

---

# MORFODINAMICA DEL LITORAL CARIBE Y AMENAZAS NATURALES

---

Antonio Flórez y Kim G. Robertson

Profesores Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Colombia.

## RESUMEN

La mayoría de los modelados de los litorales (formas y formaciones superficiales), se relacionan con los cambios del nivel del mar, a su vez ligados a los cambios climáticos del cuaternario. La máxima de la transgresión holocénica ocurrió entre 6000 y 2500 años A.P y a ella corresponden algunos niveles de terrazas y marismas (no funcionales). Los últimos 2500 años han mostrado una relativa estabilidad del nivel del medio del mar, aunque con fluctuaciones menores.

En este trabajo se estudió la morfogénesis del litoral caribe y especialmente el retroceso de la línea de costa debido al evento transgresivo menor de los últimos 150 años, durante el cual se estima un ascenso del nivel del medio del mar de aproximadamente 20cm, como consecuencia del calentamiento. La erosión y retroceso de la línea de costa está afectando los asentamientos humanos ubicados en el litoral, tanto en sus obras de infraestructura como en sus actividades. El estudio muestra que la tendencia es hacia el aumento del problema, con los consiguientes impactos socio-ambientales.

**Palabras clave:** Geomorfología, litoral caribe, transgresión, nivel del mar, terrazas marinas, cordones litorales.

## INTRODUCCION

El presente artículo resume los resultados del proyecto "Geomorfología del Litoral Caribe, Morfodinámica y Amenazas Naturales" contratado por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM con el Departamento de Geografía de la Facultad de Ciencias Humanas de la

Universidad Nacional según el Convenio 064/98 y del que los autores fueron investigadores principales. El grupo de trabajo estuvo conformado por profesores del Departamento de Geografía y estudiantes del mismo al igual que personal del IDEAM y contratistas.

El contenido muestra las

características morfodinámicas del Litoral Caribe definidas en función del control estructural (litología y tectónica), de los cambios climáticos globales que condicionan el nivel del mar y también de la dinámica eólica. Con base en la morfodinámica litoral y especialmente la relacionada con el evento transgresivo actual se definieron las amenazas naturales, objetivo central del estudio.

Metodológicamente nos basamos en el concepto de sistema morfogénico (sensu Tricart, 1976; Summerfield, 1991) o espacios (unidades) caracterizadas por la estructura, la pendiente, las condiciones bioclimáticas, las influencias antrópicas y, por lo tanto, los procesos morfogénicos condicionados por los factores señalados. Las unidades fueron cartografiadas a escala 1:100.000 entre las fronteras venezolana y panameña y agrupadas en los ambientes estructural, eólico, fluvial y marino.

La investigación se basó en procedimientos relacionados con el análisis de información histórica (especialmente cartográfica), interpretación de imágenes Landsat, Radar y aerofotos y control de campo consistente en la definición de niveles marinos, formaciones superficiales, incluyendo mediciones del retroceso de la línea de costa.

## CARACTERISTICAS GENERALES

El Litoral Caribe es una faja noreste-suroeste ubicada entre las fronteras con Panamá y Venezuela con coordenadas  $71^{\circ}07'$  y  $77^{\circ}24'$  de longitud oeste y entre las latitudes  $8^{\circ}35'$  y  $12^{\circ}03'$  y dispuesta aproximadamente paralela a la zona de convergencia tectónica de actividad moderada entre las placas Suramericana y del Caribe.

### Características bioclimáticas

La ubicación del litoral define unas condiciones bioclimáticas subtropicales que varían de húmedas en el Darién hasta semidesérticas en la península de la Guajira (Fig. 1) y acentuadas por los vientos Alisios del noreste.

De acuerdo con la figura 1, la distribución de las lluvias condiciona la cobertura vegetal y los procesos morfogénicos continentales. Con excepción del Urabá y parte de la estribación de la Sierra Nevada, el resto del litoral experimenta un déficit hídrico que se acentúa al noreste y que limita progresivamente el desarrollo de la vegetación, así como las actividades agropecuarias y paralelamente facilita la acción del viento.

Otras características generales del litoral se relacionan con la presencia del macizo litoral más alto del mundo (Sierra Nevada de Santa Marta), serranías en la Guajira,

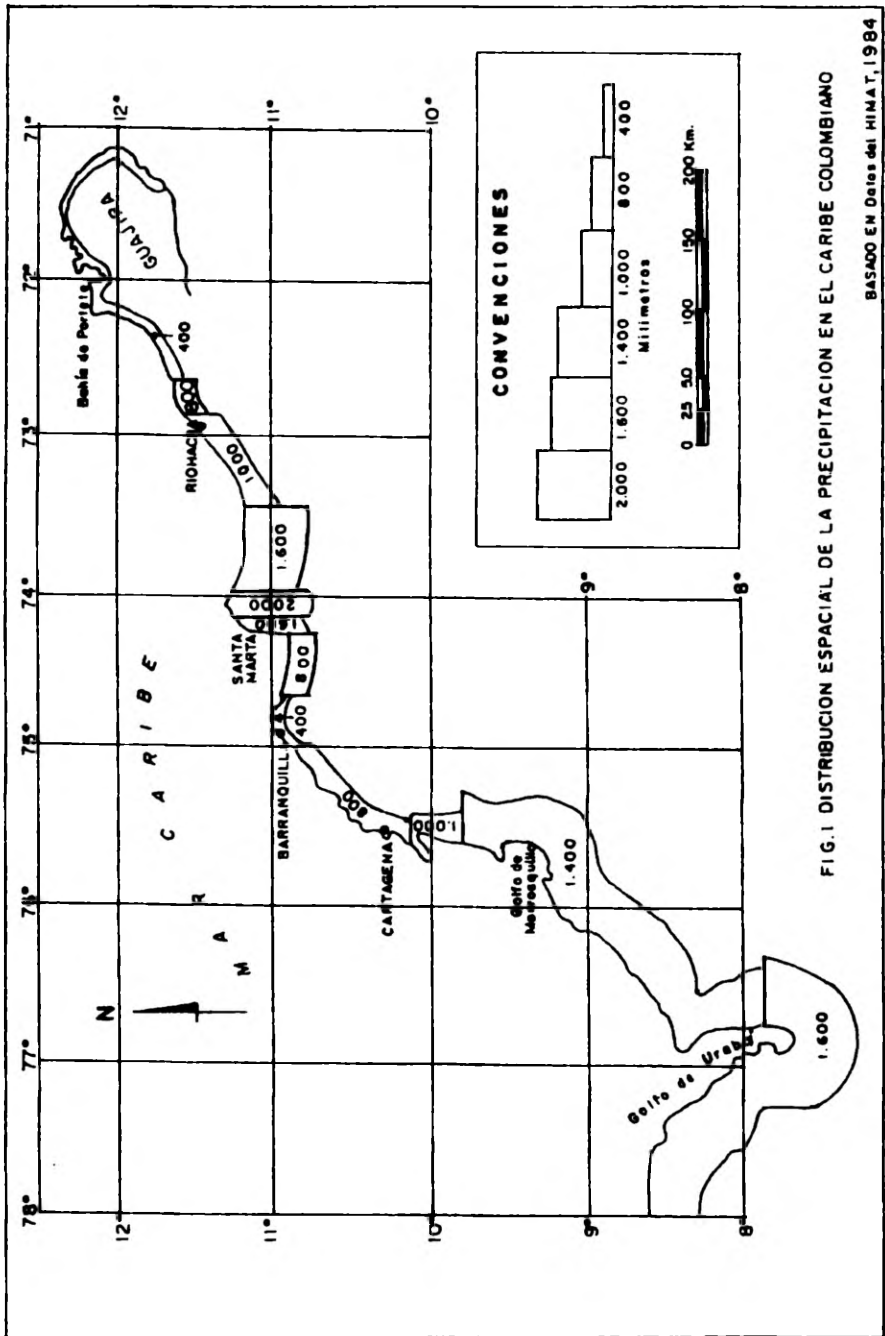


FIG.1 DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA PRECIPITACION EN EL CARIBE COLOMBIANO

BASAO EN Datos del HIMAT, 1984

sistemas deltaicos (Ranchería, Magdalena, Sinú, Atrato), formas y formaciones eólicas (en la Guajira y delta del Magdalena) y el cinturón plegado de Sinú-San Jacinto.

### **Los cambios del nivel del mar**

Para la comprensión de la dinámica actual del Litoral Caribe conviene describir los cambios generales del nivel del mar originados tanto en las fases orogénicas (principalmente del Terciario como por los cambios climáticos del Cuaternario, hechos que han marcado la evolución litoral.

Al final del Cretáceo y comienzos del Terciario el litoral estaba sumergido bajo el nivel del mar como lo muestran las formaciones marinas (hoy emergidas) de esa edad. Por lo tanto sólo emergían como islas algunas serranías de la Guajira, la Sierra Nevada de Santa Marta y parte de la serranía del Darién.

Luego de la òrogenia Caribe (Eoceno medio-Oligoceno), el mayor levantamiento del litoral (y en su conjunto continental) corresponde con la orogenia Andina del Plioceno; así, relativamente, el nivel del mar desciende dejando también emergidas las formaciones del Terciario superior (Castilletes, la Popa) y otras de edades anteriores. Esto implicó un crecimiento continental, llegando a un contorno similar al actual.

Aunque con menor intensidad, en el comienzo del Cuaternario continúa el levantamiento con la consecuente elevación de los litorales terciarios. El Pleistoceno se caracterizó por la sucesión de niveles bajos del nivel del mar (unos 100 m durante los periodos glaciales) separados por intervalos cortos de mayor nivel (interglaciales). Para el último glacial y glaciación se estima (Bowen, 1978) un nivel del mar 100 m inferior al actual. Con el comienzo del Holoceno el mar continúa subiendo hasta el óptimo térmico (6000 años A.P.) y el litoral disminuye en extensión.

En Colombia, las evidencias reportadas por Ochsenius (1981), Khobzi (1981) y por los resultados de este trabajo se identificaron varios niveles: 1 a 3 m, 4 a 6 m y 8 a 10 m. Los efectos se relacionan con una plataforma emergida como llanura costera durante la última glaciación, mayor extensión del litoral por lo menos 15 km al norte de la posición actual (Ochsenius, 1981) y las islas de San Bernardo y el Rosario eran parte del espacio continental.

En los últimos 2500 años se supone una estabilidad relativa del nivel del mar aunque con oscilaciones menores. Los cambios históricos más recientes se relacionan con la Pequeña Edad Glacial (1650-1850 A.D.) en que el nivel del mar desciende levemente y

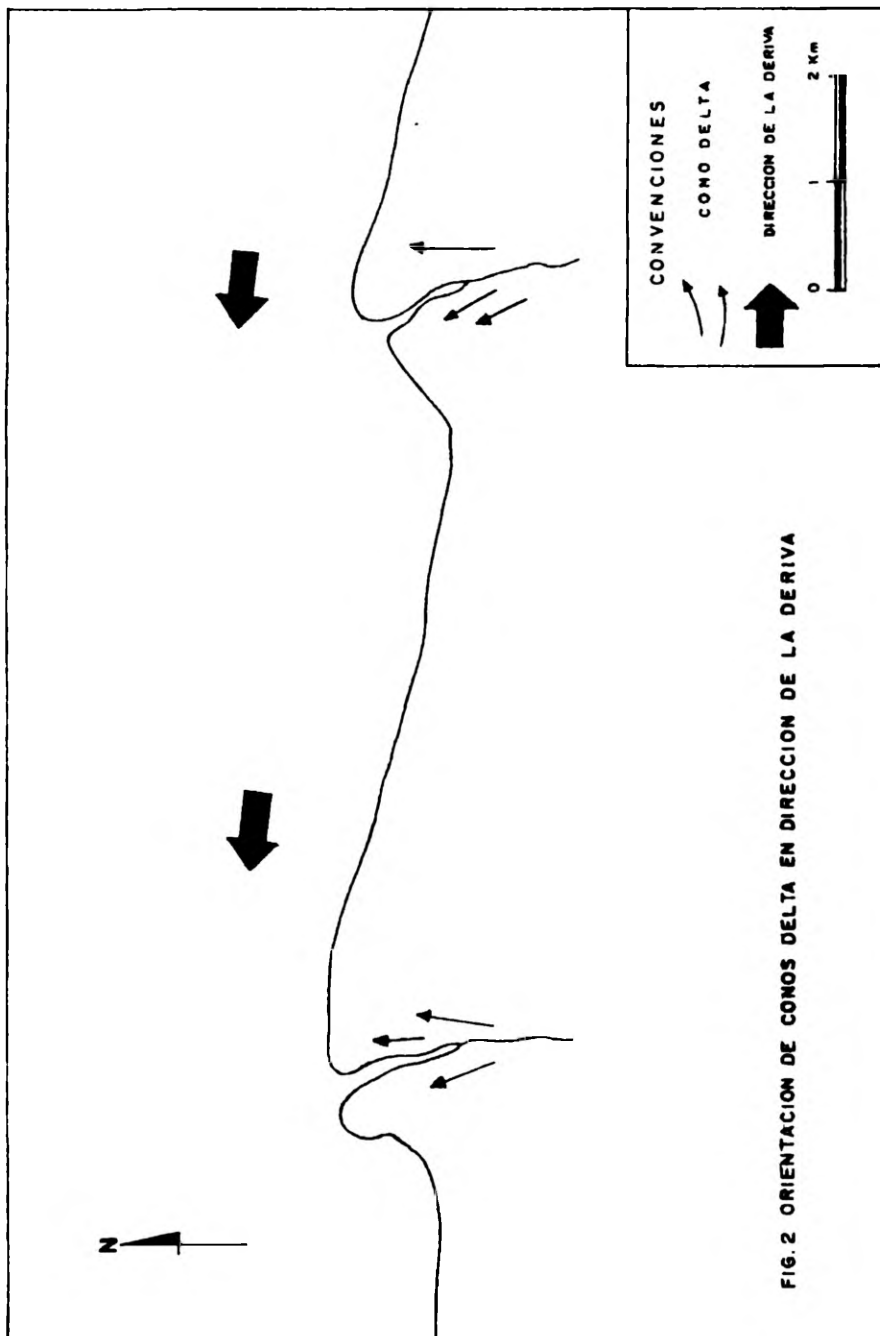


FIG. 2 ORIENTACION DE CONOS DELTA EN DIRECCION DE LA DERIVA

luego por la fusión rápida de los glaciares desde 1550 A.D. se aceleró el incremento en el ascenso del nivel del mar que vivimos actualmente.

El IPCC (1996) concluye que desde el año 1850 el nivel del mar ha subido unos 20 cm y que para el año 2030 el nivel se incrementaría en 18 o 20 cm más. En este evento transgresivo menor se centra este trabajo analizando los efectos (amenazas) de erosión litoral (retroceso de la línea de costa).

### **La Deriva Litoral**

La deriva litoral como transporte de sedimentos a lo largo de la línea de costa es uno de los procesos más importantes para explicar la morfología costera. En el Caribe, la deriva está en función de los vientos Alisios del noreste que generan corrientes y transporte de sedimentos paralelamente a la línea de costa con dirección suroeste.

Por deriva, se formaron grandes cordones litorales sucesivos de hasta 300 m de ancho que van en forma casi continua desde el Cabo de la Vela hasta cerca del delta del Ranchería, también en Puerto Colombia y Santa Marta (cordón de Salamanca). En la figura 2 se observa la orientación suroeste de los cono-deltas por acción de la deriva.

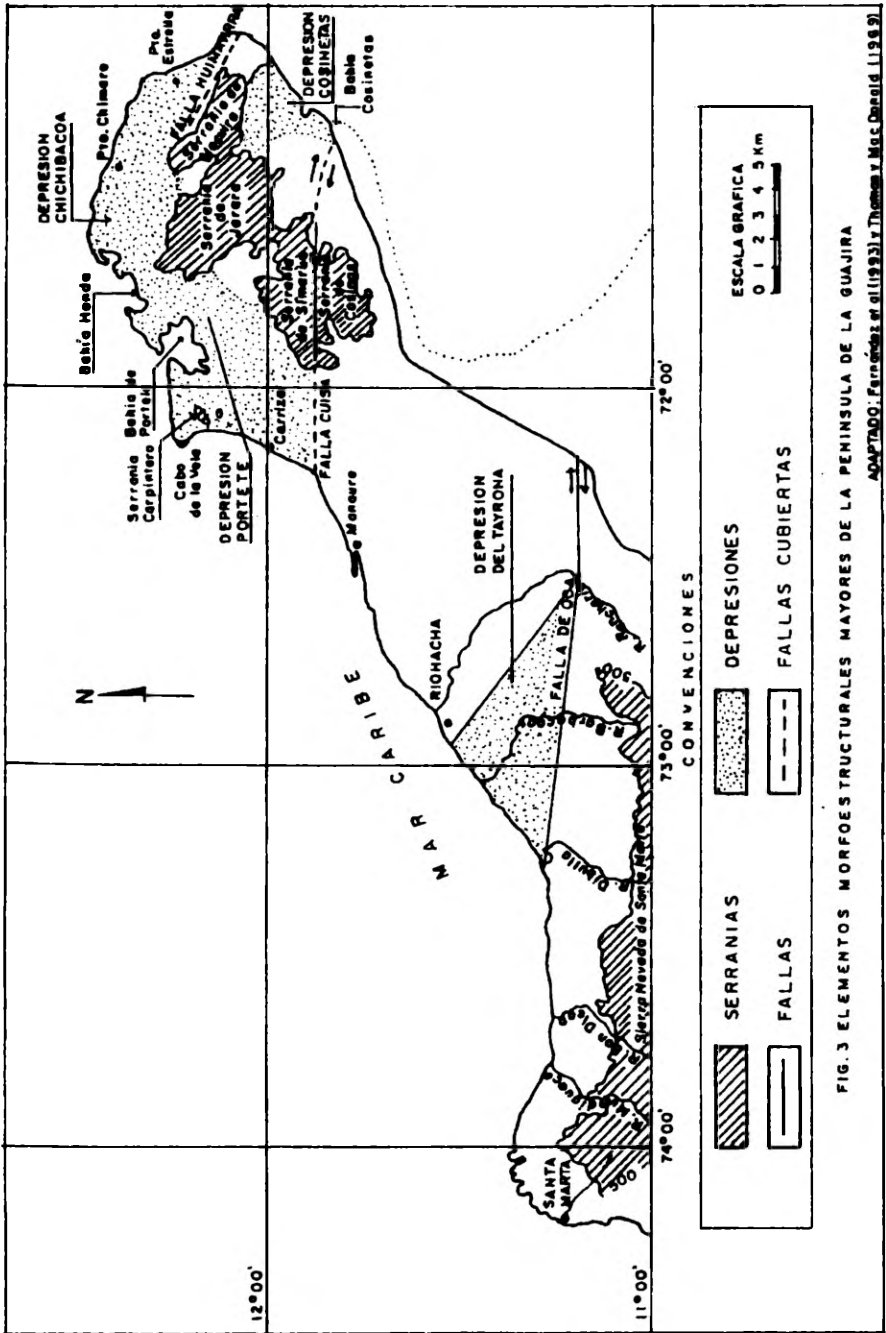
## **REGIONES MORFOESTRUCTURALES**

En el Caribe Colombiana los procesos morfodinámicos litorales y amenazas naturales asociadas son fuertemente influenciados por elementos estructurales regionales incluyendo: la morfoestructura, la actividad sísmica y el diapirismo. Se distinguen cinco grandes regiones en función del control estructural: la Península de La Guajira, las Estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta, el Cuenca Deltaica del Río Magdalena, el Cinturón Plegado del Sinú-San Jacinto y el Golfo de Urabá.

### **La península de la Guajira.**

Las geoformas sobresalientes son las serranías explicadas por el levantamiento de bloques diferenciados en el Mioceno formando horsts (Macuira, Jarara, Carpintero, Cosinas y Simaura) a lo largo de lineamientos de dirección noreste (Thomas & MacDonald, 1969) y separadas por las cuencas sedimentarias (grabens) de Chichibacoa, Cosinetas y Portete (Fig. 3).

La composición de las serranías jurásicas es metamórfica y granítica las del Cretáceo-Terciario. Alrededor de ellas y con los cambios del nivel del mar ocurrió la sedimentación de materiales calcáreos junto con los aportes de las serranías. Así, las formaciones terciarias están compuestas de calizas, areniscas y



shales arcillosos que fueron posteriormente deformados por los movimientos compresivos orogénicos. Tanto en las serranías como en las formaciones sedimentarias del Terciario inferior se han formado pedimentos de pendientes suavemente inclinadas en varios niveles.

Después de la orogenia Caribe (Terciario inferior), los depósitos del Terciario superior están representados por la formación Castilletes que bordea gran parte del litoral de la alta y media Guajira (Ingeominas, 1972). Esta formación tiene carácter residual con geoformas en mesetas y terrazas generadas por disección luego de la orogenia andina (Plio-Pleistoceno). La cobertura de estas formaciones son principalmente clastos de desagregación y pulimento cólico (reg).

### **Las estribaciones del macizo de la Sierra Nevada.**

Como el macizo litoral más alto del mundo y su levantamiento principal con la orogenia andina es también producto de la convergencia de las placas Suramericana y del Caribe y de los desplazamientos por las fallas de Santa Marta y Oca (Fig. 3(2)). El levantamiento continúa con menor intensidad en el Cuaternario.

La composición en el litoral varía de los granitos del Parque

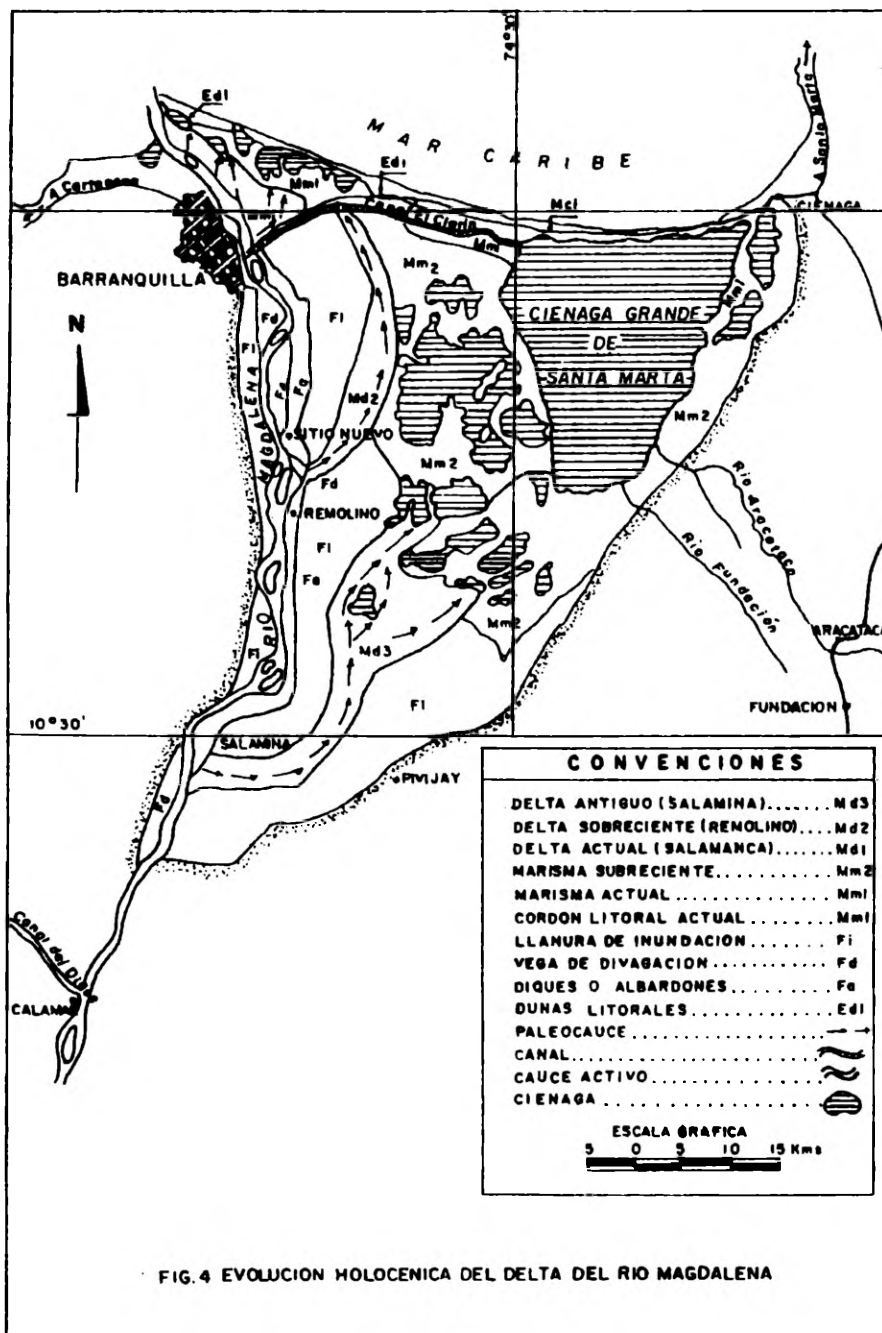
Tayrona a los esquistos del sector de Gaira. En las partes medias abundan las alteritas arenosas sobre los granitos y areno-limosas o limo-arcillosas sobre los esquistos con espesores alrededor de 10 m; por la pendiente ocurren movimientos en masa de tipo derrumbes y deslizamientos. El frente litoral se caracteriza por la presencia de acantilados interrumpidos parcialmente por pequeñas bahías en la desembocadura de las corrientes menores.

Por el efecto transgresivo y erosión marina (en general), los acantilados retroceden mediante la generación de desplomes. En el sector oriental, la red de drenaje no desemboca perpendicularmente al mar sino que se desvía al este o al oeste controlada tectónicamente y formando depósitos de origen aluvio-torrencial y aluvial (ríos Cañas, Palomino, San Salvador, Jerez, Piedras). También al este, se encuentra una formación deltaica aparentemente sinorogénica parcialmente sumergida y con afloramientos modelados en terrazas hasta de 10 m de altura.

### **Cuenca deltáica del río Magdalena**

Entre la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de San Jacinto se desarrolla la depresión del complejo deltaico del río Magdalena (Fig. 4) dentro de la cual el río Magdalena ha sufrido varios cambios de curso





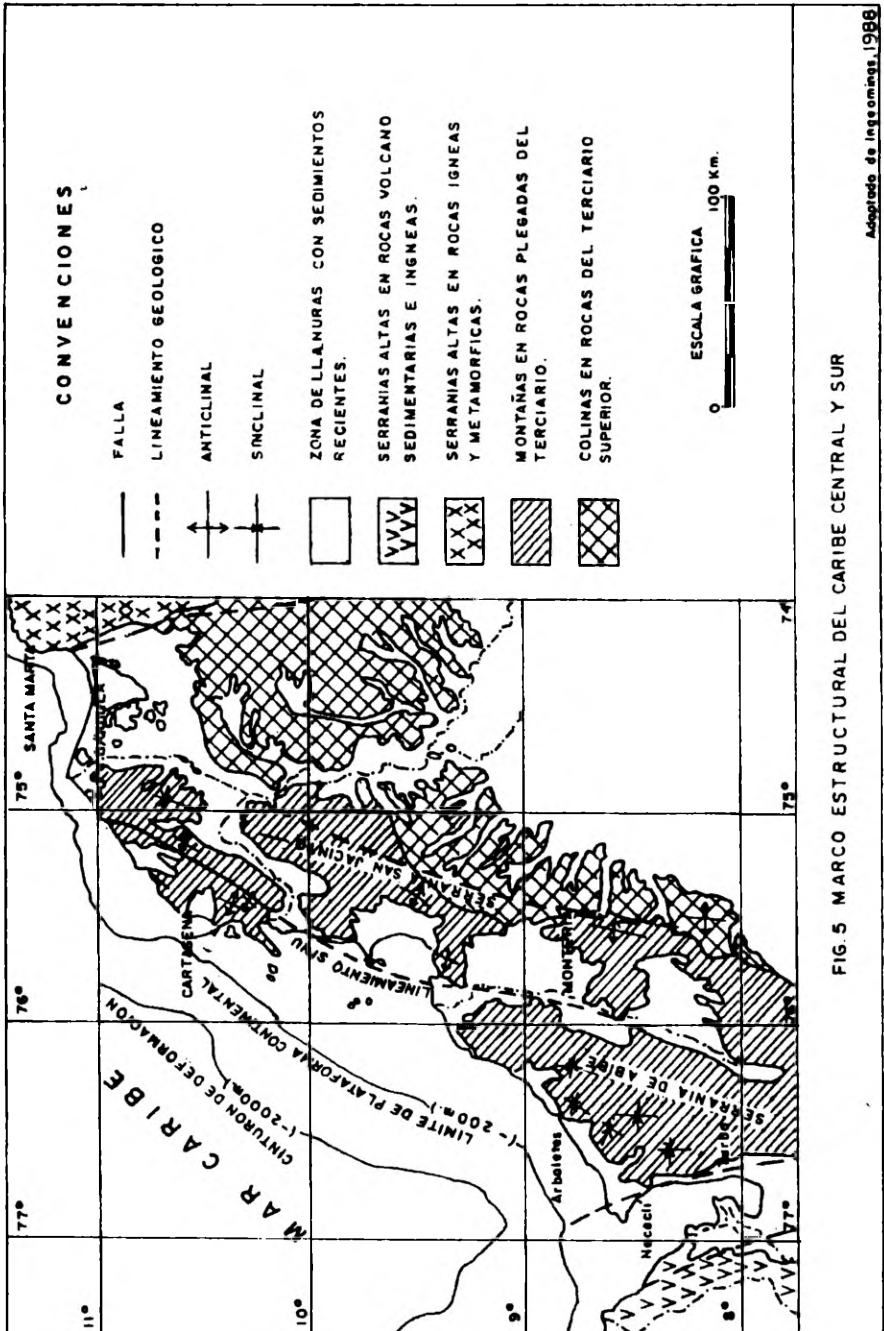


FIG. 5 MARCO ESTRUCTURAL DEL CARIBE CENTRAL Y SUR

Adaptado de Ingeominas, 1988

durante el ascenso del nivel del mar durante los periodos glaciales.

La última transgresión marina asociada a la última deglaciación dio paso a la formación de un cinturón de islas pequeñas que luego formaron el cordón de Salamanca y una incipiente Ciénaga Grande de Santa Marta (Weidemann, citado por Bernal, 1995). En el Holoceno superior, el río relleno progresivamente la depresión construyendo así el delta en varias etapas y con diferentes desembocaduras al mar (Fig. 4).

Actualmente, la progradación (crecimiento) del delta está limitada por la presencia de una plataforma continental estrecha, con un cañón submarino y por la erosión del oleaje. La canalización del río en su desembocadura también ha modificado la dinámica litoral.

### **El cinturón plegado del Sinú-San Jacinto**

En la figura 5 se muestran los componentes principales: serranías, valles aluviales, deltas y plataforma litoral.

Las serranías o sistema montañoso (Abibe-Las Palomas, San Jacinto, San Jerónimo y Luruaco) no exceden los 200 m de altitud y se organizan en "cinturones de acreción" plegados que se explicarían por la subducción de la placa Caribe (Duque, 1984; Etayo et

al., 1986; Kellog, 1995). Las geoformas se organizan en pliegues estrechos noreste-suroeste entre los que se desarrollan valles aluviales.

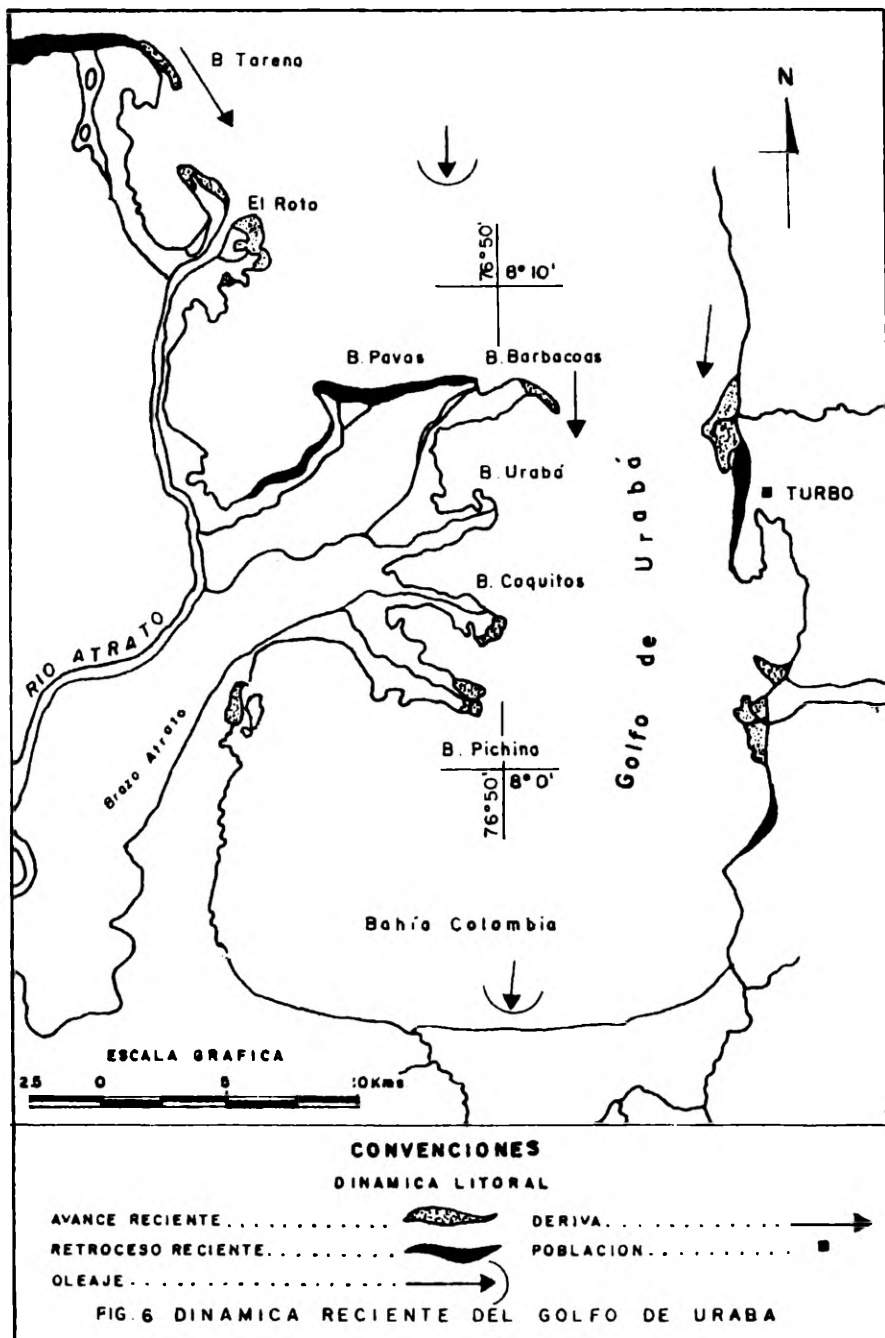
Se asume que la tendencia regional de las serranías es al levantamiento, aunque localmente pueda ocurrir subsidencia en zonas de falla. Interpretaciones hechas en el sector de Turbaco indicarían un levantamiento de 5 cm / 100 años para el sector.

Por erosión marina, son frecuentes las formas en acantilado cuando ocurren afloramientos litorales.

La presencia de diapiros (volcán) de lodo en el sector de Arboletes y la presencia de terrazas marinas a diferentes niveles sobre el litoral de Arboletes-Puerto Escondido (Page, 1982) señalan una actividad neotectónica importante en el área. En otros sectores (Canal del Dique-Golfo de Morrosquillo) es probable la ocurrencia de subsidencia (Page, 1982).

### **El golfo de Urabá**

Se trata de una entrada alargada del mar Caribe de más de 75 km con un ancho de 20 a 35 km que recibe las aguas de la cuenca del Atrato. Estructuralmente incluye tres bloques: la serranía de Abibe-Las Palomas, la serranía del Darién y el valle del río Atrato (Fig. 6).



Al oriente afloran rocas sedimentarias marinas plegadas principalmente turbiditas y algunos conglomerados del Terciario. Se destacan algunas terrazas marinas y cordones litorales recientes y numerosos volcanes de lodo, con indicios de levantamiento tectónico reciente (Page, 1982).

En la serranía del Darién predominan las rocas ígneas (intrusivas y volcánicas y corteza oceánica obducida).

En el bloque central se acumulan los sedimentos fluvio-lacustres poco consolidados. La revisión cartográfica histórica y la interpretación de imágenes y aerofotos señalan pocos cambios en la morfología del delta del Atrato y del golfo. Esto indicaría una subsidencia activa.

### **La actividad sísmica regional**

La distribución de los eventos sísmicos registrados histórica e instrumentalmente en la costa del Caribe colombiano (Ramírez, 1975) permite sectorizarla en norte, central y sur, mediante la agrupación de los eventos en función de la frecuencia e intensidad. La información más reciente proveniente de la Red Sismológica Nacional de Colombia -RSNC- con una mejor precisión, aunque señala cierta dispersión de eventos, confirma esta tendencia (Ingeominas, 1995).

El sector norte, correspondiente a la Guajira y la Sierra Nevada de santa Marta se distingue por una concentración de eventos sísmicos a lo largo del sistema de la falla de Oca y la serranía de Perijá, además de otros eventos dispersos en la plataforma continental.

Aunque a nivel nacional la intensidad sísmica puede clasificarse como baja de acuerdo con el inventario de Ramírez (1975), en años recientes se aprecia una mayor actividad de eventos de magnitud intermedia y baja con profundidades superficiales asociadas a los sistemas tectónicos mencionados, detectados gracias a las mejoras en la cobertura de la Red Sismológica Nacional de Ingeominas.

La interpretación preliminar de esta actividad indica una deformación tectónica acorde con el movimiento dextro-lateral de la falla de Oca, asociado al desplazamiento hacia el oriente de la península de la Guajira con la placa del Caribe. La actividad sísmica próxima a la serranía de Perijá, poco importante para la zona costera, está probablemente asociada a fallamiento inverso en la zona frontal de este bloque montañoso.

El sector central, dominado por rocas sedimentarias plegadas de los cinturones de san Jacinto y Sinú, se caracteriza generalmente por una actividad sísmica baja y dispersa. De acuerdo con el registro histórico

(Ramírez, 1975), la actividad sísmica es muy baja, con solo tres eventos registrados durante los últimos cuatro siglos. Otra expresión de la actividad tectónica en esta zona son los diapiros o volcanes de lodo, que existen tanto en el continente como en la plataforma submarina (Duque-Caro, 1984; Vernet, 1985).

Sin embargo, el registro moderno de la RSNC modifica parcialmente esta apreciación al señalar varios eventos de distribución dispersa durante los últimos años. Más recientemente, dos eventos sísmico sacudieron levemente la costa central del Caribe con epicentro en el mar Caribe al norte de Cartagena, ocurrido en el mes de Junio de 1998 con magnitud de 4.8 y 6.0 grados en la escala de Richter. Estos eventos son probablemente los sismos más fuertes de la historia reciente de la región central del Caribe colombiano.

En el sector sur, correspondiente al golfo de Urabá y la serranía del Darién, existe nuevamente una concentración significativa de eventos sísmicos, en general asociados con el sistema de fallas de Uramita-Murindó, la serranía del Darién y el valle inferior y medio del río Atrato. La información compilada por Ramírez (1975) señala una moderada actividad sísmica para esta zona. La información reciente de la RSNC también destaca esta tendencia,

llamando la atención sobre varios eventos de magnitud media y fuerte, algunos superiores a 5 grados en la escala de Richter (Ingeominas, 1995).

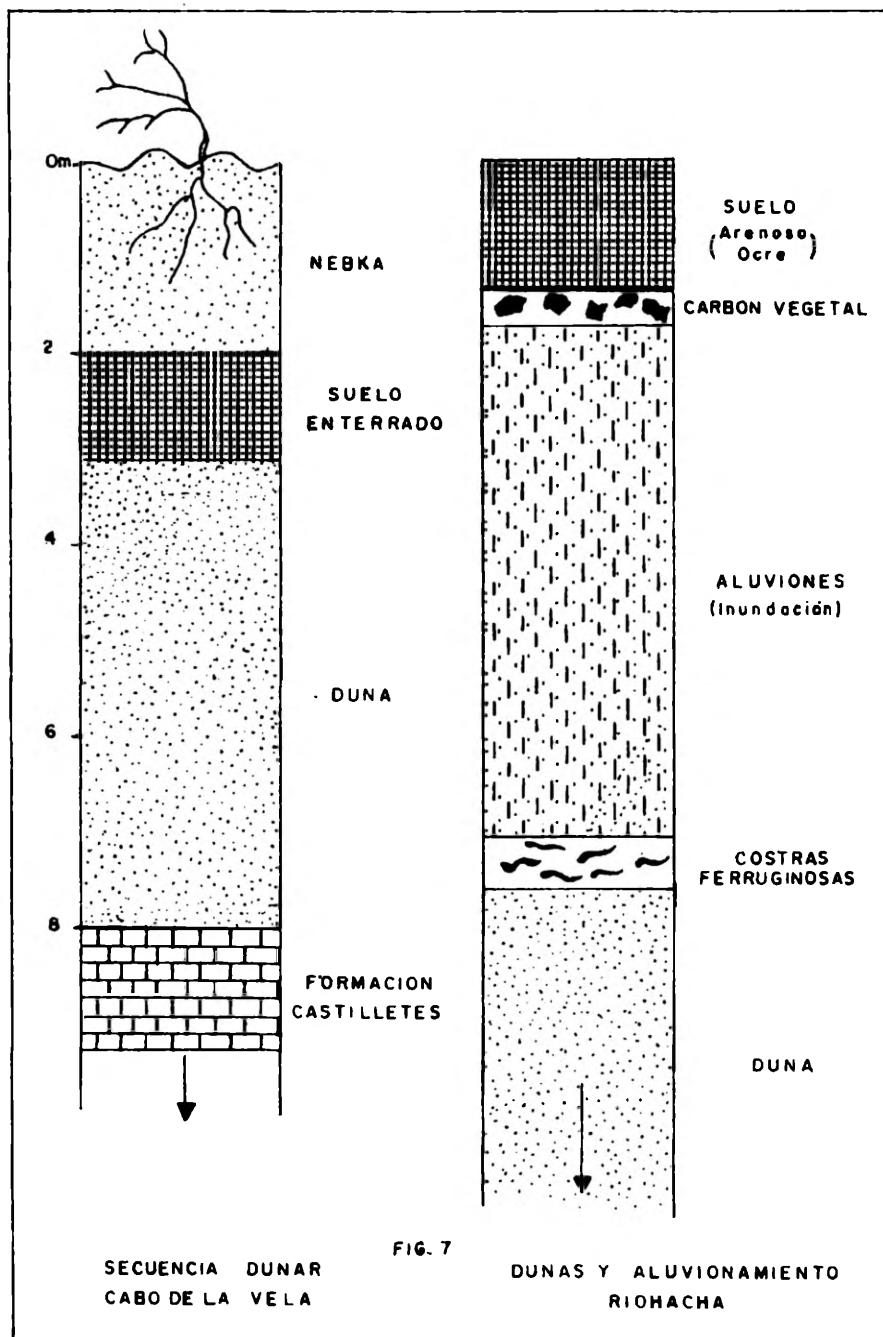
Las consideraciones estructurales regionales permiten asumir una tendencia de levantamiento, aunque con la posibilidad de subsidencias locales relacionadas con zonas de falla como el sistema Oca al norte y Urabá al sur.

La presencia de volcanes de lodo a lo largo del litoral La Rada-Arboletes y de terrazas marinas a diferentes niveles sobre el litoral Arboletes-Puerto Escondido señalan actividad neotectónica importante para el sector, aunque estos procesos no pueden generalizarse.

Igualmente, al noreste de la Sierra Nevada de Santa Marta se identifican pequeños desplazamientos (de algunos centímetros) en conos y terrazas del Cuaternario reciente que indican una neotectónica activa, en este caso relacionada con el desplazamiento de bloques a lo largo de la falla de Oca.

## **MORFODINAMICA REGIONAL**

Se Incluye aquí la dinámica eólica, aluvial y litoral que definen las formas y formaciones del litoral Caribe colombiano.



Cuadro 1. Ambiente Eólico

AMBIENTE	UNIDAD	SUB-UNIDAD	MODELADO		PROCESOS	USO Y COBERTURA	AMENAZA
			FORMAS DOMINANTES	FORMACIONES SUPERFICIALES			
E	Campo de Dunas	Dunas actuales a sub-recientes -Ed1-	Parabólicas, longitudinales y nebkas.	Arenas finas	Deflación-acumulación y destrucción de dunas asociada con el retroceso de playas	Vegetación herbácea baja y muy rara.	Obstrucción de caminos y destrucción de viviendas. Limitación de algunas actividades (movilización) por tormentas de arena.
			Ondulado [convexo-cóncavo], longitudinales y parabólicas.		Escurremiento difuso y concentrado en los corredores interdunales.	Materral ralo con poca cobertura herbácea y sobrepastoreo.	Pérdida de suelos.
L	Complejo eólico	Complejo Eólico actual a subreciente -Ec1-	Dunas longitudinales, parabólicas y alvéolos de corrosión.	Arenas finas y gruesas [gravillas]	Deflación fuerte [tormentas de arena]-acumulación.		Obstrucción de caminos. Limitación de algunas actividades (movilización) por tormentas de arena.
			Plano, ligeramente disectado.	Dominantemente arenas finas.	Escurremiento concentrado en surcos. Saltación.	Arbustos usados localmente para obtener carbón vegetal.	Degradación de suelos.
I	Complejo eólico	Complejo Eólico actual a subreciente -Ec1-	Dunas longitudinales, parabólicas y alvéolos de corrosión.	Arenas finas y gruesas [gravillas]	Deflación fuerte [tormentas de arena]-acumulación.		Obstrucción de caminos. Limitación de algunas actividades (movilización) por tormentas de arena.
			Plano, ligeramente disectado.	Dominantemente arenas finas.	Escurremiento concentrado en surcos. Saltación.	Arbustos usados localmente para obtener carbón vegetal.	Degradación de suelos.
C	Complejo eólico	Complejo Eólico actual a subreciente -Ec1-	Dunas longitudinales, parabólicas y alvéolos de corrosión.	Arenas finas y gruesas [gravillas]	Deflación fuerte [tormentas de arena]-acumulación.		Obstrucción de caminos. Limitación de algunas actividades (movilización) por tormentas de arena.
			Plano, ligeramente disectado.	Dominantemente arenas finas.	Escurremiento concentrado en surcos. Saltación.	Arbustos usados localmente para obtener carbón vegetal.	Degradación de suelos.
O	Complejo eólico	Complejo Eólico actual a subreciente -Ec1-	Dunas longitudinales, parabólicas y alvéolos de corrosión.	Arenas finas y gruesas [gravillas]	Deflación fuerte [tormentas de arena]-acumulación.		Obstrucción de caminos. Limitación de algunas actividades (movilización) por tormentas de arena.
			Plano, ligeramente disectado.	Dominantemente arenas finas.	Escurremiento concentrado en surcos. Saltación.	Arbustos usados localmente para obtener carbón vegetal.	Degradación de suelos.



### **El ambiente eólico**

En el litoral Caribe se identificaron modelados eólicos en el cordón de Salamanca y al sur de Barranquilla aunque de menor extensión en comparación con los de la península de la Guajira. Se definieron dos categorías: modelados (formas y formaciones superficiales) heredados de condiciones desérticas anteriores (no exclusivamente litorales) y, de otra parte, dunas litorales.

Las dunas y los mantos eólicos de la Guajira son de los tipos parabólico y longitudinal de 3 a 5 m de altura relativa y podrían haberse desarrollado a una altura sobre el nivel del mar superior a 80 m. Según Khobzi (1981) las condiciones desérticas han imperado durante el Pleistoceno en fases sincrónicas con los periodos glaciales. Con la transgresión holocena y suponiendo un litoral más extenso que el actual, parte de las formaciones eólicas quedaron sumergidas y los modelados que hoy reconocemos están ubicados hasta alturas de 5 m.

Las dunas y mantos eólicos aparecen recubiertos con un suelo con notorio contenido de materia orgánica (Fig. 7), hecho que señala un cambio hacia un clima húmedo y una abundante cobertura vegetal. Actualmente, las condiciones bioclimáticas son subdesérticas y sobre los suelos citados se desarrollan nuevos micromodelados

eólicos actuales con dunas del tipo nebkas (Fig. 7).

En cuanto a los modelados eólicos litorales, solo se habrían empezado a formar luego del máximo ascenso del mar, es decir en el Holoceno superior.

En el cuadro 1, se caracterizan y clasifican cronológicamente los modelados eólicos y se definen las amenazas. Al respecto, en el extremo noreste de la Guajira se evidencian reactivaciones de los modelados eólicos heredados. Tal reactivación está, al parecer, con una mayor intensidad de los vientos en las últimas décadas con registros máximos medios de junio a agosto. Otro factor que facilita la reactivación eólica es la disminución de la cobertura vegetal (matorral espinoso) debido a formas de intervención como quemas y sobrepastoreo.

La incidencia fuerte de los vientos causa otros problemas (amenazas): limita las actividades de pesca artesanal, bloquea con depósitos de arena los carretables y puede levantar los techos de las viviendas. En algunos casos, poblados al norte de Puerto López (frontera con Venezuela) han sido abandonados en parte por esta razón. Además, las tormentas de arena dificultan las diversas actividades de los habitantes. Los efectos eólicos disminuyen

progresivamente hacia el suroeste de la Guajira.

### **El ambiente aluvial**

El litoral recibe los aportes aluviales de algunos ríos importantes de Colombia como el Atrato, Sinú, Magdalena y otros menores como Canalete, San Juan, Palomino, Ranchería, Tolo, Acandí, Turbo y Mulatos. Estos sistemas aluviales construyen junto al litoral valles aluviales, terrazas, vegas inundables y conos y contribuyen a la formación de los deltas.

Los descensos del nivel del mar han obligado a los ríos a entallar sus cauces y valles (regresión), mientras que en las fases transgresivas los cauces se colmatan tratando de elevar el nivel de base, así resultan entonces las formas fluvio-marinas recientes.

En este trabajo se encontró que los distintos niveles de las geoformas aluviales son correlativas de las variaciones recientes eustáticas del nivel del mar y menos debido a cambios tectónicos. Tal es el caso de las terrazas aluviales de 3 y 4 m sobre el nivel del mar actual que corresponden al óptimo térmico holoceno (5000 a 2500 años A.P.)

El evento transgresivo menor del último siglo y medio ha contribuido al represamiento de la parte inferior de los sistemas aluviales y deltaicos reduciendo los

aportes de materiales para la formación de playas. Consecuentemente, la disminución del gradiente hidráulico y aumento de la tendencia de colmatación y desbordes en la parte inferior de los valles. Por la misma razón, la tendencia al ascenso eleva el nivel freático y represa los sistemas de alcantarillados en las ciudades litorales (Turbo, Cartagena, El Rodadero y Riohacha) creando problemas ambientales.

Algunas formas y formaciones especiales se describen a continuación.

### *Conos*

Entre los conos recientes se destacan los de dinámica aluviotorrencial que forman planos inclinados y están compuestos por materiales heterométricos asociados con los ríos que bajan de la parte alta de la Sierra Nevada. Al noreste de la Sierra aparece una serie de conos coalescentes de los ríos Tapias, Curual, Jerez, Maluisa, Mingueo y Rincón Mosquito y relacionados con la trampa de sedimentos que forma el sistema de falla de Oca (Fig. 2) lo que significa un menor aporte de sedimentos al litoral para la formación de cordones y playas. Otros conos similares se encuentran al oeste de la Sierra. El uso agropecuario de los conos está llevando a la degradación de suelos por truncamiento.

Entre los conos recientes se destacan los coluvio-aluviales asociados a corrientes menores de la parte baja de la Sierra Nevada, de las serranías costeras (Fig. 8) y también entre Barranquilla y el canal del Dique. Por su menor pendiente y sedimentos finos, son aprovechados principalmente en labores agrícolas. En ellos el escurrimiento superficial concentrado es activo y produce disección.

Otros conos se clasificaron como subrecientes a antiguos y se caracterizan por estar disectados y sobre ellos se han desarrollado (superpuesto) otras formas (Fig. 9).

#### *Terrazas Aluviales*

Son acumulaciones aluviales a varios niveles correspondientes con un nivel de base (marino) más elevado del Holoceno medio a superior y luego disectadas por la profundización del drenaje (Fig. 10-11).

Las terrazas subrecientes se encuentran principalmente al noreste de la Sierra Nevada, en el bajo Magdalena y otras entre Puerto Escondido y el golfo de Urabá. Las terrazas antiguas, con ubicación similar a la anterior, aparecen disectadas (en posición residual) y casi no soportan suelos para la producción agropecuaria, pues han sido erosionados.

En cuanto a las vegas aluviales,

como depresiones inundables de divagación de los ríos están conformadas por sedimentos finos hasta arenas. Se difieren por su tamaño, siendo mayores las de los ríos Magdalena, Sinú y Atrato.

Las vegas junto con los cauces abandonados (y otras formas de la llanura aluvial) son las más sensibles a los cambios del nivel de base. En el presente y por efecto del evento transgresivo, la tendencia general de la dinámica aluvial de la parte baja de los valles es a la sedimentación y aumento en las posibilidades de desborde e inundación.

Los sistemas aluviales inmediatos al litoral se caracterizan por la presencia de ciénagas; algunas de ellas están evolucionando por sedimentación hacia la formación de pantanos, como algunas junto al río Magdalena, Canal del Dique y Sinú.

Otras ciénagas, de forma más cóncava, constituyen un sistema de amortiguación más eficiente para los cambios en el río, aunque el proceso dominante es la sedimentación y eutroficación. En la región de Urabá se localizan varias ciénagas permanentes (Marimonda, Salado, Unguía y Maniagua). Las ciénagas salobres están localizadas en los niveles subrecientes y actuales de los deltas del Magdalena, canal del Dique, Sinú y Atrato, siendo la ciénaga Grande de Santa Marta la mayor del litoral. En este caso la subsidencia por compactación de los

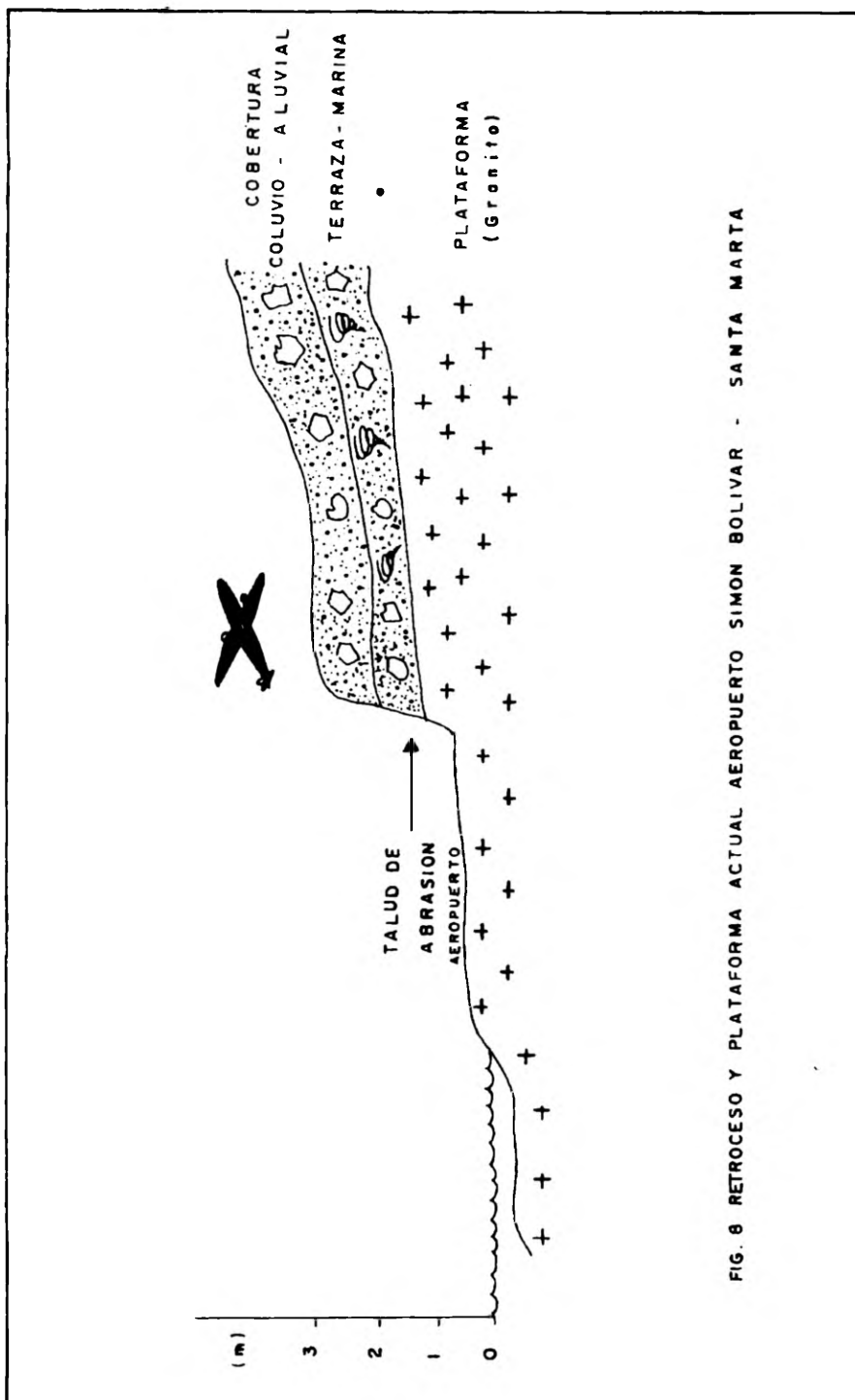


FIG. 8 RETROCESO Y PLATAFORMA ACTUAL AEROPUERTO SIMON BOLIVAR - SANTA MARTA

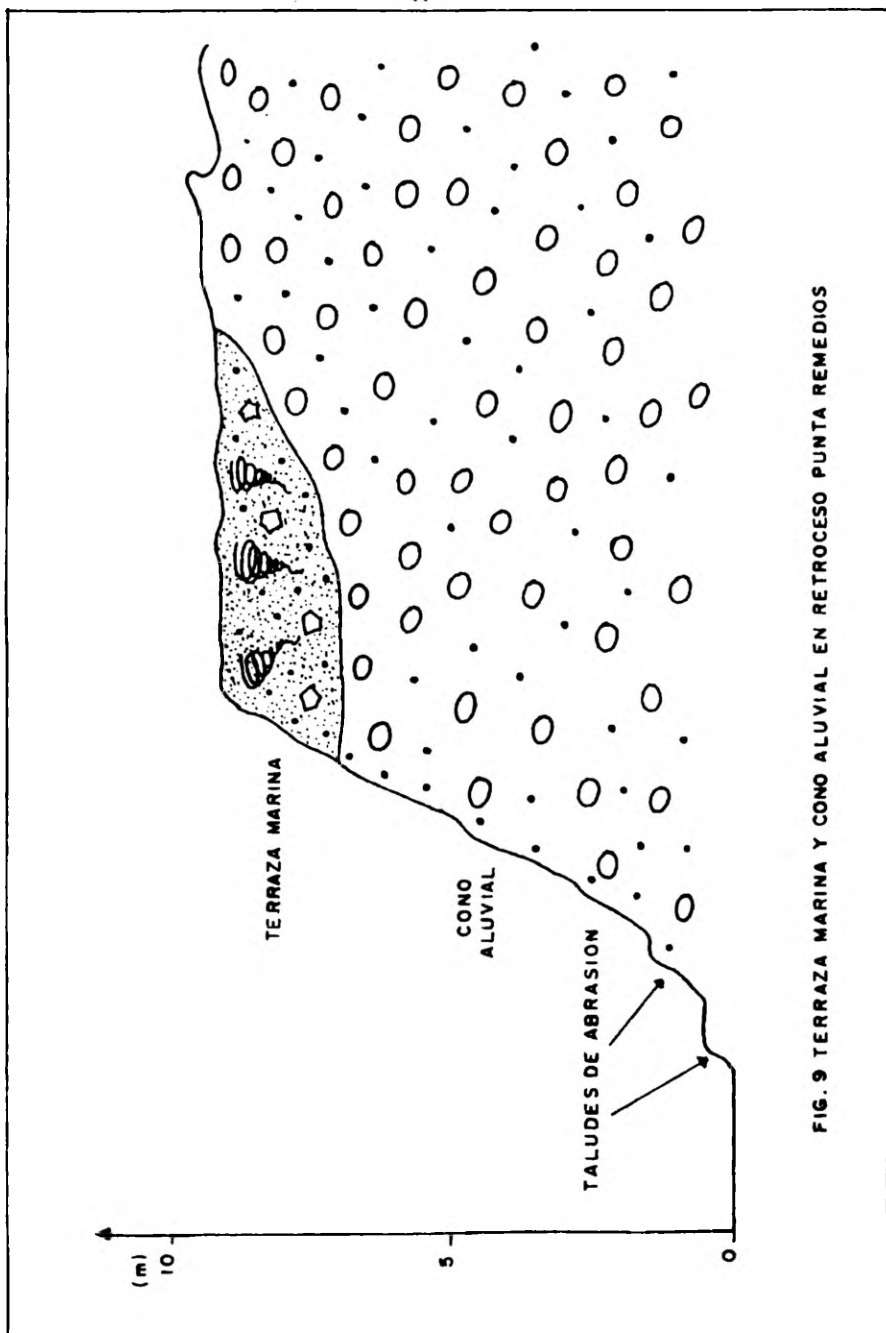


FIG. 9 TERRAZA MARINA Y CONO ALUVIAL EN RETROCESO PUNTA REMEDIOS

sedimentos explica en parte la permanencia de estos cuerpos de agua.

La mayor amenaza para las ciénagas está dada por el aumento de la salinización a causa de la interrupción o limitación del flujo de aguas del río y del mar (construcción de diques, cierre de caños).

### **El ambiente litoral**

Por la interacción de los factores oceánicos y continentales, el ambiente litoral es más diverso y complejo. La morfoestructura está controlada por macizos y serranías en los que se desarrollan los acantilados. Adicionalmente se caracterizan por la formación de cabos, puntas rocosas e islotes; estos últimos como formas relictuales de la erosión del sustrato en el proceso de formación de plataformas. Paralelamente se constituyen otros ambientes como las bahías (Cartagena, Honda, Portete) y golfos como Urabá.

Las fosas de sedimentación son producto del control estructural donde se identifican los cordones de playa, playas, marismas, salares, deltas y bahías. En cuanto a los cordones, éstos son representativos en Salamanca, golfo de Morrosquillo y sur del Cabo de la Vela.

El oleaje conduce a la formación de acantilados, plataformas de abrasión, playas y cordones. La

deriva impacta los sistemas aluviales en la formación de deltas desviando algunos al suroeste.

Los cambios recientes del nivel del mar han sido preponderantes en la formación de plataformas, terrazas marinas y arrecifes coralinos. Algunas de estas geoformas se encuentran entre 2 y 4 m por encima del nivel del mar (Fig. 8-9-10).

Por lo anterior, la actual línea de costa debe considerarse como transitoria en relación con el actual evento (menor) transgresivo por lo que tiene tendencia general al retroceso. Este fenómeno es más intenso donde hay sedimentos poco consolidados como en los cordones litorales, marismas, deltas y terrazas.

Ocurre también que por efecto del retroceso de la línea de costa se erodan los fondos de las marismas y los sedimentos orgánicos son incorporados a las aguas litorales aumentando la productividad; de otra parte, la amenaza consiste en la disminución de tierras para la vivienda o el pastoreo. Ejemplos al respecto son evidentes especialmente en la Guajira: Camarones, parque los Flamencos, salinas de Manaure y San Juan y delta del río Ranchería.

Sin embargo, en algunos sectores se desarrollan plataformas coralinas someras (1 a 10 m) que amortiguan el oleaje y reducen

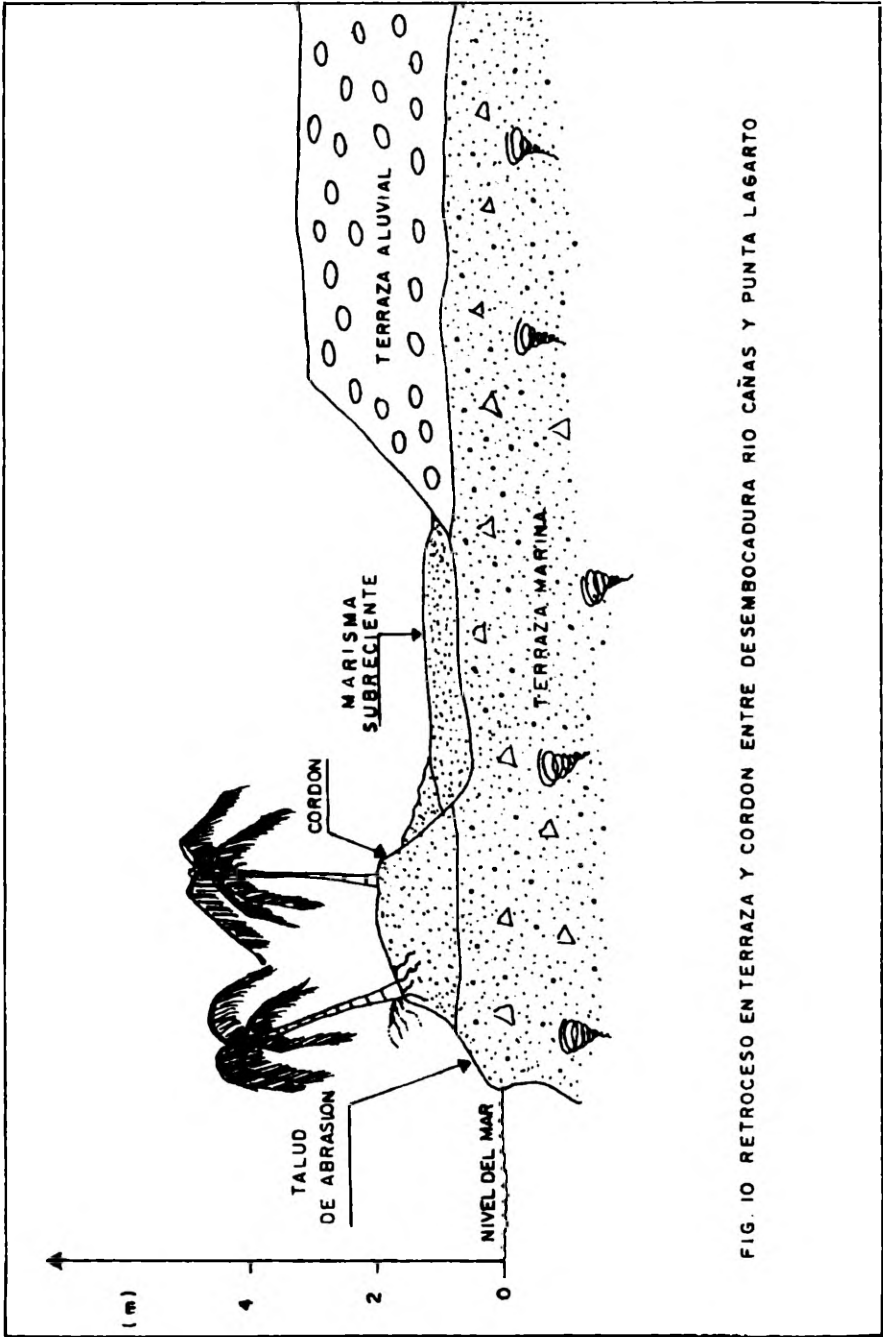


FIG. 10 RETROCESO EN TERRAZA Y CORDON ENTRE DESEMBOCADURA RIO CAÑAS Y PUNTA LAGARTO

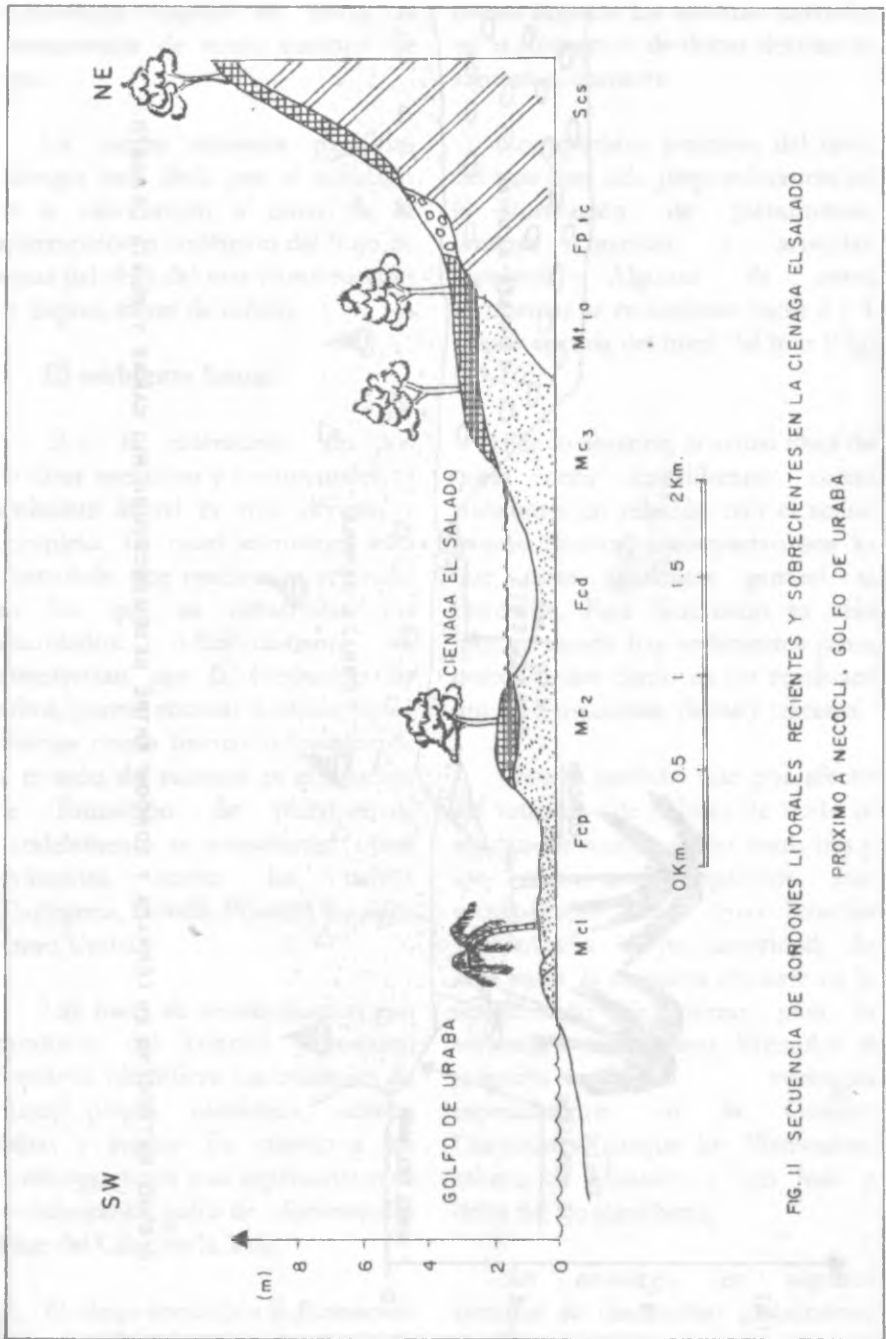


FIG. II SECUENCIA DE CORDONES LITORALES RECIENTES Y SOBRECIENTES EN LA CIENAGA EL SALADO PROXIMO A NECOCLI, GOLFO DE URABA



parcialmente la erosión costera (el Darién, Barú, San Bernardo y Tayrona).

Todas las geoformas litorales fueron clasificadas cronológicamente en actuales, subrecientes y antiguas.

En relación con los cordones actuales la dinámica se proyecta hacia su destrucción por erosión (Fig. 11) y avance (transgresión) delmar hacia las marismas subrecientes o hacia otras geoformas ubicadas atrás.

Los cordones al lado y lado de la desembocadura del Magdalena se deben a los aporte aluviales y su redistribución por deriva. Una forma de inestabilidad se debe a la construcción de los tajamares de Bocas de Ceniza, lo que genera un déficit en la alimentación de los cordones en el sector de Puerto Colombia (retroceso).

Los cordones subrecientes (2 a 4 m sobre el nivel del mar) son en general del Holoceno medio. Su cobertura herbácea o arbustiva permite el escurrimiento superficial, a veces la formación de nebkas por el viento e incluso erosión por oleaje cuando ya no existen los cordones recientes.

Los sectores litorales en que son representativos los cordones subrecientes están entre la marisma de Umakaha y el cabo de la Vela en

la Guajira, frente a la ciénaga de Mallorquín y el golfo de Morrosquillo, delta del Sinú y sectores de Arboletes, Mulatos y bahía Colombia.

Las marismas son espacios transicionales donde ocurre sedimentación marina y continental con aportes de agua dulce y flujo y reflujo de agua salada. En el litoral Caribe el proceso general relacionado con el ascenso del nivel del mar y su extensión lateral incide en la reactivación de marismas subrecientes con remoción de fondos que implica mayor aporte de materia orgánica a las aguas litorales.

Las marismas caracterizan el litoral en el golfo de Urabá, punta Arenas, delta del Sinú, golfo de Morrosquillo y localmente en sectores entre Barú y Barranquilla. Otro sector con abundantes marismas es el del río Ranchería hasta el cabo de la Vela. Unas marismas residuales con manglares como las anteriores aparecen en el noreste de la Guajira en la bahías de Portete, Hondita, Cosinas y Tukakas.

En general, en la Guajira el proceso dominante es la remoción de fondos con la desaparición de las marismas recientes y subrecientes o la reactivación de algunas subrecientes.

Algunas marismas carecen de vegetación y presentan salares

especialmente en la Guajira y con algunos casos en el sector Arboletes-Puerto Colombia (Fig. 13(58) y en el noreste de la ciénaga Grande de Santa Marta.

Las marismas actuales constituyen, en general, espacios utilizados como salinas (Galerazamba, Manaure y San Juan). Las salinas del norte y noreste de la Guajira se encuentran fuera de uso debido a la sedimentación por los aportes que el escurrimiento trae de las serranías.

Otras marismas recientes han sido rellenadas artificialmente para la expansión urbana como en el sector industrial de Mamonal (Cartagena), donde, además, ocurre una compactación en materiales inestables.

Los deltas constituyen un complejo de geoformas producto de la interacción de los procesos marinos y fluviales. Los deltas incluyen cordones litorales, marismas y diques y se relacionan principalmente con los ríos Atrato, Sinú, canal del Dique, Magdalena y Ranchería.

Los deltas recientes de los ríos Turbo y Sinú presentan crecimiento acelerado debido probablemente al gran aporte de sedimentos aluviales por la tala de sus cuencas. El caso de mayor progradación está en el delta del río Sinú (Tinajones) con 0.5 km / año desde 1938 al presente. En

cambio, en el delta del Ranchería se detecta erosión aunque no generalizada al igual que en los cono-deltas de los ríos que descienden de la Sierra Nevada.

La tendencia general es a la erosión (retroceso) de deltas con excepción del Magdalena, Sinú y Atrato.

Los arrecifes coralinos e encuentran en áreas de fondo marino somero con acceso a la luz y con escaso o ningún aporte de sedimentos aluviales. Aparte del valor ecológico, los arrecifes coralinos funcionan como barrera natural a los frentes de oleaje disminuyendo la erosión sobre la línea de costa.

La formación de arrecifes recientes corresponde con un nivel de terraza marina actual de origen coralino y se encuentran en la costa del Darién, islas de San Bernardo, isla Fuerte, isla Barú, islas del Rosario, Tierrabomba y en el parque Tayrona.

#### *Terrazas marinas*

Son las geoformas más sobresalientes del litoral y son correlativas principalmente de los cambios eustáticos del nivel del mar y también los organismos coralinos participan en su construcción.

Algunas terrazas recientes son de abrasión y se encuentran en el

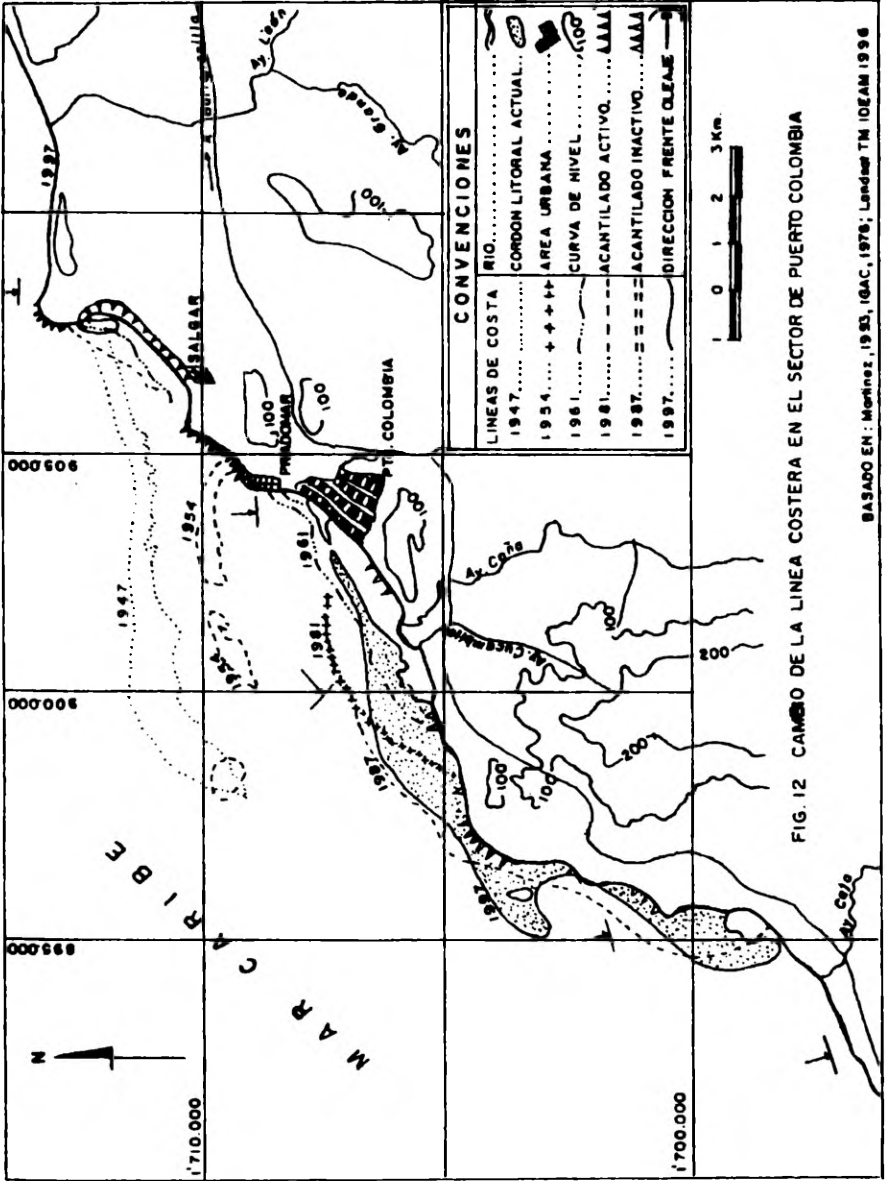


FIG. 12 CAMBIO DE LA LINEA COSTERA EN EL SECTOR DE PUERTO COLOMBIA

BASADO EN : Morfinez, 1953, IGAC, 1976; Landuse TM IDEAM 1996

cabo de la Vela y en la Sierra Nevada. Las más antiguas se encuentran en el extremo norte de la Guajira talladas en las formaciones terciarias.

Las terrazas de acumulación recientes (Holoceno medio) se ubican entre Moñitos y Broqueles, Arboletes a Mulatos, al norte de Galerazamba, Necoclí-Turbo y también al sur del cabo de la Vela. Están compuestas por 2 a 4 m de arenas, gravillas y localmente con depósitos coluvio-aluviales. El proceso dominante es la destrucción del borde por oleaje con retroceso de la línea de costa.

Otros niveles de terrazas de acumulación son más antiguas y tienen cobertura calcárea no consolidada. Se trata de fragmentos relacionados con un nivel del mar más alto ubicados al sur de Puerto Colombia, entre Camarones y Dibulla y norte de la Guajira. En estas terrazas el proceso dominante es el escurrimiento concentrado. Para el caso de Dibulla, el retroceso en la terraza fue medido y se encontró un promedio de 1 m / año para las tres últimas décadas.

## **RETROCESO Y ACRECIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA.**

La línea de costa del Caribe colombiano muestra un retroceso generalizado que se atribuye al avance del mar (episodio transgresivo menor) y éste a su vez

relacionado con el incremento del nivel del mar de unos 20 cm en los últimos 150 años. Otras causas se relacionan con la erosión marina natural y también por efectos inducidos antrópicamente.

El retroceso de la línea de costa está relacionado parcialmente con un evento global transgresivo menor iniciado a mediados del siglo pasado, al finalizar la Pequeña Edad Glaciar. Este evento se incluye dentro de uno mayor que es la transgresión holocénica (Bird, 1996), que alcanzó su máxima expresión hace 5000 o 6000 años durante el último óptimo climático. La información actual disponible indica un ascenso de 18 a 20 cm para los últimos 150 años (Davis, 1996), con tendencia al incremento de las tasas de ascenso para el próximo siglo (Gornitz, 1995) con causalidad agregada por impactos antrópicos.

Así, el retroceso generalizado de la línea de costa en el litoral Caribe hace parte de un fenómeno global, que en la actualidad causa el retroceso del 70 % de las playas arenosas del mundo (Bird, 1995). El CNRS (1989) reporta para las playas bretonas pérdidas de hasta 100 m para los últimos 200 años con aceleración del proceso desde 1975 que llega hasta los 4 m / año.

Estudios multitemporales de la costa pacífica de Oregon y California (USA) señalan un retroceso variable entre 0 y 3 m /

año durante este siglo, dependiendo de la resistencia de la roca y la exposición al oleaje (Griggs & Savoy, 1985; Rice, 1983).

La existencia de una cobertura aerofotográfica multitemporal de gran parte del litoral Caribe colombiano fue aprovechada para evaluar los cambios litorales en áreas especialmente sensibles, tanto del proceso de retroceso como del de progradación (Cuadro 2). Aunque existen muchos casos de retroceso, los ejemplos más destacados incluyen de norte a sur los siguientes: la marisma de Umakaha y el sector entre Dibulla y Punta Remedios en la Guajira, el cordón de Salamanca y la ciénaga de Mallorquín cerca a la desembocadura del Magdalena, el litoral Tolú-Coveñas en el Golfo de Morrosquillo y el litoral entre Arboletes y Turbo en el Urabá antioqueño (Cuadro 2).

La península de la Guajira muestra tasas mínimas de retroceso de la línea de costa del orden de 1 m / año. Para el delta del Ranchería sólo se identifican pérdidas en una de las tres bocas para el periodo 1955-1987.

Para el delta del Magdalena y en el golfo de Morrosquillo, la intervención antrópica ha acelerado los procesos erosivos del cordón de Salamanca y la ciénaga de Mallorquín. El déficit de sedimentos y la marcada deriva litoral hacia el

suroeste de la desembocadura del Magdalena han acelerado los procesos erosivos alcanzando para el periodo 1945-1990 en el flanco oriental tasas de retroceso de hasta 12-14 m / año y en el flanco occidental de Mallorquín tasas superiores a 50 m / año.

El cordón de Salamanca se encuentra en retroceso y constituye una amenaza para la Troncal del Caribe; el retroceso detectado varía entre 3 y 12 m / año según sectores para el periodo 1945-1981.

Al interior de la ciénaga Grande de Santa Marta se presentan procesos locales de acreción (Bernal, 1995) debido a la colonización del manglar, mientras que al oeste, entre Bocas de Ceniza y Cartagena hay pérdidas y ganancias en las playas pero con tendencia general al retroceso de la línea de costa, a su vez acelerada por intervención antrópica, las cuales de acuerdo con Martínez et al. (1992) se deben a la interrupción de los aportes del Magdalena desde 1930.

La construcción de espolones acelera el retroceso de la línea de costa como ocurre en varios sectores del Golfo de Morrosquillo, los espolones retienen sedimentos por el lado de la deriva pero aceleran la erosión en el lado opuesto.

En el sector del delta del río Sinú, la tendencia es a la progradación (crecimiento) con tasas



hasta de 0.5 km / año, favorecido por las altas tasas de sedimentación y la presencia de una plataforma continental poco profunda (Robertson, 1987).

Por el contrario, el sector de Arboletes (Antioquia) muestra evidencias claras de retroceso generalizado (Cuadro 2) debido al evento transgresivo, pero también por extracción de materiales de las playas para construcción urbana. En el Golfo de Urabá se muestra poco crecimiento del delta del Atrato mientras que hay sedimentación acelerada en los deltas de las corrientes menores de la costa oriental del golfo, al parecer, y por lo menos parcialmente, por la canalización artificial de algunos cauces que llevan los sedimentos directamente a la costa.

La configuración del delta del Atrato y del golfo de Urabá revela un predominio de material lodoso, ausencia de cordones y estabilidad morfológica del litoral. Chevillot et al. (1993) sugieren una subsidencia leve para explicar el fenómeno, quizás por compactación de las grandes acumulaciones fluvio-marinas, aunque no se descarta la influencia del ascenso del mar.

## **AMENAZAS**

A partir de la presentación anterior sobre las condiciones geomorfológicas (heredadas y actuales) del litoral Caribe se

plantean las principales amenazas según su génesis.

La actividad neotectónica y sísmica variable que afecta al litoral configura amenazas potenciales, acentuando o desencadenando procesos con posible afectación de la población, infraestructura y ecosistemas.

El levantamiento neotectónico de la Sierra Nevada de Santa Marta produce el rejuvenecimiento gradual de los acantilados y su retroceso, lo que además implica inestabilidad en las cuencas hidrográficas en un conjunto representado por movimientos en masa y disección. La mayor amenaza sísmica se ubica en el Darién y le sigue en importancia el área de la Guajira.

Por ser una margen convergente, en el Caribe no se descartan los tsunamis relacionados con la zona de subducción de la Antillas Menores y la zona de falla transcurrente de las Antillas Mayores.

En cuanto a los vientos, estos generan los frentes de oleaje y los procesos de deriva que inciden en los cambios de la línea de costa. El estudio muestra una reactivación de los sistemas dunares heredados en el extremo norte y noreste de la Guajira, lo que hace suponer un mayor impacto del viento que incide de varias maneras: mayor deflación, aumento de los efectos del mar de

leva y del oleaje en general que en consecuencia acelera la erosión litoral. Otra amenaza eólica es la ocurrencia de tormentas de arena que obligan a la población a permanecer en los caseríos limitando así sus actividades cotidianas.

La deriva litoral es una dinámica que afecta principalmente los sedimentos no consolidados de tipo cordón o, en general, de origen fluvio-marino, con procesos de socavamiento y acumulación. Estos procesos están siendo acelerados por la construcción de espolones y tajamares, los cuales favorecen la acumulación de sedimentos en el lado noreste y la erosión acelerada con retroceso de la línea de costa al oeste o suroeste. Casos específicos se encuentran en el sector Salgar, Pradomar-Puerto Colombia y otros como Turbo. La destrucción de estos cordones litorales causa desplazamiento de población y afecta notablemente la industria local del turismo.

Las amenazas naturales por el mar de leva se dan por la incidencia en el retroceso de la línea de costa por erosión debida al oleaje, además de los impactos en la población e infraestructura. Otro impacto conduce a agravar el refluo de las sistemas de alcantarillado que afecta ambientalmente las ciudades costeras.

La disminución generalizada de la cobertura vegetal en el litoral está facilitando el incremento del escurrimiento superficial del agua y acelerando la destrucción de los suelos y en consecuencia la sedimentación de espacios como marismas y ciénagas.. Al respecto, el problema es mayor en las áreas climáticamente limitadas como el litoral de la península de la Guajira.

El ascenso lento pero progresivo del nivel del mar constituye una amenaza representada en inundaciones y erosión litoral, entre otras. Esta amenaza es mayor para las áreas subsidentes. Desde la perspectiva de un incremento futuro, las amenazas aumentarán con inundaciones y represamientos de los drenajes, incluidos los alcantarillados. En cuanto a las playas, la tendencia es su desplazamiento hacia dentro (retroceso). Para los litorales más elevados (terrazas, acantilados) el ascenso implica retroceso por socavamiento.

En cuanto a las costas semiprotegidas por arrecifes, el crecimiento de los sistemas coralinos puede mantenerse en equilibrio si la tasa de ascenso del nivel del mar no excede los 2 mm / año, equilibrio que puede romperse si aumenta el deterioro por explotación de corales y por contaminación de aguas por residuos industriales y urbanos.



## CONCLUSIONES

El litoral caribe colombiano está compuesto por un conjunto complejo de sistemas morfogénicos cuya dinámica pasada y actual ha estado y está condicionada por factores relacionados con la morfoestructura, los cambios del nivel del mar, los cambios bioclimáticos, los procesos aluviales con fuertes incidencias litorales y, más recientemente, con unas formas de ocupación que modifican la morfogénesis.

La conformación del litoral actual es el resultado principalmente de los cambios del nivel del mar ocurridos en el Holoceno y específicamente a partir del óptimo térmico (entre 6000 y 2500 años A.P.), cuando el nivel alcanzaba unos 3 m por encima del nivel actual. Las evidencias incluyen los cordones litorales subcientes, plataformas coralinas emergidas y terrazas marinas de acumulación y abrasión.

En la actualidad, existen evidencias tanto a nivel mundial como en el litoral Caribe de que el mar se encuentra en una nueva fase de ascenso que potencialmente. Indicios claros son el retroceso generalizado de la línea de costa, formación de islotes rocosos, reactivación de marismas y la cada vez mayor afectación de la infraestructura.

En el presente, la amenaza más evidente es el aumento del nivel del mar que durante los últimos 150 años ha sido de aproximadamente 20 cm. Este ascenso junto con otras dinámicas litorales se refleja en las variables tasas de retroceso de la línea de costa, retroceso que para las últimas décadas varía con 1 m / año, 10.5 a 14.0 m / año en el sector de Salamanca, más de 50.0 m / año en Mallorcaín y más de 3 m / año en Arboletes. Así, las tasas más bajas están en el noreste y aumentan hacia el suroeste. Las variaciones locales también están relacionadas con la consolidación de los sedimentos y los impactos por la construcción de obras de infraestructura.

El litoral Caribe como un espacio importante para los asentamientos de la población y para el desarrollo de actividades pesqueras, turísticas, industriales y portuarias, está bajo condiciones de amenazas naturales, debido principalmente al retroceso de la línea de costa.

## REFERENCIAS

---

- Bernal G., 1995. *Características geomorfológicas y sedimentológicas como indicadores de procesos físicos en el sistema lagunar de la Ciénaga Grande de Santa Maarta., plano deltaico del río Magdalena.* Informe INVEMAR-COLCIENCIAS.
- Bird, C., 1993. *Submerging coasts. The effects of a rising sea level on coastal*

- environments*. Programme UNEP, Wiley.
- Carvajal, J., 1990. Características sedimentológicas de la plataforma continental frente a Galerazamba. *VII Seminario Nacional de Ciencias del Mar*. Comisión Colombiana de Oceanografía, Cali.
- Davis, R., 1996. *Coasts*. Prentice Hall.
- Duque-Caro, H., 1984. Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, Southern Caribbean Bordeland. *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Bonini, W.E., Hargraves, R.B. & Shagam, R. (Eds.). Geol. Soc. of American Memoir, 162: 303-316.
- Etayo, F. et al., 1986. *Mapa de terrenos geológicos de Colombia*. Publ. Esp. INGEOMINAS, No. 14. Bogotá.
- Griggs, G., & L. Savoy, 1985. *Living with de California coast*. Durham: Duke UN Press.
- Gornitz, V., 1995. Monitoring sea level changes. *Climatic change*. Vol. 31: 515-544.
- INGEOMINAS, 1972. *Mapa geológico de la península de la Guajira, Colombia*. Bogotá, escala 1: 100.000.
- \_\_\_\_\_, 1995. *Boletín trimestral de sismos*. Enero-Marzo. Red Sismológica Nacional. Vol. 3,1. Bogotá.
- IPCC (Grupo I del plantel intergubernamental sobre el cambio climático), 1992. *Cambio Climático* OMM, PNUMA, MOPT, Madrid, 397p.
- Kellog, J. & V. Vega, 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constrains from global positioning system geodetic studies and gravity. *Geol. Soc. of America*, Special Paper 295, Boulder, 13p.
- Khobzy, J., 1971. *Notas sobre la geomorfología y los suelos de las colinas y llanuras de la Guajira central*. Inédito.
- \_\_\_\_\_, 1981. Los campos de dunas del norte de Colombia y de los Llanos de la Orinoquia. *Rev. CLAF*, 6(1-3), Bogotá.
- Martinez, J., González, J., Franco, J., Marin, L., Molina, L. & F. Perez, 1992. Geomorfología y aspectos erosivos del litoral Caribe Colombiano. *VII Seminario Nacional de ciencias y tecnologías del mar*. Santa Marta. Tomo I: 56-70.
- Ochsenius, C., 1981. Ecología del Pleistoceno tardío en el cinturón árido pericaribeño. *Rev. CLAF* 6(1-3): 365-372.
- Page, W., 1982. Deformación tectónica de la costa Caribe al noroeste de Colombia. *IV Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá.
- Ramírez, J., 1975. Historia de los terremotos en Colombia.

*Documentación Geográfica*, IGAC, 250p. Bogotá.

Rice, R.S., 1983. *Fundamentos de geomorfología*. Madrid: Paraninfo.

Robertson, K., 1987. Avulsión, cambios de curso y delta del río Sinú, Colombia. *II Simposio Latinoamericano de Sensores Remotos*; 237-250., Bogotá.

Vernette, G., 1985. *La plate-forme continentale Caraïbe de Colombie (du débouché du Magdalena au Golfe de Morrosquillo). Importance du diapirisme argileux sur la morphologie et la sédimentation*. Thèse Université de Bordeaux. France, 378p.

