlántico y el área al norte del Canal del Dique

en el Departamento de Bolívar; esta investigación incluyó prospección geológica, geofísica, inventario de puntos de agua e hidrogeoquímica y 10 perforaciones exploratorias en el área de estas planchas.

Posteriormente, INGEOMINAS (1992) llevó a cabo un estudio hidrogeológico en la ribera oriental del río Magdalena, desde Plato hasta Sitio Nuevo (Departamento del Magdalena), esta última población se encuentra emplazada en la Plancha 17 y en sus alrededores se han perforado tres pozos. En los alrededores de Baranoa, INGEOMINAS (1994) perforó recientemente un nuevo pozo para ampliar el abastecimiento de agua potable de esta población.

Con base en estos estudios y ajustándolos a la nomenclatura estratigráfica propuesta, se presenta la siguiente síntesis hidrogeológica:

Las formaciones San Cayetano, Hibácharo, Las Perdices y Arjona, por su litología, compactación y origen, se pueden considerar como formaciones con baja porosidad y permeabilidad primaria; las escasas aguas subterráneas almacenadas son generalmente altas en el contenido de los principales iones, son duras a muy duras, salobres, y se encuentran en los límites mínimos permisibles de potabilidad a impotables para consumo

humano. Las posibilidades de explotación son muy escasas.

Con respecto a la Formación La Popa, el inventario de puntos de agua realizado por INGEOMINAS (1985) y las observaciones realizadas en los alrededores del Morro y Juaruco, indican que hay aljibes y manantiales que proveen agua para uso doméstico y abrevadero de animales. El almacenamiento del recurso hídrico subterráneo está condicionado a la densidad de fracturamiento en las calizas. A juzgar por los resultados obtenidos en el pozo 17 perforado por INGEOMINAS en desarrollo del proyecto Atlántico-Bolívar y los pozos recientemente perforados por Cementos del Caribe en la exploración de las Calizas del Morro y Juaruco, las posibilidades de explotación mediante pozos es muy poca.

Considerando principalmente su litología, capas potencialmente acuíferas pueden encontrarse en las unidades Tubará y Rotinet. En estas formaciones INGEOMINAS perforó varios pozos exploratorios cuyos resultados fueron muy variables tanto en caudal como en calidad química natural de las aguas subterráneas. En la Formación Tubará, en los alrededores de la población del mismo nombre, ante la grandes necesidades de agua potable de esta población, se han perforado varios pozos; el primero de ellos

fue hecho por la compañía Tropical Oil Company, hasta una profundidad de 61 metros y produjo 8 litros por segundo, de aguas muy salobres con 1.890 ppm, de sólido disueltos (Manjarrés, 1961). En 1971 se perforó un cuarto pozo de 120 metros de profundidad, que fue entubado sólo hasta los 60 metros por el alto contenido de iones que tornaban el agua muy salobre para consumo humano. Este pozo rindió un caudal de 9,3 litros por segundo de aguas salobres, en límite permisible para consumo humano. Los pozos perforados por INGEOMINAS (1985, 1994) en las poblaciones de San José de Saco y Baranoa, captan aguas provenientes de la Formación Tubará.

Los sedimentos cuaternarios se pueden constituir en acuíferos delgados susceptibles de explotar mediante aljibes. En los depósitos coluvioaluviales se han construido varios aljibes, que producen agua en cantidades significativas, como por ejemplo, el que abastece el sector turístico de Palmarito y Turipana, que capta agua de los depósitos asociados al arroyo Juan de Acosta.

Al oriente del río Magdalena, los pozos perforados recientemente por INGEOMINAS en los alrededores de Sitio Nuevo captan agua de los depósitos de llanura de inundación; los caudales obtenidos en estos pozos varían entre 1,5 y 3,0 litros por segundo.

5. Amenazas Geológicas

En este capítulo se hace una identificación muy preliminar de las amenazas derivadas de fenómenos geológicos que se pueden presentar en algunas áreas y cabeceras municipales de las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla. Se llama la atención sobre la necesidad de adelantar estudios más detallados de zonificación de amenazas geológicas en gran parte de los municipios, en razón a que recientes fenómenos asociados a fenómenos naturales han causado daños a obras civiles y viviendas, poniendo inclusive en peligro de muerte a algunos habitantes.

5.1. Fenómenos de Remoción en Masa

Dentro de los fenómenos de remoción en masa los más frecuentes en el área de estudio son los deslizamientos, que se deben principalmente a características inherentes a las rocas y sedimentos, a la pendiente del terreno, procesos naturales, manejo inadecuado del medio ambiente y a la construcción sin planificación de algunas viviendas.

Los deslizamientos más importantes, o al menos los más conocidos del área, se localizan en la parte occidental de la ciudad de Barranquilla, donde recientemente

han afectado varios sectores, dejando un gran número de damnificados; los más importantes son los ocurridos en los barrios Las Terrazas, Carlos Meisel, San Felipe, Cuchilla de Villeta y Mequejo (Carvajal, 1995). Estos deslizamientos están en el escarpe frontal suroccidental de la plataforma arrecifal de la Formación La Popa.

Uno de los sectores más afectados corresponde al barrio Las Terrazas, ubicado en las cabeceras norte del arroyo El Salado. En la fotos aéreas del año 1954, cuando la zona no estaba urbanizada, ya se aprecian los deslizamientos. Posteriormente, una zona de fuertes pendientes fue rellenada y peneplanizada para construir viviendas. Según Carvajal (1995), se han presentado deslizamientos de tipo rotacional por lo menos en tres subsectores. Los deslizamientos ocurridos en el barrio Carlos Meisel y la Cuchilla de Villate son deslizamientos antiguos de tipo rotacional retrogresivo, según Carvajal (1995)

Otras áreas donde se presentan fenómenos de remoción en masa se localizan en los alrededores de las poblaciones de Galapa, Baranoa, Juan de Acosta, Tubará y Piojó; específicamente estas dos última poblaciones, en razón a su

topografía y litología, son susceptibles a estos fenómenos; frecuentemente durante la época de lluvias, las vías que conducen a estas localidades, debido a la ausencia de cunetas y colectores de agua, son afectadas por hundimientos, dejándolas en ocasiones incomunicadas.

Finalmente, otro tipo de fenómenos de remoción en masa en el área son los propiciados por el mar; la acción del oleaje sobre la base de los acantilados socava progresivamente la parte inferior de los taludes, que se vuelven cada vez más inestables, hasta finalmente provocar deslizamientos rotacionales y caída de bloques de la parte superior. Gran parte de los acantilados presentes en el área de trabajo están sujetos a la acción directa del oleaje y tienen una alta susceptibilidad a los fenómenos de deslizamientos y caída de bloques; especialmente críticos son los sectores de la loma del Morro, cerro Matase y cerro Furú.

5.2 Inundaciones

Las inundaciones en el área tienen origen fluvial y marino; en primera instancia, las poblaciones de Santo Tomás, Malambo, y sus zonas ribereñas al río Magdalena son frecuentemente inundadas en la época de fuertes crecientes. Por

otra parte, algunos arroyos, luego de fuertes aguaceros, adquieren un carácter torrencial e inundan las zonas pobladas. Como ejemplo se puede citar los arroyos Juan de Acosta y Morrotillo que han inundado y socavado en varias ocasiones algunos sectores de la población de Juan de Acosta. De conocimiento público son los frecuentes estragos causados por los “arroyos” en la ciudad de Barranquilla, debido a la falta de drenajes pluviales adecuados y a la intervención urbana de drenajes naturales. Los fenómenos descritos tienen un origen fluvial mientras que otras poblaciones como Puerto Colombia, Santa Verónica y otros sectores litorales se ven afectados por inundaciones marinas después de mares de leva.

5.3. Proceso Erosivo

Se han identificado dos tipos de procesos erosivos en el área; el primero de ellos está relacionado con la actividad dinámica del mar, que provoca cambios muy evidentes en la morfología costera, no sólo retrocesos, sino también de acrecimiento de las playas. Martínez (1989) indica que en un alto porcentaje la línea de costa del Caribe Central de Colombia está en retroceso; particularmente en la parte suroccidental del área, al sur de Galerazamba (pueblo Nuevo Arena). Martínez (1993) relata que este sector está sometido a procesos de erosión costera severa, que han provocado en el pasado la reubicación del poblado de Amanaguapos, el cual en el año de 1947 se localizaba 300 metros al occidente de la intersección de la vía que une a Galerazamba y el canal de acceso a la ciénaga del Totumo.

Hacia el norte, en las zonas litorales bajas asociadas a las playas centrales de Santa Verónica, el mismo autor reporta retrocesos de hasta 12 metros en los últimos once años, mientras que el sector comprendido entre playa Turipana – Punta Sabanilla y Bocas de Cenizas es vulnerable a la erosión severa; es especialmente crítica la costa al occidente del Tajamar occidental del río Magdalena, con retrocesos anuales que suman hasta 63 metros en el intervalo 1937 – 1987.

Procesos erosivos relacionados a otros fenómenos, como escorrentía superficial en las zonas montañosas, han provocado la degradación progresiva de suelos hasta hacerlos totalmente improductivos; particularmente la parte suroccidental del área en los alrededores de Bocatocino y al noroccidente de la población de Píojó. Tal situación se debe al clima semiseco del área, la alta erodabilidad de las rocas presentes e igualmente al carácter expansivo de las arcillas que generan un agrietamiento generalizado en el área.

5.4 Amenazas asociadas a volcanismos de lodo

El volcanismo de lodo es una de las manifestaciones del fenómeno denominado diapiroísmo de lodo, proceso por medio del cual material arcilloso plástico confinado en profundidad es forzado o empujado hacia arriba por la carga de sedimentos suprayacentes de mayor densidad. Este fenómeno es característico del Cinturón del Sinú, (Duque –Caro, 1984; Morgan et al., 1968; Freeman, 1968, en Carvajal, 1996).

La parte suroccidental del área (Plancha 16), al occidente de la Falla Villanueva-El Totumo se caracteriza por la presencia de numerosos “volcanes de lodo”. En este sector se han identificado siete volcanes activos y por lo menos cinco inactivos (Cadavid & Rico, 1992); el Volcán El Totumo es el más conocido por su atractivo turístico. Este fenómeno se extiende hasta la plataforma continental y es muy conocido el volcán submarino de Galerazamba, que ocasionalmente causa alarma entre los habitantes de esta población. El conocimiento de la existencia de este volcán de lodo submarino data desde 1794 (Cadavid & Rico, 1992), y se ha reportado erupciones en los años de 1839, 1848, 1925, 1943 y el 9 de noviembre de 1958. En esta última fecha, la entonces estación sismológica de Galerazamba registró oscilaciones con amplitudes de 6 cm y períodos de 6 segundos; los relatos de los testigos indican columnas de fuego de gran altura durante 2-3 horas; las erupciones más recientes de este volcán sucedieron en 1971 y el 27 de diciembre de 1991 (4:14 a.m).

Recientes manifestaciones de este fenómeno ocurridas al sur del área, en los alrededores de Cartagena y Bayunca, han afectado obras civiles y zonas rurales, que reafirman más la necesidad de investigar con mayor detalle estos fenómenos.

Las probables amenazas relacionadas a eventuales explosiones de estos volcanes son: expulsión violenta de gases inflamables, lanzamientos de bloques, incendios, flujos de lodo, hundimientos, levantamientos y fracturamiento del terreno en los alrededores de los conos. El

empuje progresivo de la masa ascendente de lodo provoca con el tiempo deformaciones progresivas del relieve, que pueden eventualmente afectar obras civiles emplazadas en estos sitios. Tal es el caso de la vía alterna en construcción desde la Troncal de

Occidente hacia la zona industrial de Mamonal, en la ciudad de Cartagena, la cual se ha visto retrasada debido a que durante el movimiento de tierras sobre colinas (zona dómicas generadas por diapirismo de lodo) aparentemente sin problemas, se intercep-

taron canales o bocas muy cercanas a la superficie, que permitió la liberación de presiones con la consecuente fluencia del lodo hacia la superficie. Franco (1996) reporta levantamientos hasta de 11 centímetros en un mes, durante la construcción de esta vía.

6. Evolución Geológica

Teniendo en cuenta la tectónica y la sedimentología del área de las planchas 16 Galerazamba y 17 Barranquilla, se puede inferir que hubo diferentes fases de plegamiento, sedimentación e interrupciones en la sedimentación, que permiten reconstruir la evolución geológica de la región.

Con relación al área de trabajo, y aun de gran parte del noroccidente colombiano, es muy poco lo que se puede inferir para antes del Cretácico y el Cretácico; los pocos afloramientos de este período afloran en la parte central del Cinturón de San Jacinto (Formación Cansona, en la Serranía de San Jacinto).

En el área específica de este trabajo las rocas más antiguas corresponden a la Formación San Cayetano que representan sedimentación en ambientes marinos profundos, influenciados por corrientes de turbidez, durante el Paleoceno tardío – Eoceno medio (?). El registro de sedimentación durante el Eoceno temprano es incierto.

Molina et al. (1986) plantean que la plataforma de Barranquilla estaba emergida para este tiempo. El intenso plegamiento de las facies lodolíticas de aguas profundas

y el fracturamiento observado en los conjuntos clásticos gruesos dentro de la Formación San Cayetano indican una intensa actividad tectónica que perduró probablemente hasta el Eoceno temprano más tardío y correspondería a la fase deformacional del San Cayetano de Duque-Caro et al. (1991), responsable de los plegamientos y fallamientos que afectan a esta unidad en el área de estudio y de la mayor estructura de la región conocida como Anticlinorio de Luruaco (Planchas 23 y 24).

Durante el Eoceno medio el depósito de sedimentos clásticos es menor y es evidente un cambio en las condiciones ambientales que varió desde los ambientes de aguas profundas a ambientes más someros de plataforma y abanicos submarinos, donde fueron depositados inconformemente los sedimentos predominantemente finos y carbonatados representados por la Formación Arroyo Piedra y los Conglomerados de Pendales, inmediatamente al sur del área de estudio que indica una relativa estabilidad tectónica durante el Eoceno medio, afectada probablemente por pequeños movimientos que se reflejan por la presencia de clastos de calizas algáceas y clastos intraformacionales prove-

nientes de la Formación San Cayetano en la Formación Pendales.

Molina et al. (1986) indican que desde el Eoceno medio comenzó un intenso, pero corto evento orogénico. Al parecer después de esta reactivación tectónica hubo una interrupción en el depósito durante el Oligoceno medio-Mioceno medio, seguido por un período de estabilidad, que permitió el depósito de los sedimentos que ahora se evidencian en las rocas de la Formación Las Perdices y el subsecuente depósito de la espesa secuencia sedimentaria que corresponde a la Formación Hibácharo; la litología predominantemente arenosa hacia la base, y la interstratificación de capas de areniscas y lodolitas, indican cambios frecuentes en la dinámica de la sedimentación reflejada en la Formación Hibácharo. Las observaciones indican una interrupción muy pequeña posterior a esta sedimentación durante el Mioceno tardío - Plioceno, la somerización de la cuenca está bien representada en el rasgo más prominente del área, los estratos arenosos de la Formación Tubará.

Hacia finales del Plioceno se presenta nuevamente una intensa

actividad tectónica (Orogenia Andina) que pliega y falla aún más las rocas de esta región.

Estos movimientos levantaron la plataforma de Barranquilla y es durante el Plioceno tardío - Pleistoceno que el ancestral río Magdalena empieza a jugar un papel importante en la evolución de la región y en el transporte de sedimentos de arenas, hacia los ambientes marinos someros y profundos. Link (1927) reconoció la existencia de un antiguo canal del río Magdalena cerca de Calamar que fluía hacia el noroeste cerca de Luruaco y

desembocaba en los alrededores de Galerazamba. Bordini (1974) plantea una probable edad del Plioceno tardío para este canal. Carvajal (1990) confirma, con base en los mapas batimétricos, un paleodelta al occidente de Galerazamba y un lóbulo menos claro al noroeste de Santa Verónica, con un sentido de migración contrario a las manecillas del reloj. Lo anterior coincide con lo expuesto por Molina et al. (1986) quienes ubican inicialmente la desembocadura del río Magdalena cerca de Tubará (confirmado por los depósitos de las Gravas de Rotinet en los

alrededores de Juan de Acosta y Santa Verónica), luego por Galerazamba (hay depósitos de gravas en cercanías de Rotinet y Luruaco, y la presencia de los cuerpos de agua del Guájaro, Luruaco y El Totumo) y finalmente descargando su caudal por el ancestral Canal del Dique, antes de tomar el curso actual.

Finalmente, Molina et al. (1986) mencionan que como producto de un pequeño evento transgresivo se depositan las facies calcáreas de la Formación La Popa.

7. Conclusiones

- Las formaciones más antiguas del área (San Cayetano y Pendales) presentan características sedimentológicas de un ambiente de depósito de abanicos por corrientes de turbidez.
- Los grandes espesores de rocas del Mioceno de ambientes marinos contrastan con los intervalos de tiempo relativamente muy cortos dados por los análisis micropaleontológicos.
- Los resultados micropaleontológicos en gran medida representan edades muy similares; sin embargo, las características litológicas encontradas en campo permitieron diferenciar varias unidades litoestratigráficas.
- Se estableció con mayor claridad la secuencia estratigráfica del área y sus relaciones, y se postuló un modelo cartográfico diferente a los anteriores estudios; es muy importante el papel que ha jugado la tectónica compresiva que desarrolló un sistema de fallamiento tipo cabalgamiento (*Thrust System*) y fallas asociadas al sistema principal (*Backthrust*). Adicionalmente, la presencia de fallas transversales ha jugado un rol importante en la actual distribución facial del área.
- Los pliegues presentes en la parte occidental del área son en general asimétricos, con dirección preferencial N10°E, relativamente angostos y controlados por fallas longitudinales y transversales. La tectónica ha sido compresiva con desarrollo de un sistema de fallamiento tipo cabalgamiento (*Thrust System*) y fallas cabalgantes asociadas al sistema principal, pero con vergencia en sentido contrario (*Backthrust*).
- Los depósitos de gravas que se presentan sobre las rocas terciarias en los alrededores de Juan de Acosta, a lo largo de la Falla de Juan de Acosta y los pequeños cuerpos encontrados en los alrededores de Galerazamba, confirman los cursos del ancestral río Magdalena, cuando desembocaba en los alrededores de Santa Verónica y Galerazamba, durante el Plioceno – Pleistoceno. Aunque se requiere de un mayor estudio, es probable la existencia de una relación del paleocurso de Santa Verónica con la Falla de Juan de Acosta.
- Las actividades mineras del área están restringidas a la extracción de calizas y materias primas para la fabricación de cementos, triturado de roca calcáreas y calizas como piedras ornamentales, materiales de construcción, principalmente gravas y arenas para agregados pétreos para concretos y asfaltos.
- Los deslizamientos presentes en el área de Barranquilla ameritan realizar estudios detallados de zonificación de amenazas, que permitan delimitar con mayor precisión las zonas de la ciudad con estos problemas y sus posibles soluciones, así como las áreas de futura expansión de la ciudad.

8. Referencias Bibliográficas

- ANDERSON, F. M. 1926. Original source of oil in Colombia. AAPG, 10 (4):382-404. Tulsa.
- . 1929. Marine Miocene and Related Deposits of Colombia. Proc. Calif. Acad. Sci., 4 th Serv., 18 (4):73-213.
- BORDINI. 1974. 1974. Neogene biostratigraphy and paleoenvironments lower Magdalena basin. Ph. D., Louisiana State University.
- BRENNER; MCHARGE. 1988. Integrative Stratigraphy. Prentice Hall, 405 p. New Jersey.
- BUENO, R. 1970. Guidebook to the Geology of the Tubara región, Lower Magdalena Basin. En: Geological Field Trips, Colombia. Col. Soc. Petrol. Geol. Bogotá.
- BÜRGL, H.; BARRIOS, H.; ROSTROM, A. 1955. Micropaleontología y Estratigrafía de la sección Arroyo Saco. Departamento de Bolívar. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 3 (1). Bogotá.
- BÜRGL, H. 1957. Resumen de la Estratigrafía de Colombia. Ingeominas, Informe 1248. Bogotá.
- . 1961. Historia Geológica de Colombia. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat, 1 (43). Bogotá.
- CADAVID, T.; RICO, A. 1992. Amenaza geológica por volcanismo de lodo para las áreas de Arroyo de Piedra y Galerazamba (Dpto. de Bolívar). Tesis Grado Geol., U. Nal. Medellín.
- CARO, P. et al. 1985. Geología del Departamento de Atlántico. Ingeominas, Informe 1940. Bogotá.
- CARVAJAL, J. H. 1990. Características Sedimentológicas de la plataforma continental frente a Galerazamba. Ingeominas, Informe 2173. Cartagena de Indias.
- CARVAJAL, J. H. 1994. Potencial de la teledetección en la cartografía geomorfológica y amenaza natural de la zona Costera. Ingeominas, Informe 2178. Cartagena de Indias.
- . 1996. Amenazas geológicas relacionadas con la erupción del volcán de lodo El Reposo-Bayunca Departamento de Bolívar. Informe de Atención de Emergencias. Ingeominas, inéd., 12 p. Cartagena de Indias.
- CHENEVART, CH. 1963. Les dorsales transverses anciennes de Colombia et leurs homologues D' Amerique Latine. Eclogae. Geol. Helvetiae., 52 (2).
- DANE. 1985. Censo Nacional de Población 1985, Colombia. Bogotá.
- DÍAZ GRANADOS. 1985. Perforación de pozos en el Departamento de Atlántico. Ingeominas, Informe 1969. Bogotá.
- DE PORTA, J.; CACERES, C.; ETAYO, F.; HOFFSTETTER, M.; NAVAS, J.; et al. 1974. Léxico Estratigráfico Internacional. América Latina, Colombia, Terciario y Cuaternario, Centre National de la Recherche Scientifique, 5 (4b). 692 p. París.
- DUQUE-CARO, H. 1967. Informe Bioestratigráfico preliminar de los cuadrángulos D-8 y E-8. Serv. Geol. Nal., Informe 1522. Bogotá.
- . 1968. Observaciones generales a la biostratigrafía y geología regional en los departamentos de Bolívar y Córdoba. UIS, Bol. Geol., (24): 71-87. Bucaramanga.
- . 1972. Ciclos tectónicos y sedimentarios en el Norte de Colombia y sus relaciones con la Paleoeología. Ingeominas, Bol. Geol., 19 (1). Bogotá.
- . 1973. Foraminíferos plantónicos y el Terciario de Colombia. Ingeominas, Informe 1651. Bogotá.
- . 1978. Geotectónica y Evolución de la Región Noroccidental Colombiana. Ingeominas, Bol. Geol., 23 (3). Bogotá.
- . 1979. Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. En: Watkins, J.S.; Montadert, L.; Dickerson, P.W. (eds). Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. AAPG, Mem., 29:329-351.
- . 1980. Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana. Ingeominas, Bol. Geol., 23 (3). Bogotá.
- . 1984. Estilo Estructural, Diapirismo y Episodios de Acrecimiento del Terreno Sinú-San Jacinto en el Noroccidente de Colombia. Ingeominas, Bol. Geol., 27 (2). Bogotá.
- DUQUE-CARO, H.; DUEÑAS, H.; GONZALEZ, L. 1987. The Stratigraphy and Daipiric Structures of the Northwestern Colombia (Cartagena – Carmen de Bolívar Areas). 30 Field Trip. Col. Soc. Petrol. Geol. Bogotá
- DUQUE-CARO, H.; GUZMAN, O.; HERNANDEZ, R. 1991. Estratigrafía de la plancha 38, Carmen de Bolívar. Ingeominas, Informe interno (inédito). Bogotá.

- FRANCO, J. V. 1996. Aproximación geológico-geofísica del fenómeno diapírico en el sureste de la ciudad de Cartagena de Indias. Informe inédito. Ingeominas, 83 p. Cartagena de Indias.
- GEOPHOTOS. 1965. Photogeologic Evaluation of the Barranquilla area, Republic of Colombia.
- HENAO, L. D. 1951. Geología del Departamento de Atlántico. Inst. Geol. Nal., Informe 754. Bogotá.
- HOPPING, C. A. 1967. Palynology and the Oil Industry, Rev. Palaeobotan. Palynol., 2 (1-4). Amsterdam.
- IGAC. 1982. Fisiografía del Departamento del Atlántico.
- INGEOMINAS. 1985. Hidrogeología de los departamentos de Atlántico y Bolívar.
- INGEOMINAS. 1992. Perforación, diseño y construcción de un pozo en la localidad de Baranoa, Atlántico. Ingeominas, Informe inédito.
- INGEOMINAS. 1994. Geología de superficie del área Sinú-San Jacinto, valle Inferior del Magdalena. Informe para Ecopetrol.
- IRVING, E. 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Ingeominas, Bol. Geol., 19 (2). Bogotá.
- KHOBZI. 1981. Los campos de dunas del norte de Colombia y de los llanos de la Orinoquía (Colombia y Venezuela). Rev. CIAF, 6 (1-3). Bogotá.
- LINK, T. 1927. Post-Tertiary strand-lines oscillations in the Caribbean coastal area of Colombia, South America. J. Geol., 35 (1). Chicago.
- MOLINA J.; CÁCERES, H.; RUGE, P.; CASTILLO, L. E. 1986. Análisis deposicional y geohistórico del Noroccidente Colombiano. U. Nal., Geol. Col., 15:5-33. Bogotá.
- MANJARRES, G. 1961. Hidrogeología de Tubará, Municipio de Tubará, Departamento de Atlántico. Serv. Geol. Nal., Informe 1393. Bogotá.
- MARTINEZ, J. O. 1993. Geomorfología y Amenazas Geológicas de la Línea de Costa del Caribe Central Colombiano (Sector Cartagena – Bocas de Ceniza), Ingeominas, Publ. Geol. Esp., (19):1-62. Bogotá.
- NOTESTEIN, F. B. 1929. Report on Tertiary section near Carmen, Department of Bolívar, Colombia. Texas Petrol. Co., Int. Geol. Rep., (70).
- RAASVELDT, H. 1953. Algunas anotaciones del croquis fotogeológico del Departamento de Atlántico. Serv. Geol. Nal., Informe 936. Bogotá.
- RAASVELDT, H. 1957. Mapa Geológico de la República de Colombia.
- REDMON, C. D. 1953. Miocene Foraminifera from the Tubará beds of Northern Colombia. Paleont., 27 (5):708–733. Tulsa.
- REYES, G.; GUZMÁN, G.; BARBOSA, G.; ZAPATA, G. 1994. Memoria de las planchas 29 y 30, Arjona. Ingeominas. Bucaramanga.
- REYES, G.; ZAPATA, G. 1996. Geología de la plancha 24, Sabanalarga. Ingeominas. Bucaramanga.
- REYES, G.; CLAVIJO, J. 1996. Geología estructural de los cinturones de San Jacinto y Sinú Norte. 7 Congr. Col. Geol. Bogotá.
- ROYO Y GÓMEZ, J. 1942. Fósiles del Terciario marino del Norte de Colombia. Ingeominas, CEGOC, 5 (26). Bogotá.
- ROYO Y GÓMEZ, J. 1950. Geología de la Isla de Tierra Bomba, Cartagena, y Estudios de abastecimiento de Caño Loro mediante aguas subterráneas. Ingeominas, CEGOC, 8. Bogotá.
- SCHUBERT, C. 1937. Historical Geology of the Antillean-Caribbean Region. Vol 1. John Wiley. New York.
- SOLÉ DE PORTA, N. 1960. Observaciones palinológicas sobre el Plioceno de Cartagena (Colombia). UIS, Bol. Geol., 4. Bucaramanga.
- TOTO, E.; KELLOGG, J. 1992. Structure of the Sinú-San Jacinto fold belt. An active accretionary prism in northern Colombia. J. South Am. Earth Sci., 5 (2).
- Van der HAMMEN, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos. Ingeominas, Boletín Geológico, 6 (1-3). Bogotá.
- Van den BOLD. 1966. Upper Miocene Ostracoda from de Tubara Formation Northern Colombia. Micropaleont., 12 (3):360-364. New York.
- ZIMMERLE, W. 1968. Serpentine graywackes from the North Coast basin, Colombia and their geotectonic significance. N. Jb. Miner., 109.

INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN
GEOCIENTÍFICA, MINERO-AMBIENTAL Y NUCLEAR.

Diagonal 53 N° 34-53, A.A. N° 48-65
Bogotá, D.C., Colombia, S.A.
www.ingeminas.gov.co

GEOLOGÍA DE LAS PLANCHAS 16-17 GALERAZAMBA Y BARRANQUILLA

Revisión Editorial
MARGARET MERCADO

DIAGRAMACIÓN
MULTIMEDIOS LTDA.

PUBLICACIÓN DIGITAL INGEOMINAS, 2001
UNIDAD DE PRODUCCIÓN DIGITAL

Esta es una publicación de **INGEOMINAS**,
Cofinanciada por el Fondo Nacional de Regalías.

IMPRESO EN INGEOMINAS, AGOSTO DE 2002