

# UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL TERRITORIO COLOMBIANO



REPÚBLICA DE COLOMBIA. MINISTERIO DEL MEDIO AMBIENTE  
INSTITUTO DE HIDROLOGÍA, METEOROLOGÍA Y ESTUDIOS AMBIENTALES, IDEAM

SANTA FE DE BOGOTÁ, D. C.



## CONTENIDO

4	PRESENTACIÓN
5	LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL TERRITORIO COLOMBIANO
5	ANTECEDENTES
5	LA MONTAÑA ALTA
6	LOS GLACIARES O NEVADOS
8	EL SISTEMA MORFOGÉNICO PERIGLACIAR Y GLACIAR HEREDADO CON Y SIN INFLUENCIA VOLCÁNICA
9	LA MONTAÑA ALTO-ANDINA INESTABLE
10	LA MONTAÑA MEDIA
12	VERTIENTES MEDIAS CONTROLADAS POR PLEGAMIENTO Y POR FALLAS MENORES
14	VERTIENTES MEDIAS DEGRADADAS EN POSICIÓN DE “ABRIGO”
15	SUPERFICIES DE APLANAMIENTO RESIDUALES CON COBERTURA VOLCÁNICA
16	SUPERFICIES DE APLANAMIENTO RESIDUALES SIN COBERTURA VOLCÁNICA
18	VERTIENTES CORTAS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL HACIA EL RÍO CAUCA
19	VERTIENTES CORTAS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL HACIA EL RÍO PATÍA
19	VERTIENTES HÚMEDAS CON ALTERITAS PROFUNDAS
19	LOS CAÑONES
21	LA MONTAÑA BAJA
21	LA CORDILLERA DEL BAUDÓ-DARIEN CON ALTERITAS PROFUNDAS
22	MACIZO RESIDUAL DE LA GUAJIRA
22	ESCARPES CÓNCAVOS EN RETROCESO
24	LAS DEPRESIONES TECTÓNICAS
25	RELIEVES TABULARES PLEGADOS CON ALTERITAS PROFUNDAS
26	RELIEVES TABULARES PLEGADOS DISECTADOS EN VÍAS DE DESERTIFICACIÓN
30	LOS LITORALES
31	LITORAL PACÍFICO CON RÍAS, DELTAS, ACANTILADOS Y TERRAZAS FLUVIO-MARINAS
33	LITORAL CARIBE CON DELTAS, ACANTILADOS Y TERRAZAS FLUVIO-MARINAS
35	LLANURA FLUVIOMARINA DE LA GUAJIRA CON PEDIMENTOS Y COBERTURA EÓLICA

36	EL DOMINIO AMAZÓNICO
37	AFLORAMIENTO ROCOSO DEL ESCUDO GUYANÉS BAJO PROCESOS DE DEGRADACIÓN
37	PEDIMENTOS TALLADOS EN EL ESCUDO, CUBIERTOS Y EN VÍAS DE DISECCIÓN
38	MESETAS LEVANTADAS CON MODELADO EÓLICO RESIDUAL
39	MODELADO DE DISECCIÓN MODERADA A PROFUNDA EN LA PLATAFORMA DEL Terciario Inferior
39	MODELADO DE DISECCIÓN INCIPIENTE EN LA PLATAFORMA DEL Terciario Superior
42	EL DOMINIO ORINOQUÉS
42	PEÑALES DEL ESCUDO GUYANÉS CON PROCESOS DE DEGRADACIÓN
43	PEDIMENTOS TALLADOS EN EL ESCUDO GUYANÉS MUY DEGRADADOS
44	LA ALTILLANURA PLANA Y ONDULADA
44	ALTILLANURA DISECTADA
45	LLANURA EÓLICA HEREDADA
46	LLANURA DE DESBORDE HEREDADA
48	LOS SISTEMAS INSULARES
49	LA ISLA DE SAN ANDRÉS
49	LAS ISLAS DE PROVIDENCIA Y SANTA CATALINA
50	LAS ISLAS DEL ROSARIO, BARÚ Y TIERRABOMBA
50	LAS ISLAS DE GORGONA, GORGONILLA Y MALPELO

IDEAM, PÁGINA PRINCIPAL ([HTTP://WWW.IDEAM.GOV.CO](http://www.ideam.gov.co))

## PRESENTACIÓN

Se presenta el estudio actualizado de la morfodinámica de la zona litoral y fluvial del Caribe Central colombiano, con énfasis en las zonas donde existen amenazas naturales que puedan poner en riesgo los asentamientos de las comunidades locales. El conocimiento de la distribución de la población, sus formas de ocupación y uso histórico del espacio complementan el estudio al permitir identificar las relaciones entre las dinámicas geomorfológica y poblacional, estableciéndose así los asentamientos que podrían llegar a estar expuestos a las distintas amenazas.

La identificación y delimitación de los procesos morfodinámicos, en especial aquellos relacionados con amenazas naturales, permitirá establecer áreas de ocurrencia de eventos naturales peligrosos en los ambientes litoral y fluvial que puedan llegar a afectar la población establecida. El conocimiento de su distribución, la cual se realiza de acuerdo con patrones que responden a dinámicas históricas, sociales, físicas y culturales facilitará en un futuro próximo el ordenamiento ambiental del territorio y el desarrollo de planes de manejo y conservación de ecosistemas sensibles.

## LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL TERRITORIO COLOMBIANO

En términos del tiempo geológico, el territorio colombiano se considera de formación reciente y en proceso de respuesta a los eventos estructurales y a las modificaciones bioclimáticas generadas y aún en proceso de desarrollo. Esto define unas condiciones geomorfológicas de inestabilidad real y potencial de los diferentes espacios físicos del territorio.

En tales condiciones de inestabilidad natural, los grupos humanos construyen los espacios geográficos y enfrentan condiciones de riesgo para sus vidas y obras de infraestructura. De otra parte, algunas formas de ocupación, aceleran los procesos morfogénicos. Unos y otros inciden, generalmente, de manera negativa en los sistemas socioeconómicos.

Por lo anterior, es de vital importancia tener un conocimiento global sobre la ocurrencia y funcionamiento de los procesos morfogénicos a nivel nacional, conocimiento que apoyará las zonificaciones de riesgos, definición de áreas prioritarias de manejo ambiental y, en general, acciones de ordenamiento territorial.

El Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), estableció un convenio con la Universidad Nacional de Colombia para zonificar geomorfológicamente el territorio colombiano.

## ANTECEDENTES

Como parte de las funciones del Instituto de Hidrología, Meteorología, y Estudios Ambientales -IDEAM- está la de producir e interpretar el conocimiento sobre la estructura y el funcionamiento de los diferentes espacios físico-geográficos del territorio nacional, en sus relaciones biunívocas con los grupos humanos que los ocupan. Esto con el fin de orientar los programas de ordenamiento territorial y planificación ambiental dentro del concepto de una utilización racional de los diferentes elementos de la oferta ambiental para un desarrollo sustentable.

Estos objetivos propuestos condujeron a la elaboración del convenio Ideam-Universidad Nacional (Departamento de Geografía) para desarrollar el proyecto “Sistemas Morfogénicos del Territorio Colombiano”.

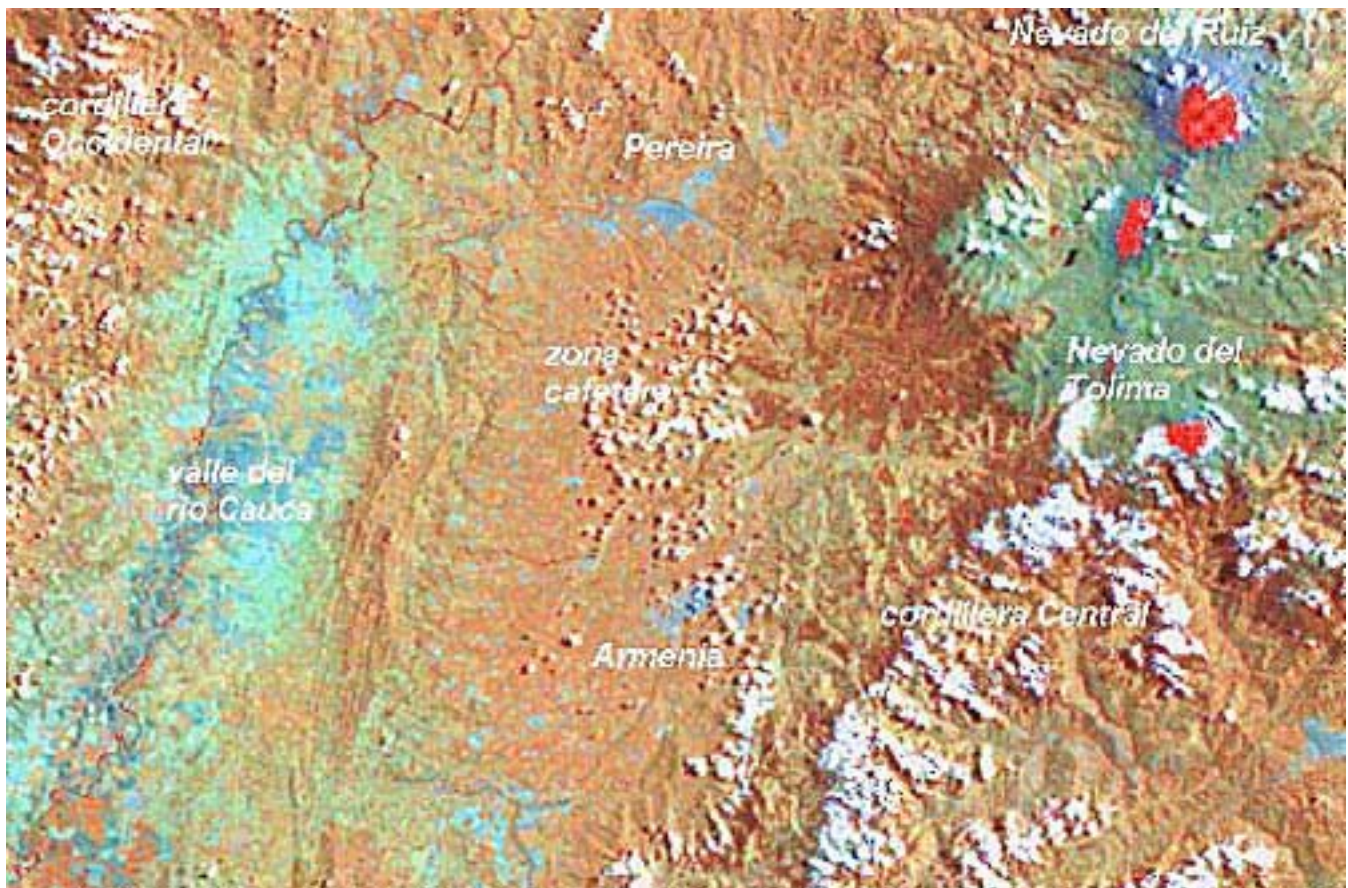
El proyecto se desarrolló bajo la interventoría de la Subdirección de Geomorfología y Suelos del IDEAM y con la dirección y aportes técnico-científicos del Departamento de Geografía de la Universidad Nacional, del cual se vincularon profesores y estudiantes, así como contratistas externos.

La responsabilidad de la Universidad Nacional fue la de establecer una zonificación del territorio nacional según los “sistemas morfogénicos” caracterizados en función de los “procesos morfodinámicos” en escala 1:500.000, una generalización en escala 1:1'500.000, un cuadro de doble entrada con la clasificación de las unidades y definición de sus atributos (base de datos), además de la memoria respectiva.

## LA MONTAÑA ALTA

Bajo esta expresión se agrupan las culminaciones altitudinales del sistema cordillerano andino, o áreas de mayor levantamiento orogénico y por lo tanto de mayor energía disponible e inestabilidad real y potencial que se manifiesta en la transferencia de materiales hacia las áreas bajas medias y periféricas.

Esta macrounidad incluye los sistemas morfogénicos que fueron, o aún lo son, afectados por las acciones glaciares y glaciales directas o indirectas. Incluye también el contacto inferior de los modelados glaciares afectados por inestabilidad ligada al cambio abrupto de pendiente por disección de una red de drenaje concentrada en órdenes mayores y, en general, expuestos a frentes de condensación.



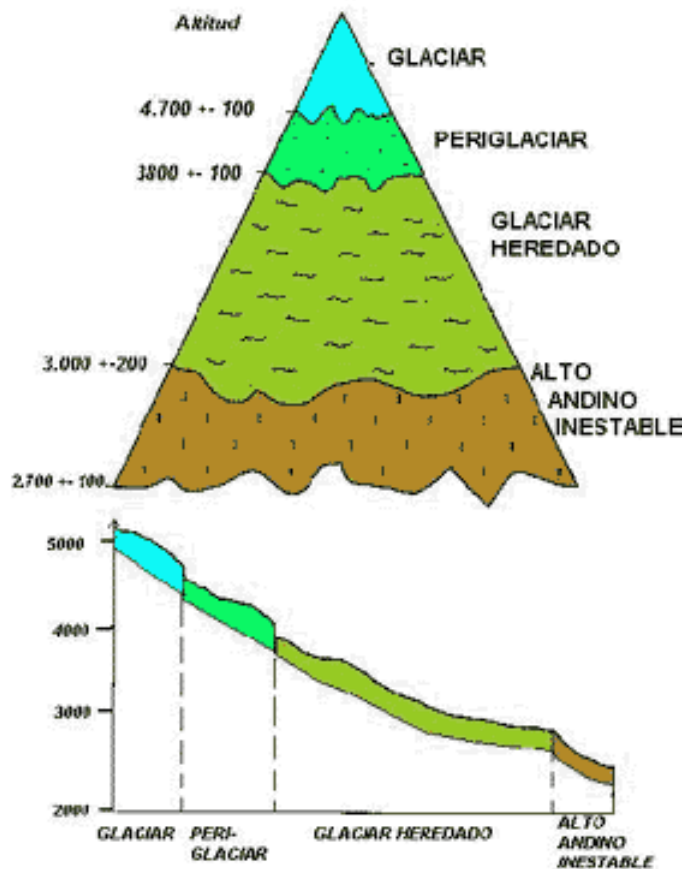
Subescena de la imagen Landsat TM 9-56 (RGB 754) en la que se observa parte del sistema orográfico colombiano: A la derecha, la cordillera Central y en su parte alta (en rojo) los glaciares del Parque Nacional Natural Los Nevados, el color verdoso que los rodea son páramos y el color terracota indica bosques andinos. A la izquierda en tonos azul y verde claros, el valle aluvial y agrícola del río Cauca. La zona cafetera se observa entre Pereira y Armenia.

Bioclimáticamente, la montaña alta corresponde con los pisos bioclimáticos glacial, páramos y alto-andino. Bajo estas consideraciones, los sistemas morfogénicos definidos aparecen en la figura 1. Dentro de la Alta Montaña colombiana se pueden distinguir los siguientes geosistemas:

## LOS GLACIARES O NEVADOS

Se define el sistema morfogénico glaciar como la formación superficial de hielo mezclado parcialmente con detritos rocosos heterométricos, formando un conjunto en movimiento y ubicado en los espacios culminantes de las montañas arriba de los 4.800m ( $\pm 100$ m). Climáticamente este sistema corresponde con el piso (en sentido bioclimático) glacial, definido en su límite inferior por la isoterma media anual de los 0°C, aunque el borde inferior de los glaciares está ligeramente más arriba, lo que explica su desequilibrio térmico.

Los glaciares colombianos, llamados nevados, se encuentran en proceso de recesión acelerada desde 1850 A.D. aproximadamente (final de la Pequeña Edad Glacial). El retroceso actual, medido fotogramétricamente y monitoreado en campo (Flórez, 1992), varían de 15 a 20 m/año y una pérdida de espesor entre 2 y 3 m/año.



**Figura 1.** Sistemas morfogénicos de la alta montaña.

Los nevados (glaciares) se encuentran en condiciones desfavorables para su formación y permanencia. La temperatura del hielo en los bordes glaciares es sólo ligeramente inferior a 0°C (-0.1, -0.2°C) y la temperatura del aire es superior a 0°C, lo cual implica condiciones de desequilibrio ambiental con la consecuente fusión tanto en los bordes como superficialmente. La roca subyacente registra temperaturas superiores a las del hielo y éste se funde en su contacto (fusión subglaciar) generando arroyos subglaciares con formación de túneles y colapso de los mismos (desprendimientos).

El balance negativo de los glaciares entre la alimentación (acumulación de nieve y posterior transformación en hielo) y la fusión consecuente, hacen parte de fenómenos globales que afectan el hielo en todo el planeta y que se relacionan con el incremento térmico.

Los nevados constituyen una reserva de agua, de donde surgen por fusión los nacimientos de algunos ríos. Al respecto, no conocemos el balance hídrico. Sin embargo, se entiende como de alguna importancia el aporte de agua para las cuencas hidrográficas deficitarias climáticamente: drenajes del flanco occidental de la Sierra Nevada del Cocuy (hacia la cuenca del río Chicamocha) y de los flancos sur y oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta.

Con la continuidad de la fusión, como muestran las tendencias actuales, disminuyen las reservas en agua y de continuar esta tendencia, una gran parte de los nevados (especialmente de las sierras nevadas) habrán desaparecido en su mayor parte en las dos o tres primeras décadas del próximo siglo.

De los nevados colombianos debe hacerse una diferenciación en función de la estructura geológica sobre la que se encuentran así:

Glaciares sobre estructuras volcánicas activas: Es el caso de los cuatro nevados de la cordillera Central: Huila, Tolima, Santa Isabel y Ruiz.

Glaciares sobre estructuras no volcánicas: En el caso de las sierras nevadas del Cocuy y Santa Marta, los glaciares son pequeñas masas aisladas y la estabilidad estructural del sustrato (rocas metasedimentarias y metamórficas) no representan amenazas catastróficas.

## EL SISTEMA MORFOGÉNICO PERIGLACIAR Y GLACIAR HEREDADO CON Y SIN INFLUENCIA VOLCÁNICA

El sistema Periglaciario se define por la ocurrencia de un conjunto de procesos ligados a los cambios térmicos, hielo/deshielo y a la acción del viento por ausencia casi total de vegetación.

La ubicación está entre el límite inferior de los glaciares (cuando éstos existen) y los 3.800 ± 100 metros de altitud. En términos climáticos, el espacio periglaciario se localiza entre las isotermas del aire de 0°C y 4.5°C.

A medida que los glaciares retroceden, el área periglaciaria aumenta hacia arriba puesto que la pérdida de cobertura de hielo expone los materiales del sustrato y de las formaciones superficiales a otros procesos. En el extremo altitudinal inferior y por el aumento de la temperatura, ocurre un proceso de fitocolonización con especies pioneras inferiores. Bioclimáticamente, el sistema periglaciario coincide en lo general con el Superpáramo y por los procesos y condiciones señaladas se le identifica como área sedimentógena

En el piso Periglaciario se encuentran:

- Depósitos de gelifractos al pie de las cornisas.
- Materiales detríticos heterométricos abandonados en el pasado reciente por los glaciares
- Sedimentos coluvio-aluviales en las pequeñas depresiones de las lagunas proglaciares.
- Cobertura generalizada muy delgada (inferior a 20 cm) de materiales finos resultantes de la desagregación mecánica de las rocas por cambios térmicos y deflación.

Los procesos más notorios son:

- Nevadas cuya fusión genera escurrimiento superficial difuso y concentrado.
- Congelación nocturna del agua en los materiales finos y fusión en las horas de la mañana. Esto genera reptación con la aparición de formas llamadas “pipkrakes” y “suelos estriados” (ver foto).
- Gelifración y descamación.
- Colmatación de las pequeñas lagunas proglaciares.
- Deflación: afecta los materiales más finos puesto que por la ausencia de vegetación el viento actúa libremente.

El sistema Glaciar Heredado se define como el espacio ocupado por la mayor extensión del hielo durante la última Glaciación y anterior a 10.000 años con un máximo hacia los 35.000 años B.P. y se encuentra en altitudes entre los 3.800 ± 100 metros hasta los 3.000 ± 200m.

Allí el relieve fue suavizado por el paso de los glaciares y las pendientes son inferiores a las de los espacios inmediatos.

Bioclimáticamente corresponde con el páramo propiamente dicho y parcialmente (en la parte inferior) con el piso alto-andino.

Se ubica entre isotermas medias anuales de 11 a 4.5°C.

Estas peculiaridades definen un sistema con las siguientes características:

- Los depósitos más representativos son detritos heterométricos de deposición glacial y organizados en morrenas de fondo, laterales y frontales en los valles glaciares.
- Turberas y pantanos en las cubetas de sobreexcavación glacial.
- Presencia de abundantes lagunas en depresiones de sobreexcavación glacial.
- Suelos (negros) de baja mineralización con abundante materia orgánica.
- Cobertura vegetal baja pero densa de excelente protección mecánica para las formaciones superficiales.
- Abundantes materiales piroclásticos, especialmente en las cordilleras Central y Occidental (espesores de 1 a 5m), también en la Oriental, aunque con espesores decimétricos.
- Nubosidad y humedad atmosférica abundantes (algunas excepciones) en relación con los sistemas circundantes, ligadas a frentes de condensación especialmente ubicados en la parte media y baja de la unidad.

En conjunto, se evidencia una importancia capital desde el punto de vista de la disponibilidad y regulación hídricas.

#### PROCESOS MORFOGÉNICOS:

La dinámica morfogénica se considera como discreta, es decir, existe un conjunto de procesos actuales lentos representados por:

- Sufosión: infiltración del agua favorecida por las formaciones superficiales detríticas.
- Disección moderada por corrientes de agua de órdenes inferiores
- El borde bajo del modelado glacial presenta una ruptura de pendiente con condiciones de inestabilidad real. La dinámica está ligada a las condiciones de la unidad inmediatamente inferior.
- Las amenazas de desestabilización en el modelado glacial se relacionan con la intervención humana:

Conviene establecer la diferenciación del geosistema periglacial y glacial heredado glacial en ambientes volcánicos y no volcánicos. En ambientes volcánicos las formaciones superficiales son más espesas por el aporte de materiales piroclásticos: ceniza, arena, lapilli y piedra pómez con intercalaciones de suelos enterrados. El conjunto de estas formaciones es más susceptible de ser removida (transportada) por escurrimiento superficial difuso y concentrado. Esto, debido a una densidad de los materiales similar a la del agua pues entre los materiales dominantes están el lapilli y la piedra pómez.

#### LA MONTAÑA ALTO-ANDINA INESTABLE

Esta unidad tiene una connotación bioclimática en su definición, relacionada con una correspondencia aproximada con el piso alto-andino y se ubica altitudinalmente entre 3000±200m y 2700±100m.

La característica esencial del sistema morfogénico es la inestabilidad actual, situación que se explica por:

- La red de drenaje se concentra significativamente en este sistema y tiene como consecuencia una mayor capacidad de disección y por lo tanto genera pendientes más fuertes. Allí comienza la formación de los cañones más importantes del país.
- El sistema coincide, en general, con frentes de condensación, lo que asegura una humedad alta en relación con los espacios circundantes y es donde se desarrolla el llamado “bosque de niebla”.
- La humedad atmosférica, los mayores caudales en la red hídrica y las pendientes fuertes, aseguran la ocurrencia de procesos desestabilizantes:
- Disección profunda con arrastre de sedimentos.

- Movimientos en masa generalizados, principalmente del tipo derrumbe.
- Escurrimiento superficial en ausencia de vegetación.

Por lo anterior, las formaciones superficiales a medida que se forman por meteorización son removidas fácilmente. Así, los afloramientos rocosos y suelos con poco desarrollo son dominantes, aunque las condiciones de humedad favorecen la presencia de vegetación abundante.

Este sistema es por lo tanto inestable por movimientos en masa y, de otra parte representa un interés hídrico. Sin embargo, y a pesar de las difíciles condiciones físicas para el establecimiento de colonos, está siendo invadido e intervenido con la consecuente aceleración de los procesos de escurrimiento superficial y de los movimientos en masa (derrumbes por la destrucción del bosque).

## LA MONTAÑA MEDIA

La Montaña Media comprende los espacios ubicados altitudinalmente abajo de los 2.700 ±100m. La justificación en la definición de esta macrounidad se hace desde sus características morfoestructurales:

- Corresponde con la mayor extensión de bloques levantados, fallados y con un control estructural notorio del drenaje.
- La unidad integra desde macizos antiguos, coberturas volcánicas y sedimentarias y complejos metasedimentario-volcánicos.
- Bioclimáticamente se ubica en los pisos Andino y Subandino, espacios más atractivos para la concentración de la población.
- La media montaña también se caracteriza por áreas depresionales de origen tectónico, hoy planas y conocidas como altiplanos.

Por criterios de orden geomorfológico, la montaña media presenta características especiales:

- La existencia casi generalizada de alteritas debido a las condiciones bioclimáticas favorables a la alteración del sustrato. Este hecho está prácticamente ausente en la montaña alta donde los glaciares tomaron y transportaron las alteritas.
- Depósitos fluvio-glaciares.
- La ramificación de las cuencas hidrográficas medias forma grandes anfiteatros por disección en la parte alta del piso bioclimático Andino.
- Los procesos generales se relacionan con la disección y el aporte de sedimentos hacia los piedemontes y llanuras, torrencialidad de los ríos que ocupan los cañones, la frecuencia de movimientos en masa en las vertientes y pérdida de suelos por escurrimiento superficial.
- La disección y los movimientos en masa causan retroceso de las vertientes con formas cóncavas en la búsqueda de un perfil de equilibrio

Dentro de la Montaña Media colombiana se pueden distinguir los siguientes geosistemas:

### LOS ALTIPLANOS EN AMBIENTES CON Y SIN INFLUENCIA VOLCÁNICA

Como expresión descriptiva, el Altiplano se refiere a una extensión plana en los Andes y rodeada por montañas. Pero conviene diferenciar dinámicamente las condiciones de formación y los procesos que ocurren en los altiplanos y sus alrededores.

Con una connotación genética, los altiplanos corresponden con depresiones de origen tectónico que estuvieron ocupadas por lagos y pantanos desde el final del Terciario, cuerpos de agua de los que aún existen algunos relictos (Ej. Laguna de Fúquene y algunos pantanos junto a Bogotá).

De las montañas que bordean los altiplanos drenan las cuencas hidrográficas que colmataron los lagos preexistentes. Esas montañas, en general, estuvieron cubiertas por glaciares y algunas también han experimentado una dinámica volcánica.

Los procesos sedimentarios ligados a la última deglaciación, colmataron gran parte de dichos lagos y conformaron las superficies planas hoy conocidas como altiplanos.

Los altiplanos colombianos se pueden subdividir por su ubicación en ambientes no volcánicos y con influencia directa volcánica y se conocen con los nombres de:

1. Cundi-Boyacense, o con su denominación errónea de “Sabana” de Bogotá. Incluye parte de la cuenca alta del río Bogotá y también del río Chicamocha en el área Sogamoso-Duitama. Este altiplano no estuvo bajo influencia directa de áreas volcánicas, aunque entre sus sedimentos se registran algunas capas delgadas de ceniza volcánica procedentes de la cordillera Central. Los demás, se encuentran en ambientes volcánicos.

2. El llamado Páramo de la Papas, que no es páramo, también responde a la denominación del altiplano.

3. El altiplano Túquerres-Ipiales.

4. El altiplano de Paletará (Cauca)

5. El altiplano de Sibundoy (Nariño), mejor conocido como el valle del Sibundoy.

Un altiplano menor se podría considerar también el llamado Páramo de Letras (que tampoco es páramo). Como depresión es de origen volcano-tectónico y colmatada por materiales glacio-volcánicos y hoy en proceso de carcavamiento.

Los altiplanos (Figura 2) como sistema morfogénico se identifican por:

#### FORMACIONES SUPERFICIALES:

- Depósitos lacustres (arcillas, limos, arenas y turba) y en los bordes conos de deyección fluvio-glaciares o fluvio-volcano-glaciares, en los que los materiales gruesos son abundantes (bloques y cantos semiredondeados y gravillas).
- En áreas de influencia volcánica (Paletará, Papas, Túquerres-Ipiales, Sibundoy) el material dominante es de origen volcánico (tobas, arena, lapilli, ceniza, flujos de ceniza, clastos de lava) con dominancia de materiales finos e igualmente incluye capas turbosas.
- Un interés específico se relaciona con las formaciones superficiales y las condiciones hídricas y es la capacidad de almacenamiento de aguas subterráneas.

#### PROCESOS:

- Un proceso aún observable en los altiplanos es la colmatación de cuerpos de agua residual. La colmatación es el resultado del aporte de sedimentos en las laderas por procesos principalmente de escurrimiento superficial difuso y concentrado.
  - Las condiciones topográficas, la dominancia de materiales finos y el nivel freático alto, favorecen las inundaciones por encharcamiento principalmente y secundariamente por desborde de las corrientes meándricas.
- Otros procesos están más relacionados con los efectos de la intervención antrópica:
- La adaptación de suelos para actividades agropecuarias o urbanísticas implica mayor drenaje y por lo tanto la disminución de reservas de agua y compactación de suelos.
  - El drenaje acelerado provoca a su vez un descenso del nivel de base local, lo que facilita la formación de surcos, túneles y cárcavas. Estos procesos son aún más fáciles en materiales piroclásticos, como ocurre en las Papas, Letras, Paletará e incipiente aún en Túquerres-Ipiales y Sibundoy.



**Figura 2.** El altiplano y sus bordes.

- En general, la sensibilidad de los altiplanos se relaciona con la pérdida de las reservas de agua subterránea y la ocurrencia de procesos de disección superficial y subsuperficial (tunelización).

## VERTIENTES MEDIAS CONTROLADAS POR PLEGAMIENTO Y POR FALLAS MENORES

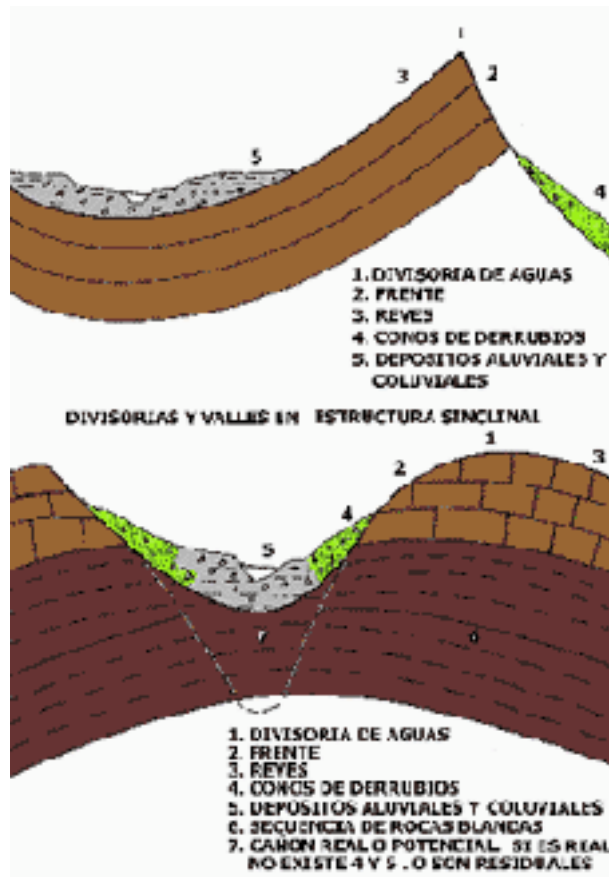
Al interior de la montaña media (comprendida en sistema andino), se definió el espacio de las vertientes medias en relación con las cuencas hidrográficas mayores.

La connotación de vertiente media de estos espacios se relaciona con su ubicación intermedia entre las divisorias cordilleranas y los grandes cañones, es decir en altitudes aproximadas entre 2.600 y 1.000  $\pm$ 200m; lo que corresponde, en general, con los pisos bioclimáticos Andino y Subandino.

Es el área de mayor concentración de resurgencias (nacimientos) de agua. Situación que se explica por la presencia de uno o dos cinturones de máxima precipitación (frentes de condensación).

Lo anterior implica una capacidad de disección por parte de las quebradas y ríos con competencia para la canalización y arrastre de materiales y también de desequilibrio de las formaciones superficiales en los bordes de los interfluvios donde ocurren movimientos en masa principalmente del tipo derrumbe.

Las vertientes medias se identifican como áreas que captan agua y que aportan sedimentos a las corrientes hacia los espacios altitudinalmente inferiores.



**Figura 2.** Divisorias y valles en estructura anticlinal.

Las vertientes medias controladas por plegamiento y fallas menores se refiere a la red de drenaje menor y vertientes controladas parcialmente por geoformas relacionadas con el plegamiento.

En la cordillera Oriental, al norte del macizo de Garzón, la orientación general de las corrientes de agua, en sus cuencas altas y medias, es N-NE y NE. Esta orientación cambia en los cursos bajos que tornan al occidente u oriente para desembocar en los cañones que luego drenan hacia el río Magdalena, o a las cuencas del Orinoco y Amazonas.

La orientación N-NE y NE de las divisorias se relaciona con la dirección de los ejes de plegamiento de las rocas sedimentarias. Así, las divisorias corresponden, en general, con crestas de sinclinales o anticlinales y los ríos se alojan en las formas de relieve depresionales como fondos de sinclinales, combas (anticlinales erodados) y en algunos casos a lo largo de líneas de falla, que pueden coincidir con los anteriores.

El control estructural condiciona en gran medida la circulación del agua, la pendiente, la ocurrencia de las formaciones superficiales y los procesos morfogénicos, como se muestra en la figura 3.

Los derrumbes son el movimiento en masa dominante, seguido por algunos deslizamientos.

Las formaciones superficiales son heterométricas con dominancia de gravillas y bloques. El espesor, en general, es inferior a 3m.

En general, en las divisorias de agua se encuentran afloramientos rocosos donde por la pendiente fuerte y la facilidad de movilización de materiales, la meteorización no alcanza a constituir formaciones superficiales espesas.

En las vertientes, es común encontrar geoformas escalonadas correspondientes con los afloramientos de cabezas de estratos; lo que a su vez, es una fuente de materiales rocosos de desagregación que tapizan las laderas.

Los frentes (2) se caracterizan por:

- Esguerramiento superficial y torrencialidad
- Corrientes hídricas cortas y de pendiente fuerte
- Desplomes y depósitos de derrubios al pie de la cornisa.

Las características de los reveses (3) son:

- Corrientes más largas con pendientes más suaves
- Formaciones superficiales más espesas por meteorización
- Régimen hídrico amortiguado
- Soliflucción con lentes pequeños (semicircunferencia inferior a 4 o 6 metros).

La mayor amenaza en los reveses es la posibilidad de generar deslizamientos planares cuando las capas se cortan para la construcción de vías, mientras que en los frentes la amenaza se relaciona con los desplomes (caída de bloques) y derrumbes. En uno y otro caso, los eventos son ocasionales y puntuales.

El norte de la cordillera Occidental presenta condiciones muy particulares relacionadas con un plegamiento de ejes muy estrechos y además fracturados. Esta condición controla una serie de divisorias menores muy agudas y una red de drenaje muy densa de cauces menores. Lo anterior, más unas condiciones muy húmedas y poca intervención humana, no facilita la disección profunda.

## VERTIENTES MEDIAS DEGRADADAS EN POSICIÓN DE “ABRIGO”

Al interior de la montaña media (comprendida en sistema andino), se definió el espacio de las vertientes medias en relación con las cuencas hidrográficas mayores.

La connotación de vertiente media de estos espacios se relaciona con su ubicación intermedia entre las divisorias cordilleranas y los grandes cañones, es decir en altitudes aproximadas entre 2.600 y 1.000 ±200m; lo que corresponde, en general, con los pisos bioclimáticos Andino y Subandino.

Es el área de mayor concentración de resurgencias (nacimientos) de agua. Situación que se explica por la presencia de uno o dos cinturones de máxima precipitación (frentes de condensación).

Lo anterior implica una capacidad de disección por parte de las quebradas y ríos con competencia para la canalización y arrastre de materiales y también de desequilibrio de las formaciones superficiales en los bordes de los interfluvios donde ocurren movimientos en masa principalmente del tipo derrumbe.

Las vertientes medias se identifican como áreas que captan agua y que aportan sedimentos a las corrientes hacia los espacios altitudinalmente inferiores.

Las vertientes medias degradadas en posición de abrigo están condicionadas por limitantes climáticos ubicándose en espacios al “abrigo” (o sombra) de los vientos húmedos. En estas circunstancias, la lluvia anual es deficitaria (inferior a la evapotranspiración).

Las formaciones superficiales muy delgadas (inferiores a 1m) son de carácter pedregoso (dominan las arenas, gravillas y bloques).

Además, la intervención de los grupos humanos con utilización de suelos en cultivos limpios ha acelerado la sequía edáfica y facilitado la acción del escurrimiento superficial y concentrado.

El resultado de estas condiciones es una degradación de las tierras que constituyen áreas identificadas como sedimentógenas. En estos casos, la evolución avanza hacia condiciones de desertificación.

Los ejemplos más notorios se encuentran en la cordillera Oriental en los flancos de la cuenca del río Chicamocha y algunos de sus afluentes, también en el sector entre Quetame y Cáqueza (Río Negro) y



**Figura 4.** Perfil de las superficies de aplanamiento en la cordillera Central, a la latitud del Volcán del Ruiz.

alrededores de Villa de Leyva (Boyacá). Otras áreas están en el flanco oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta.

#### SUPERFICIES DE APLANAMIENTO RESIDUALES CON COBERTURA VOLCÁNICA

Las superficies de aplanamiento pueden entenderse desde su formación así:

El relieve emergido del (actual) territorio colombiano a comienzos del periodo Terciario estaba constituido básicamente por macizos antiguos: el núcleo de la cordillera Central y la Sierra Nevada de Santa Marta, del basamento de la cordillera Oriental existían los macizos de Garzón, Quetame, Santander, La Floresta y Cosinas y, de la cordillera occidental emergía parte de algunos complejos meta-sedimentario-volcánicos cretáceos.

Estos relieves emergidos, pero aislados fueron modelados bajo condiciones bioclimáticas de climas tropicales contrastados de tendencia seca y con cobertura vegetal escasa, condiciones en que los procesos dominantes eran el escurrimiento superficial con truncamiento generalizado y que dio lugar a la formación de superficies de erosión. Las condiciones referidas operaron del Eoceno medio al Oligoceno inferior).

Durante las fases orogénicas del Terciario superior, estos relieves inferiores a 700 o 500msnm fueron levantados y las condiciones bioclimáticas cambiaron hacia otras más húmedas y una red de drenaje de mayor capacidad de disección. Como consecuencia, las superficies de erosión fueron disectadas por ríos que formaron cañones profundos, formándose así las Superficies de aplanamiento.

De las superficies de erosión, actualmente se encuentran formas relictuales constituidas por divisoria de agua de tope plano a ondulado y que dan paso a flancos abruptos de valles profundos (cañones), a veces controlados tectónicamente.

Las superficies de aplanamiento con cobertura volcánica se encuentran en ambos flancos de la cordillera Central y limitadas al área de influencia volcánica. La cobertura está compuesta por flujos volcano-detríticos, lahares, flujos pumíticos e ignimbritas.

#### FORMACIONES SUPERFICIALES

El sustrato dominante son rocas metamórficas y graníticas de las que se derivan alteritas arcillosas predominantemente de tipo caolinita o arenas de desagregación para el caso del granito. En general, el espesor de las alteritas no sobrepasa los 8 metros.

Para el caso de la cordillera Central las alteritas pueden estar cubiertas con una capa volcano-detrítica procedente del volcanismo inicial del eje de la cordillera (Mio-Plioceno). Estos depósitos se encuentran hoy alterados y aparecen residuales en las divisorias de agua.

#### PROCESOS

- La disección en las divisorias mismas se relaciona con los cauces elementales. Si la disección se acelera, la forma pasa hacia una concavidad por deslizamientos rotacionales. En general la cobertura vegetal original no existe y los procesos menores son el escurrimiento superficial y la reptación. El material coluvial se acumula en los vallecitos de coluvionamiento.

De este sistema se considera como inestable su borde inferior, el que da paso a las formas cóncavas por movimientos en masa.

En los departamentos de Tolima, Viejo Caldas y Antioquia existen muchas cabeceras municipales en cuchillas residuales de las superficies descritas. El crecimiento urbano es hacia los bordes, es decir, hacia el sector cóncavo con inestabilidad declarada; hecho que amenaza a la población y limita la expansión urbana.

Dado que las superficies de erosión se desarrollaron en macizos antiguos, éstos han sido afectados por varias fases tectodinámicas (metamorfismo, fallamiento...). Así el sustrato de las superficies fue fallado en varios sentidos, lo que se expresa en la superficie por series de lineamientos (fallas y fracturas) que controlan en parte la red de drenaje.

Lo anterior, define una geoforma muy particular conocida con los nombres regionales de “quebra o delgadita” (Flórez, 1993). El desgaste mayor en la divisoria por movimientos en masa (derrumbes, deslizamientos) la adelgaza hasta formar una cuchilla estrecha y que se convierte en el paso obligado de vías de comunicación. La inestabilidad de estos pasos es declarada y son comunes en la cordillera Central y Occidental y en el Macizo de Santander, aunque se les encuentra también en algunos sitios de paso en las rocas sedimentarias de la cordillera Oriental.

#### SUPERFICIES DE APLANAMIENTO RESIDUALES SIN COBERTURA VOLCÁNICA

Las superficies de aplanamiento pueden entenderse desde su formación así:

El relieve emergido del (actual) territorio colombiano a comienzos del periodo Terciario estaba constituido básicamente por macizos antiguos: el núcleo de la cordillera Central y la Sierra Nevada de Santa Marta, del basamento de la cordillera Oriental existían los macizos de Garzón (Huila), Quetame (Cundinamarca), Santander, La Floresta (Santander), y Cosinas (La Guajira) y, de la cordillera Occidental emergía parte de algunos complejos meta-sedimentario-volcánicos cretáceos.

Estos relieves emergidos, pero aislados fueron modelados bajo condiciones bioclimáticas de climas tropicales contrastados de tendencia seca y con cobertura vegetal escasa, condiciones en que los proce-

Los dominantes eran el escurrimiento superficial con truncamiento generalizado y que dio lugar a la formación de superficies de erosión. Las condiciones referidas operaron del Eoceno medio al Oligoceno inferior).

Durante las fases orogénicas del Terciario superior, estos relieves inferiores a 700 o 500msnm fueron levantados y las condiciones bioclimáticas cambiaron hacia otras más húmedas y una red de drenaje de mayor capacidad de disección. Como consecuencia, las superficies de erosión fueron disectadas por ríos que formaron cañones profundos, formándose así las Superficies de aplanamiento.

De las superficies de erosión, actualmente se encuentran formas relictuales constituidas por divisorias de agua de tope plano a ondulado y que dan paso a flancos abruptos de valles profundos (cañones), a veces controlados tectónicamente.

Las superficies de aplanamiento sin cobertura volcánica se encuentran en la cordillera Central y por no tener cobertura volcánica no existió una protección mecánica superficial, por lo que la disección operó más rápidamente. Las consecuencias se reflejan en una red de drenaje más densa, con vertientes más rectilíneas o evolucionando hacia la concavidad y las divisorias de agua con terminaciones agudas (cuchillas).

Por tratarse de macizos antiguos el grado de fracturamiento, diaclasamiento y fallamiento es intenso y parte de la red de drenaje está instalada a lo largo de esos lineamientos.

#### **FORMACIONES SUPERFICIALES**

Incluyen alteritas arcillosas de colores rojizos cuando proceden de esquistos o alteritas arenosas (arenas de desagregación) si el material parental son rocas graníticas. Las vertientes, en general, tienen una cobertura delgada (inferior a 1m) de material coluvio-aluvial heterométrico.

#### **PROCESOS**

En estas condiciones, los procesos dominantes son la disección profunda y movimientos en masa frecuentes en las vertientes (dominan los derrumbes). Por el retroceso de las vertientes, los afloramientos rocosos son más frecuentes que en otras condiciones, incluida la divisoria misma.

Por las pendientes fuertes que se desarrollan en estos sistemas de disección profunda, el escurrimiento superficial (difuso y concentrado) opera fácilmente en ausencia de cobertura vegetal, dando lugar a la degradación de suelos con el consecuente transporte de sedimentos hacia unidades más bajas.

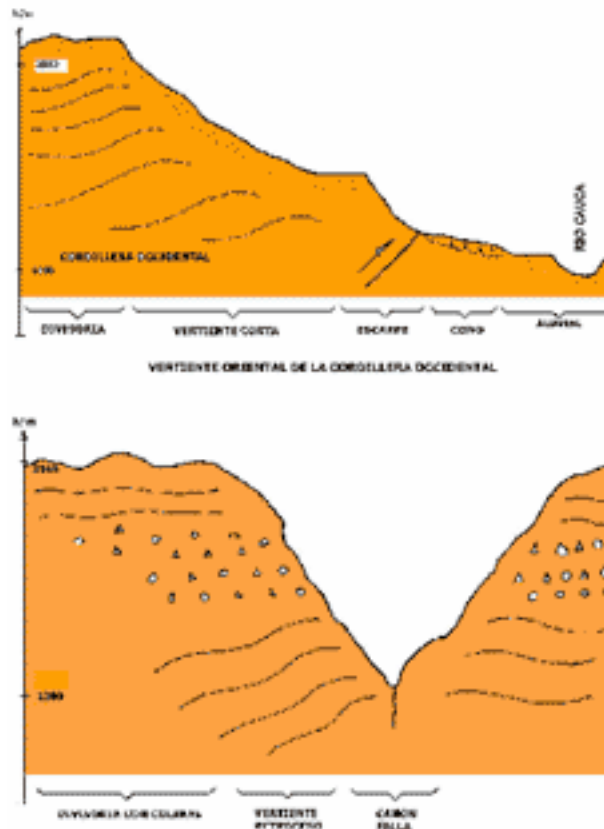
El sistema descrito es representativo en los macizos de Garzón, Santander, Santa Marta, serranía de San Lucas, serranía de los Motilones, el Noreste antioqueño y algunos sectores del flanco occidental de la cordillera Occidental.

Aunque en las unidades descritas también se elaboraron superficies de aplanamiento en el Terciario inferior, las evidencias relictuales son difícilmente reconocibles.

#### **SUPERFICIES DE APLANAMIENTO RESIDUALES MUY DEGRADADAS**

El macizo de Santander y el de la Sierra Nevada de Santa Marta, al igual que los demás macizos, fueron peneplanizados durante el Terciario inferior. El sustrato dominante en los macizos señalados es granítico y néisico (los esquistos son menos frecuentes) y las alteritas resultantes son principalmente arenas de desagregación (con limos y arcillas en menor proporción).

El borde occidental y norte del macizo de Santander (W y NW de Bucaramanga y alrededores de Ocaña, N. de S), los flancos sur y sureste de la Sierra Nevada de Santa Marta y el flanco occidental de



**Figura 5.** Disección profunda en la Cuenca del Patía.

la serranía de los Motilones, se encuentran en el presente bajo condiciones climáticas limitantes para el desarrollo de las formaciones vegetales, condiciones agravadas por las formas de ocupación.

El clima limitante, la pendiente y las alteritas arenosas facilitan la acción del escurrimiento hídrico con procesos de degradación de suelos (escurrimiento difuso y concentrado superficial y subsuperficial).

El modelado resultante es de colinas, en general, sin suelos en las convexidades, entremezcladas con áreas carcavadas. Los espacios entre colina y colina y los cauces efímeros reciben los sedimentos coluvio-aluviales (fondos de coluvionamiento).

Por los procesos señalados, este sistema evoluciona hacia condiciones de desertificación.

## VERTIENTES CORTAS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL HACIA EL RÍO CAUCA

En general, la vertiente oriental de la cordillera Occidental es corta, debido a una altura relativamente baja de la cordillera y a un nivel de base local alto (río Cauca).

Así, las cuencas hidrográficas son de extensión moderada a pequeña, los ejes mayores del drenaje son perpendiculares al río Cauca y por las pendientes fuertes se dan las condiciones necesarias para su carácter torrencial.

Las formaciones superficiales incluyen arcillas de alteración cubiertas con cenizas volcánicas en los interfluvios, con espesor conjunto no superior a 3m. En los flancos domina el material coluvio-aluvial de fracción gruesa (incluye gravillas y bloques).

El carácter torrencial, desde luego, se ha aumentado por las formas de ocupación con cultivos limpios y pastos en la laderas de los valles. Por lo anterior, los procesos dominantes son la disección, el escurrimiento superficial y los derrumbes.

Estos últimos ubicados principalmente en las bermas de los ríos y sus flancos generan flujos de lodo una vez que se canalizan a lo largo de los ríos.

## VERTIENTES CORTAS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL HACIA EL RÍO PATÍA

Las características esenciales de este sistema morfogénico se relaciona con la litología, la pendiente y el clima (Figura 5).

Los materiales del sustrato son formaciones sedimentarias y volcano-detríticas poco consolidadas, lo que implica baja capacidad de retención de la humedad.

Las formaciones están densamente falladas lo que facilita una disección profunda (cañones) por los ríos de carácter alóctono.

La disección profunda, junto con su condición precedente (la orogénesis) han llevado a la formación de pendientes escarpadas.

Las condiciones climáticas son limitantes para el desarrollo de la cobertura vegetal (ecuatorial rala), la evapotranspiración potencial supera la lluvia anual.

Por las condiciones señaladas, los procesos dominantes son la disección profunda, el escurrimiento superficial difuso y concentrado y los derrumbes rocosos; todo bajo condiciones de un régimen torrencial.

El conjunto de procesos dominantes conllevan al retroceso de las vertientes, lo que implica disminución de área en los interfluvios cuyos bordes se desgastan por derrumbes.

En general, este sistema presenta tendencia hacia la desertificación.

## VERTIENTES HÚMEDAS CON ALTERITAS PROFUNDAS

Este sistema se ubica principalmente en la vertiente occidental media de la cordillera Occidental en condiciones de clima superhúmedo y en algunas áreas del flanco oriental de la cordillera Oriental.

El sustrato, básicamente cretáceo volcano-sedimentario, plegado y fallado en dirección N-S, no ejerce un control notorio sobre el modelado y la red de drenaje.

El modelado está más relacionado con unas alteritas muy profundas (5m y más) y recubiertas por cenizas volcánicas con espesores variables entre 1 y 3m. Los ejes mayores de drenajes han excavado cañones de dirección E-W, mientras que la red primaria ha dado origen al modelado de colinas y lomeríos.

Los movimientos en masa lentos están representados por una soliflucción profunda generalizada, deslizamientos rotacionales poco frecuentes y derrumbes en las bermas de los ríos y sus flancos inmediatos.

## LOS CAÑONES

Una de las características fundamentales de las montañas andinas es el modelado de disección. Esto significa que las formaciones aluviales no constituyen un sistema continuo y, más bien, son escasas a lo largo de algunos ríos y, en general, colgantes. Esto se debe a la capacidad alta de disección y de evacuación que tiene la red de drenaje, ligada a una pendiente fuerte y algunos controles parciales por accidentes tectónicos.

Se enfatiza especialmente en esta característica de los andes colombianos, con una red de drenaje mayor que por el alto potencial hidrogravitatorio, la disponibilidad de agua y el frecuente control tectónico de las corrientes ha modelado profundos cañones.

De la revisión de literatura no se precisa el concepto de cañón, ya que se define desde criterios bien diferentes y con connotaciones regionales. El punto de vista general lo relaciona sólo con el concepto de profundidad del drenaje y la amplitud del valle resultante.

Se entiende el cañón como la depresión de profundidad superior a 100m (en relación con las divisoria) resultante de la disección y evacuación de materiales por un río. La profundidad definida como mínima (100m), no es un valor fijo.

#### CARACTERÍSTICAS DE LOS CAÑONES:

El cañón está ocupado por un río principal y los tributarios confluyen de manera perpendicular u oblicua. En algunos casos se forman conos de deyección aluvio-torrencial en las confluencias.

El río en el cañón tiene mayor capacidad de disección y arrastre, por lo tanto construye un cauce más profundo y de pendiente más regularizada. Los afluentes son más altos (colgantes) y de mayor pendiente.

Por la mayor profundización del cañón, los depósitos laterales quedan en posición colgante, por lo tanto en desequilibrio potencial.

Generalizando, la dinámica específica de un cañón se explica por las siguientes razones:

Disección fuerte con profundización del cauce.

El cañón se constituye en el nivel de base local, en relación con el resto de la red de drenaje afluente.

Dominancia de los movimientos en masa (derrumbes, deslizamientos, desplomes).

Torrencialidad generalizada.

Los cañones son oblicuos a las depresiones tectónicas y en su mayoría disectan macizos antiguos.

Están, por lo menos parcialmente, controlados por líneas de falla lo que facilita la mayor disección y mayor velocidad del agua por los sectores rectilíneos del cauce.

Son el eje de transferencia de los flujos torrenciales (fluviales, fluvio-glaciares, volcano-glaciares) que son luego deyectados en los conos de piedemonte, cuando el material excede la capacidad del cauce.

El cañón termina en la garganta de las estribaciones cordilleranas en su salida hacia el piedemonte.

Las vegas y terrazas son formas menores y discontinuas (localizadas) en los cañones y son frecuentemente inundables por eventos torrenciales

La disección por socavamiento del sustrato aumenta la pendiente de las laderas y las desestabiliza.

Los represamientos, aunque ocasionales, ocurren en los cañones colombianos.

Por razones climáticas, los cañones se pueden dividir en Cañones en climas húmedos y Cañones en clima de tendencia seca.

En condiciones climáticas de tendencia seca (Chicamocha, Mayo, Guaitarilla, Juanambú, Guatapurí), los procesos dominantes son el escurrimiento superficial difuso y concentrado con truncamiento de suelos aquí se incluyen el cañón del sistema Guáitara-Patía, de dirección N-S (antes de atravesar la cordillera Occidental).

En la cordillera Oriental, cuando los ríos están controlados por lineamientos tectónicos y si la disección alcanza niveles de rocas blandas, se profundizan para formar cañones. Como ejemplos se señalan los cañones de los ríos Negro y Blanco (afluentes del Guayuriba), el Chicamocha y el río Negro afluente del Magdalena (occidente de Cundinamarca), entre otros. La torrencialidad, junto con los derrumbes y flujos de lodo son los procesos más representativos.

## LA MONTAÑA BAJA

Las macrounidades definidas como Montaña Media y Alta y la que se describe a continuación como Montaña Baja, se definieron en términos morfoestructurales y bioclimáticos.

La Montaña Baja, al igual que las macrounidades superiores se incorporan al concepto estructural de cordillera, como los bloques levantados por procesos orogénicos.

Aquí se define como Montaña Baja el conjunto formado por las estribaciones de las cordilleras, la cordillera de la costa (más conocida como Serranía del Baudó-Darién) y algunas de las serranías bajas de La Guajira.

Por ubicación altitudinal, la disponibilidad de energía es inferior para desencadenar los procesos ligados a las grandes cuencas hidrográficas, pero sí reciben sus efectos. Así, una de las características es la ausencia de cañones, pero en cambio se encuentran las gargantas de salida de los cañones (formados arriba) hacia los piedemontes.

La ubicación bioclimática en el piso Ecuatorial implica un potencial alto de alteración del sustrato. Sin embargo, existe una diferenciación en función de la exposición a los vientos húmedos o de tendencia seca.

La característica esencial de las partes bajas de las cordilleras es su correspondencia, en general, con los escarpes tectónicos de las fallas (inversas) fundamentales que separan las cordilleras de las depresiones tectónicas laterales.

La ubicación de las estribaciones de las cordilleras en las partes bajas de las montañas, las hace coincidir con climas cálidos (piso bioclimático ecuatorial), hecho que implica un potencial alto de alteración físico-química del sustrato. Sin embargo, por la pendiente fuerte, la remoción es rápida y por lo tanto se generan vertientes de retroceso con pendiente cóncava.

Las generalidades anteriores permiten diferenciar dentro de la Montaña baja los siguientes geosistemas:

### LA CORDILLERA DEL BAUDÓ-DARIEN CON ALTERITAS PROFUNDAS

El núcleo de la llamada Serranía del Baudó-Darién está compuesto por corteza oceánica obducida y cubierta parcialmente por rocas sedimentarias del Terciario. El conjunto fue levantado, junto con todo el sistema andino, durante la orogenia del Plioceno y se enmarca dentro de la zona de subducción del Pacífico y la depresión del Atrato-San Juan.

Por lo anterior, el Baudó-Darién constituye una cordillera, la que además continúa en proceso de formación.

El concepto descriptivo de “serranía” no se utiliza aquí como criterio de clasificación de unidades estructurales, así, la cordillera Baudó-Darién se incluye en la montaña (baja).

Igualmente, otros relieves como la Macarena y Perijá, aparecen como partes del sistema montañoso. En cuanto a los relieves conocidos como serranías de San Jerónimo, Abibe, Ayapel y San Jacinto, se incluyen en los relieves de las formaciones epicontinentales de las depresiones tectónicas.

El concepto básico de montaña se relaciona con un levantamiento tectónico y una diferenciación altitudinal en pisos bioclimáticos, la que a su vez condiciona diferenciaciones edáfico-geomorfológicas mayores.

Por lo anterior, nos referimos en este aparte a la Serranía del Baudó-Darién. Dentro de la organización estructural del territorio colombiano, esta unidad constituye la “Cuarta Cordillera” (Acosta, 1982; Restrepo y Toussaint, 1985).

Las características generales de la Montaña Baja se relacionan con un potencial hidrogravitatorio relativamente bajo. Esto implica una capacidad de disección moderada que no alcanza a formar cañones, en el sentido en que antes fueron descritos.

## MACIZO RESIDUAL DE LA GUAJIRA

La unidad definida aquí como montañas bajas de La Guajira se ubican el piso Ecuatorial de tendencia seca. Descriptivamente estos relieves se denominan serranías; sin embargo, algunas de las serranías están compuestas por rocas sedimentarias epicontinentales depositadas durante el Terciario en las depresiones (sedimentarias) que bordeaban los relieves emergidos aquí considerados.

Por lo anterior, nos referimos a las montañas bajas de La Guajira como a las constituidas por macizos antiguos y a las formaciones sedimentarias plegadas y falladas del Cretáceo. En ambos casos, estos relieves estuvieron emergidos durante el Terciario.

Los procesos actuales dominantes están ligados al escurrimiento superficial del agua y a la acción del viento (deflación). En conjunto, estos procesos están facilitados por la cobertura vegetal rala o casi nula y el sistema muestra condiciones de desertificación.

Este Macizo geográficamente incluye las serranías de Macuira, Jarana y Cosinas y los cerros Parash.

El macizo es un complejo de rocas metamórficas de edad jurásica y más antiguas que permaneció emergido por lo menos durante el Mesozoico y Terciario; por lo tanto, estuvo sometido a procesos erosivos de génesis diferentes y los afloramientos actuales e consideran como relictos de volúmenes mayores del pasado tanto en altura como en extensión.

El modelado se identifica por un conjunto de colinas y lomeríos formados por una disección poco profunda con vallecitos suavizados por coluvionamiento.

Las condiciones bioclimáticas actuales permiten una desagregación mecánica superficial de las rocas, lo que genera una formación superficial delgada (inferior a 50 cm, en general) y compuesta principalmente por elementos gruesos (bloques, gravillas y arenas) y una proporción menor de partículas finas (limos y arcillas).

En los vallecitos de coluvionamiento, el espesor de la formación superficial puede alcanzar los 2 metros, con materiales más finos que en los interfluvios.

Sobre los materiales resultantes de la desagregación, actúan los procesos ligados al escurrimiento superficial del agua: escurrimiento difuso (con truncamiento de suelos) y concentrado con formación de surcos y cárcavas.

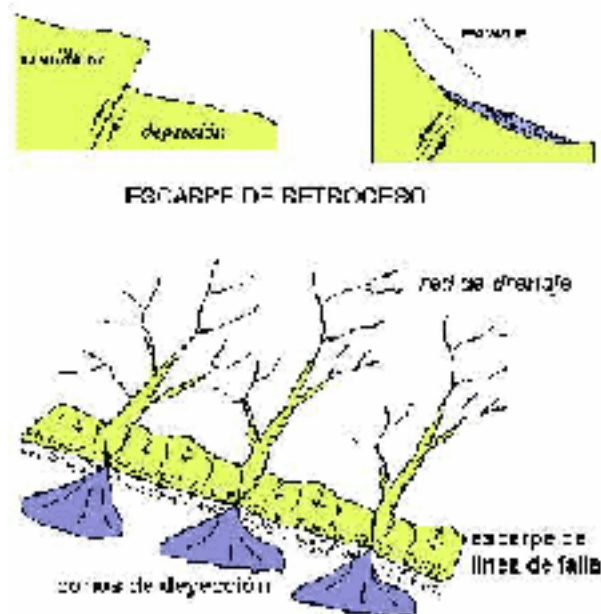
Debido a la cobertura vegetal rala y escasa, el viento actúa tomando en suspensión los materiales finos (deflación). Estos procesos actúan en menor grado en el flanco noreste de la serranía de Macuira, donde el choque de los vientos Alisios permiten la presencia de una mejor cobertura vegetal.

## ESCARPES CÓNCAVOS EN RETROCESO

Las montañas andinas están sometidas a una disección generalizada, con aumento de pendiente e inestabilidad de las mismas por movimientos en masa, escurrimiento superficial, reptación y flujos torrenciales, procesos que en conjunto definen una tendencia hacia el retroceso de las vertientes en búsqueda de un perfil cóncavo. Por esta razón de inestabilidad, se diría que las vertientes montañosas son, en general, de retroceso.

A pesar de lo anterior, se definieron como vertientes cóncavas en retroceso, aquellas ligadas a los escarpes tectónicos de las fallas fundamentales que separan las cordilleras de las depresiones tectónicas laterales o descritas también como las estribaciones de las cordilleras. (Figura 6).

En los escarpes mismos, la red de drenaje es de los órdenes 1, 2 y 3 con capacidad de disección moderada. Pero, los escarpes son cortados perpendicularmente por los grandes ríos (generalmente cañones) que descienden de las cordilleras hacia las depresiones laterales. Estos cortes forman gargantas estrechas y abruptas que comunican con los conos de los piedemontes.



**Figura 6.** Modelado en facetas.

Las estribaciones o bordes bajos de las cordilleras presentan diferencias regionales por razones litológicas y bioclimáticas. Sin embargo, como sistema morfogénico existen unas características globales en el territorio nacional:

- Responden a la dinámica de retroceso de las vertientes ligadas a los escarpes de las fallas fundamentales que separan las cordilleras de las depresiones tectónicas laterales.
- El retroceso se explica por la búsqueda de una pendiente cóncava de equilibrio dinámico, producto de la disección por corrientes menores de agua nacidas en los mismos escarpes y por la dominancia de movimientos en masa de tipo derrumbe.
- La dinámica de retroceso es más rápida comparada con la de otros espacios. La remoción de los materiales superficiales es más efectiva y por lo tanto los afloramientos rocosos son dominantes.
- Los procesos señalados, más un escurrimiento superficial difuso y reptación conllevan a convertir el escarpe en un área sedimentógena con formación de depósitos coluvio-aluviales sobre el borde de las llanuras.
- Los escarpes se disectan por los ríos que descienden de las cordilleras de manera aproximadamente perpendicular a las depresiones. Esto genera un modelado en facetas más o menos trapezoidales separadas por las gargantas en "V", o salida de los sistemas fluviales encañonados en la montaña hacia el piedemonte (Figura 6).

Por lo anterior, este sistema se identifica como inestable e incluye características transicionales de la dinámica piedemontana.

Dentro de los Escarpes de Retroceso es posible diferenciar los Escarpes interiores y los Escarpes exteriores.

Los escarpes interiores son los orientados hacia las depresiones del Magdalena-Cesar y Cauca-Patía. Por su situación intramontana presentan deficiencias hídricas lo que conlleva a la dominancia de los procesos de escurrimiento superficial difuso y concentrado con truncamiento de los suelos; el proce-

so que sigue en importancia son los derrumbes. Otros movimientos en masa menos representativos son la solifluxión y los deslizamientos rotacionales.

En cuanto a las estribaciones hacia la depresión del Cauca, los procesos morfogénicos son más intensos en el borde de la cordillera Occidental que de la Central. La razón se relaciona con la longitud mayor las vertientes de la cordillera Central. Esta cordillera, por su mayor altura y el considerable aporte de materiales (volcánicos, glacio-volcánicos y fluvio-glaciares) desplazó al río Cauca hacia el occidente contra la cordillera Occidental. Esta situación se repite con el río Magdalena desplazado contra la cordillera Oriental y el río Cesar hacia la Serranía de Perijá por los aportes procedentes de la Sierra Nevada de Santa Marta.

Los Escarpes exteriores son las estribaciones hacia la Orinoquia-Amazonia y hacia el Pacífico y cuencas bajas del Atrato-San Juan. La connotación “exterior” se relaciona con la posición de borde del sistema andino, lo que implica exposición a los sistemas de vientos húmedos.

En las estribaciones exteriores de las cordilleras existen condiciones de mayor humedad y cobertura vegetal. Esto favorece la dominancia de los movimientos en masa de tipo derrumbe y, para el caso del piedemonte Llanero, sensiblemente favorecidos por eventos neotectónicos, aunque no son exclusivos del área referida.

Históricamente, los escarpes exteriores de las cordilleras, han sido menos ocupados por los grupos humanos y por eso los procesos ligados al escurrimiento superficial son menos activos en comparación con los escarpes interiores.

La solifluxión y los deslizamientos se presentan frecuentemente junto con los derrumbes en las estribaciones exteriores, favorecidos por formaciones arcillosas y alta humedad.

Comparados con los escarpes interiores, los exteriores tienen mayor cobertura vegetal, en gran parte de la estribación de la cordillera Occidental aún en estado natural. Por esto, los procesos de escurrimiento superficial (difuso y concentrado) son menos efectivos.

## LAS DEPRESIONES TECTÓNICAS

Las Depresiones Tectónicas intramontanas son una macroforma estructural resultante del levantamiento diferencial del sistema cordillerano andino. La orogenia levantó las cordilleras a la posición actual, mientras que las depresiones fueron levantadas a una altitud menor. Las estructuras adquirieron sus geoformas similares a las actuales con la orogenia andina del Plioceno.

El límite entre las cordilleras y las depresiones ocurre a lo largo de líneas estructurales, generalmente fallas inversas (Figura 7).

Poco antes del levantamiento mayor, en el sistema andino emergían parcialmente las cordilleras y algunas serranías, mientras que mares interiores (mediterráneos), ciénagas y pantanos ocupaban las depresiones que hoy conocemos como Magdalena-Cesar, Cauca-Patía, Atrato-San Juan y la Llanura de la Costa. En estos espacios se sedimentaron las formaciones de los materiales procedentes de los relieves emergidos con distancias cortas de recorrido (formaciones epicontinentales). En estas formaciones dominan los sedimentos detríticos gruesos (gravillas, arenas) y otros más finos (limos y arcillas).

Las depresiones intramontanas bordean paralelamente al sistema montañoso andino y son áreas sedimentarias donde se acumula gran parte de los materiales traídos por los ríos desde los relieves más altos. La sedimentación ha sido un proceso continuo, pero con intensidades diferentes, desde la conformación del sistema andino en el que se identifica, a nivel macro, un sistema de transferencia compuesto por las cordilleras que aportan los sedimentos, la red de drenaje (generalmente encañonada) que los transfiere y las áreas bajas donde se depositan (áreas de agradación).

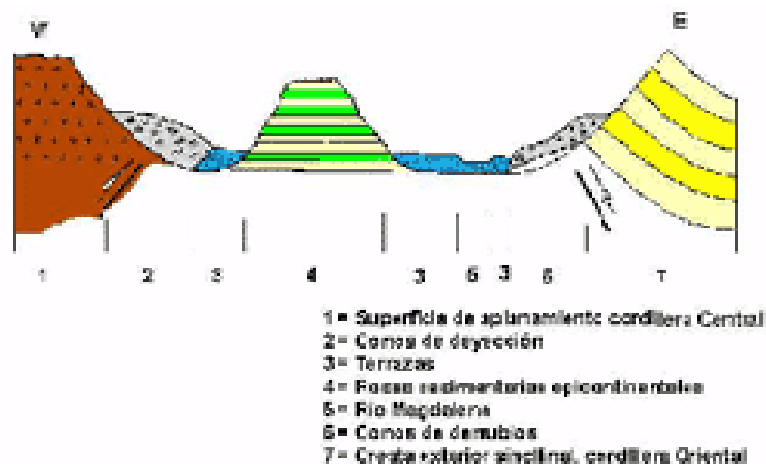


Figura 7. La depresión tectónica del Magdalena.

Las características geomorfológicas básicas de las depresiones se relacionan con la dinámica fluvial y los depósitos aluviales y aluviotorrenciales correlativos:

- Energía de transporte mínima, por lo tanto dominan los procesos sedimentarios.
- Los levantamientos posteriores menores del sistema andino (por eventos tectónicos) y las consecuencias en el aporte discontinuo de materiales (también ligado a cambios climáticos) definen momentos en los que domina la acumulación y otros en que domina la disección. De esto resulta la formación de terrazas y otras formas aluviales.
- La divagación de los ríos define modelados específicos con ríos trenzados (canales anastomosados), ríos meándricos, diques aluviales, cubetas de inundación y ciénagas, entre otros.
- A pesar de la dominancia de los procesos sedimentarios, ocurren en menor escala los procesos de disección, escurrimiento superficial y algunos movimientos en masa en las colinas, mesas y cerros residuales de las formaciones epicontinentales.
- Por la generalidad de las formas depresionales, los desbordes, difluencias e inundaciones, así como el impacto de los flujos torrenciales procedentes de las montañas, son características esenciales de las depresiones.

La ubicación ecuatorial y en altitudes bajas define un clima cálido, pero la humedad está condicionada por la exposición a las corrientes de vientos y también a los niveles freáticos, generalmente altos. Por esto, se diferenciarán algunos sistemas por razones climáticas.

En los Llanos Orientales, como depresión tectónica lateral al sistema andino, se cumplen, en general, las condiciones estructurales y morfogénicas antes señaladas. Sin embargo, es conveniente tratar esta unidad bajo el concepto de dominio Orinoqués por algunas especificidades relacionadas con las condiciones bioclimáticas del pasado y actuales.

Dentro de las Depresiones Tectónicas es posible distinguir las siguientes unidades:

## RELIEVES TABULARES PLEGADOS CON ALTERITAS PROFUNDAS

Esta unidad se enmarca dentro de otro geosistema denominado Sedimentos Epicontinentales característico de las Depresiones Tectónicas

Estos espacios están ubicados en áreas húmedas y superhúmedas. La consecuencia es una alteración bioquímica profunda de los sedimentos, con formación de alteritas (espesores superiores a 3m).

La disponibilidad de agua abundante en unas pendientes generalmente suaves ha generado un modelado de disección moderada caracterizado por lomeríos y colinas como interfluvios de una red de drenaje densa.

La ubicación en el Andén Pacífico y noroeste del país, permitió la acumulación de capas de ceniza de la cordillera Central, transportadas por los vientos dominantes del noreste.

Como en otras condiciones de alta humedad, la posibilidad de una degradación generalizada de la cobertura vegetal aceleraría la acción del escurrimiento superficial

## RELIEVES TABULARES PLEGADOS DISECTADOS EN VÍAS DE DESERTIFICACIÓN

Esta unidad se enmarca dentro de otro geosistema denominado Sedimentos Epicontinentales característico de las Depresiones Tectónicas

Con una ubicación climática intermedia, en relación con los relieves tabulares con alteración profunda, se encuentran sedimentos epicontinentales levantados y disectados en la depresión del Cauca, Magdalena, Sinú y borde Llanero.

Las condiciones climáticas son de relativo equilibrio ante la precipitación anual y la evapotranspiración. En general, los bosques ecuatoriales han desaparecido y han sido remplazados principalmente por pastizales. Otros sectores han sido abandonados y la recuperación evoluciona hacia matorrales.

Las formas de ocupación aceleraron el escurrimiento superficial difuso y concentrado. La abundancia de colores rojizos en estas formaciones muestran una degradación de suelos que podría avanzar hacia condiciones irreversibles.

Las causas se relacionan con las pendientes fuertes, poca capacidad de retención de agua por los materiales detríticos, formaciones superficiales muy delgadas (inferior a 1m) con dominancia de bloques y gravillas.

Las serranías de Abibe, San Jerónimo, Ayapel y San Jacinto se incluyen en este sistema.

## CONOS Y TERRAZAS

Esta unidad se refiere a los depósitos (conos) de deyección aluvio-torrencial ubicados en los Piedemontes de las cordilleras colombianas y a las terrazas en los valles aluviales contiguos a los conos.

### Los conos

También llamados abanicos son depósitos que provienen de la montaña Media y Alta y encuentran lugar de acumulación en los piedemontes. Son por naturaleza inestables y se asocian a ellos amenazas naturales ligadas a su dinámica morfogénica. Se les denomina de deyección por la forma como ocurre su acumulación en tiempo y espacio: generalmente los materiales provenientes de la montaña llegan al piedemonte con gran velocidad y al encontrar en el piedemonte y llanuras aluviales una pendiente mucho más suave y con pocos obstáculos, pierden velocidad y se desplazan en forma de cono o abanico.

Por situaciones espaciales de ubicación altitudinal y entorno climático, es posible diferenciar los conos de deyección:

Los conos de la vertiente occidental de la cordillera Oriental se forman por material clástico que se desprende de las cornisas y se acumulan al pie de éstas. El borde de esta cordillera hacia la depresión

del Magdalena corresponde en una gran parte con las crestas exteriores de los sinclinales de dirección norte sur y noreste.

Estos conos se encuentran en condiciones de pluviosidad deficiente, la capacidad de retención de la humedad es muy baja y la vegetación del bosque ecuatorial es baja y rala.

El espesor de los derrubios es variable, pero puede superar los 100m.

En las condiciones descritas, los procesos dominantes son el escurrimiento superficial difuso con truncamiento de suelos, escurrimiento concentrado en surcos, cárcavas y túneles.

El sistema se describe como muy sensible a los procesos de degradación y en la mayor parte del área ocupada se evidencia una evolución hacia condiciones de desertificación.

Hacia el litoral Pacífico, específicamente hacia el piedemonte alto de los ríos Mira y Patía existen conos fluvio-volcánicos relacionados con los volcanes del eje de la cordillera Central (Chiles, Cumbal, Azufral, Galeras). Su posición alta ha permitido una disección moderada con un modelado de colinas, Allí ocurren algunos movimientos en masas de tipo derrumbe y deslizamiento.

Otros conos se ubican hacia el Pacífico, Atrato, Orinoquia y Amazonia, que ocupan una posición más baja, antes de las llanuras aluviales y están relacionados con eventos fluvio-glaciares y/o volcano-glaciares del final del Pleistoceno.

En general, presentan una disección incipiente, aunque con valles de divagación muy anchos, pues allí los ríos (encañonados) que descienden de la cordillera han reducido considerablemente la pendiente y depositan sus sedimentos.

En la superficie de estos conos aún se evidencian formas de cauces anastomosados, diques y cubetas relacionados con los desbordes que les dieron origen. Las pendientes no sobrepasan los 3° y disminuye hasta menos de 1° en los lóbulos distales.

La inestabilidad de los conos por los efectos torrenciales generados en la montaña, están agravados por la sismicidad, como ocurre muy especialmente en el piedemonte Llanero.

En ambos piedemontes de la cordillera Central se encuentran conos de origen fluvio-volcánico que se diferencian de los demás por sus condiciones climáticas menos húmedas e históricamente han sido ocupados por diversos grupos humanos. Se trata de los conos (borde oriental) de Lérida - La Sierra (Tolima), parte del cono de ibagué y otros en el Huila. Por la otra vertiente están los conos hacia la depresión del río Cauca.

A este tipo de conos se asocian el de Valledupar y otros de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Serranía de Perijá.

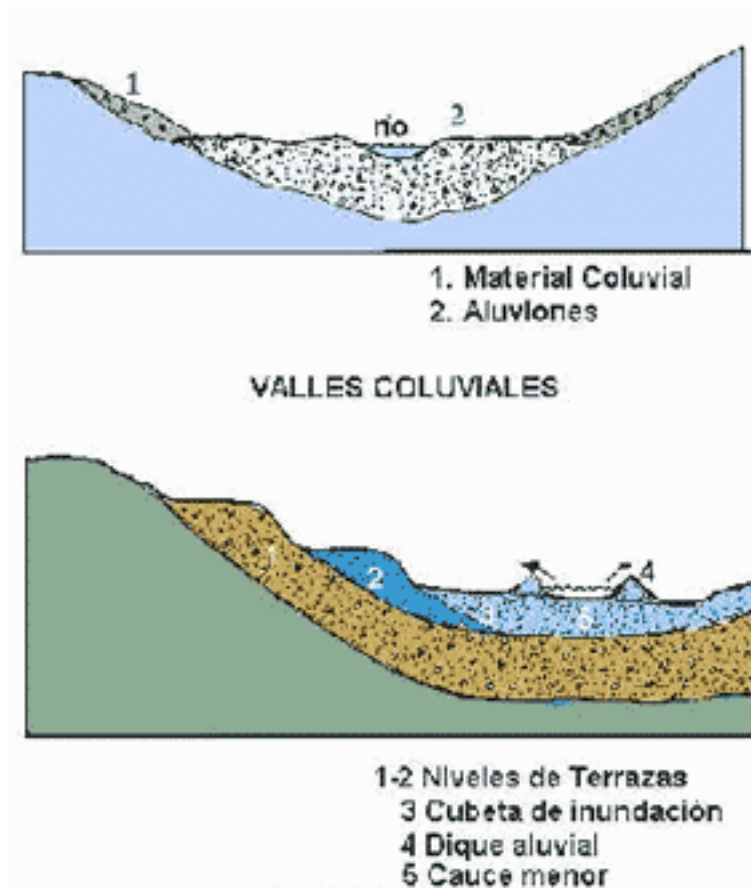
En la depresión Momposina existen conos-terrazza y se refiere este sistema a los aluviones subcrecientes de los bordes sur y suroeste de esta depresión y relacionados con niveles más altos del sistema inundable Magdalena-Cauca-San Jorge. Una posible explicación estaría relacionada con la subsidencia en la depresión con la consecuente disección moderada de los sedimentos.

## **LAS TERRAZAS**

Las terrazas se ubican en las llanuras aluviales (figura 8a). Dentro de ellas, se tienen las terrazas bajas que se inundan ocasionalmente en años muy lluviosos, mientras que las terrazas medias y altas se inundan sólo excepcionalmente.

Por divagación del río, el socavamiento desestabiliza puntualmente las bermas de las terrazas donde se producen derrumbes o desprendimientos.

En las terrazas altas es frecuente observar algunos túneles aún no colapsados que podrían evolucionar hacia surcos y cárcavas. Esto, esencialmente en terrazas del río Cauca aguas arriba de La Pintada y en el Magdalena arriba de la depresión Momposina.



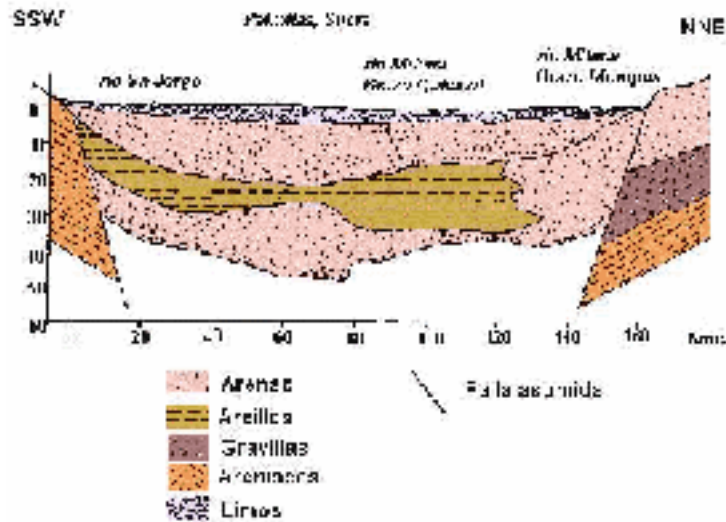
**Figura 8a.** Valle fluvial y valles coluviales.

Se identifican los meandros como formas evolutivas de la alternancia en la depositación, disección y divagación de la corriente.

Dentro del sistema de terrazas se incluye las terrazas medias y altas de los ríos Cesar, Ariguaní, Fundación y sus afluentes. Por lo tanto, los materiales aluviales proceden longitudinalmente del río Cesar y también por aportes laterales de los ríos que proceden de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Serranía de Perijá.

Las características específicas de este sistema son principalmente las siguientes:

- Mayor extensión de los depósitos aluviales, en relación con otras cuencas bajas, comparables sólo con los del río Cauca en el departamento del Valle.
- Climáticamente, el sistema es deficitario, la cantidad de lluvia anual es inferior a la evapotranspiración.
- La sedimentación aluvial evidencia una torrencialidad alta, explicable en parte por la cercanía de los volúmenes montañosos de donde procede el material, serranía de Perijá-Motilones y Sierra Nevada de Santa Marta. Esto implica menor estratificación y selección de materiales y por lo tanto menos posibilidades de retención de humedad.
- A diferencia de otros sistemas aluviales, los sedimentos aluviales (principalmente holocenos) de los ríos Cesar-Ariguaní-Fundación descansan sobre otros sedimentos ricos en sales. La evapotranspiración alta favorece la subida de las sales a la superficie del suelo.



**Figura 8a.** La depresión momposina. Fuente, Martínez 1981.

#### LAS LLANURAS INUNDABLES

Las llanuras inundables en las depresiones tectónicas son comunes en el bajo Magdalena y en la llanura aluvial del río San Juan. Es posible diferenciar dos tipos de llanuras inundables.

#### LLANURAS DE DESBORDE SIN CIÉNAGAS

Este sistema se asocia a los grandes ríos colombianos, aguas arriba de los sistemas cenagosos. Está en los ríos San Juan, Atrato, Sinú, San Jorge y Cauca-Magdalena.

La espesa capa de sedimentos está compuesta de fracciones finas, limos principalmente, seguidos por la fracción arena y arcilla.

La dinámica principal es el aluvionamiento que genera formas como los diques y orillares, además de las difluencias para formar meandros y cauces abandonados. La pendiente, aunque muy baja, es suficiente para no permitir la formación de ciénagas. El encharcamiento por lluvia es frecuente en este sistema.

Con el retiro de las aguas, ocurre la retracción en los materiales finos generando un micromodelado poligonal conocido como “gilgai” o “zurales”.

Las condiciones señaladas indican que las inundaciones son un fenómeno natural de ocurrencia frecuente y que tiende a aumentar en función del aporte cada vez mayor de sedimentos procedentes de los sistemas montañosos.

#### LLANURA DE DESBORDE CON CIÉNAGAS

A diferencia del sistema anterior, este sistema de llanura aluvial de desborde se identifica por la presencia de numerosas ciénagas (Figura 8).

El sistema río-ciénaga implica relaciones biunívocas: en aguas altas fluye hacia las ciénagas que se convierten en trampas de sedimentos y, en aguas bajas, el agua fluye de la ciénaga hacia el río. Se constituye así, un sistema de amortiguación hídrica.

La frecuencia del desborde es anual.

Los diques y orillares constituyen los espacios menos inundables y por lo tanto más seguros para los asentamientos humanos.

La tendencia que muestran estos sistemas es de mayor sedimentación con el tiempo, idea que se apoya con algunos hechos como la disminución de la navegabilidad y la colmatación de ciénagas pequeñas.

Al igual que el sistema anterior, la inundación y el aluvionamiento son los procesos dominantes naturales que definen este espacio.

## LOS LITORALES

La interacción de los procesos de la dinámica marina y continental hace de los litorales un espacio particularmente dinámico de respuesta a los cambios globales, locales y regionales.

El litoral, entendido como interfase océano-continente, incluye el área de aguas poco profundas en la que las olas pueden remover los sedimentos y el área hacia el continente bajo la influencia del oleaje, mareas y corrientes de marea y que incluye playas, acantilados, dunas costeras, barras y flechas, entre otras geoformas.

Los litorales colombianos son espacios de alta sensibilidad relacionada con la orogenia pasada y presente del sistema andino, efectos neotectónicos (levantamiento, subsidencia, sismicidad), cambios climáticos (y del nivel del mar), influencia antrópica tanto en el continente como en el litoral mismo y la dinámica propia del litoral bajo las acciones marino-continentales.

Como ejemplo de lo anterior, se sabe que durante la última glaciación la costa Caribe estaba unos 15 kilómetros más al norte (Ochsenius, 1981), por lo tanto hubo una mayor amplitud continental del territorio, así como de la extensión insular; pero también un nivel de base más bajo.

Tanto el litoral Pacífico como el Caribe, se clasifican como “marginales convergentes” por su ubicación próxima y paralela a los límites de placas litosféricas, hecho que implica movilidad tectónica.

En los litorales se recibe en gran parte el efecto del transporte de materiales de la montaña, por lo tanto es un espacio en proceso de acreción por sedimentación. Sin embargo, en los litorales en proceso de levantamiento las acumulaciones de sedimento es escasa y dominan los acantilados bajo procesos de abrasión marina.

El litoral Pacífico colombiano muestra condiciones bioclimáticas de ecuatorialidad con alta humedad, mientras que el litoral Caribe evidencia características subtropicales de tendencia seca.

En los litorales colombianos se pueden distinguir las siguientes unidades:

### LITORAL PACÍFICO CON RÍAS, DELTAS, ACANTILADOS Y TERRAZAS FLUVIO-MARINAS

#### LOS ACANTILADOS

En el Pacífico los Acantilados se encuentran en la mitad norte del litoral. Se trata de afloramientos rocosos de levantamiento reciente o actual donde la abrasión marina no ha logrado reducir los escarpes tectónicos y por lo tanto las pendientes son abruptas y de formas más o menos rectilíneas.

Los acantilados en la costa Pacífica corresponden con la estribación de la cordillera de la Costa (o Serranía del Baudó). Esta cordillera es la de más reciente formación y está compuesta principalmente por rocas basálticas de la corteza oceánica obducida.

En las condiciones de pendiente de los acantilados, los procesos de meteorización de las rocas son, en general, más lentos que los de remoción. Una vez que los materiales se desagregan son removidos por la abrasión marina o por los procesos hidrogravitatorios; por lo tanto, dominan los afloramientos rocosos.

La presencia de escalones rocosos es común como resultado de la abrasión marina. Por este mismo proceso, las vertientes rocosas se desestabilizan y ocurren desplomes y derrumbes, como los procesos de remoción en masa dominantes.

#### LOS ACANTILADOS HEREDADOS

El flanco occidental de la cordillera del Baudó tiene pendientes abruptas y con formas que varían de rectilínea a cóncava, correspondientes con un acantilado que se eleva progresivamente en relación con el nivel del mar.

Se supone un tiempo de ascenso de la cordillera más rápido que el necesario para que la dinámica fluvio-marina logre evacuar la suficiente cantidad de materiales de los acantilados y generar formas cóncavas de retroceso. Así, el frente occidental ha estado sometido a la acción marina del oleaje y las mareas desde su emersión, de manera continua pero diferenciada altitudinal y temporalmente.

Durante la última glaciación se calcula que el nivel del mar estuvo unos 100m más bajo que la línea actual. La abrasión marina talló en los acantilados cavernas que luego, como consecuencia de la deglaciación (Holoceno) fueron cubiertas por el ascenso eustático. Algunas de tales cavernas se han descubierto en la costa Pacífica (Ej.: alrededores de la Bahía de Utría).

En el presente, el flanco occidental de la cordillera del Baudó presenta una dinámica torrencial relacionada con cuencas de drenaje muy cortas, de poca extensión y con pendiente fuerte. Además de la disección por las corrientes torrenciales, los procesos más representativos son los derrumbes (generalmente rocosos).

#### LAS TERRAZAS FLUVIOMARINAS HEREDADAS

Durante el periodo Terciario superior, la mayor parte del occidente colombiano, lo que posteriormente serían las cuencas del Atrato-San Juan-Patía estuvieron cubiertas por el mar y allí se sedimentaron materiales epicontinentales, generalmente fluvio-marinos.

Como resultado de la orogenia, parte de algunas de las formaciones sedimentarias referidas fueron levantadas levemente sobre el nivel del mar. Esto permitió que la acción del oleaje puliera superficies extensas para formar terrazas de abrasión y, en otros casos, simplemente el levantamiento y la posterior disección por la red de drenaje. En este último caso, las formas resultantes también son terrazas.

En el Pacífico, estos modelados se encuentran paralelos a la línea litoral (ubicados luego del sistema de rías). Relacionados con un paleotlitoral pacífico, también se identifica este sistema al lado y lado del río Atrato. En este caso, la abrasión marina se relacionó con el mar interior de lo que hoy es la cuenca del Atrato, poco antes del levantamiento epirogénico del Plioceno.

Bajo las condiciones bioclimáticas actuales del litoral Pacífico, los procesos de alteración bioquímica del sustrato son intensos. Así, las terrazas fluvio-marinas tienen en superficie alteritas limoarcillosas de varios metros de espesor. Además, persiste una cobertura de ceniza volcánica con espesores comunes hasta de 1m.

Las terrazas fluvio-marinas paralelas a la margen derecha del actual río Atrato están sometidas a una disección mayor por las corrientes que descienden de la cordillera Occidental (de mayor carga y competencia en relación con las del Baudó).

La pendiente suave de estos modelados y bajo la cobertura boscosa dominante, mantiene un equilibrio dinámico en relación con la estabilidad de las formaciones superficiales. Sin embargo, la perspectiva de una deforestación generalizada degradaría rápidamente los suelos de textura arcillosa por escurrimiento

superficial, dadas las altas frecuencias e intensidades de los aguaceros. Esta posibilidad se plantea frente a los proyectos viales que se plantean para la región y el auge colonizador que podría generar.

#### LAS RÍAS, ESTUARIOS Y DEPÓSITOS LITORALES RECIENTES

Los modelados y procesos del litoral Pacífico están parcialmente condicionados por la acción de las mareas cuya fluctuación es próxima a los 4m. Este hecho define la presencia de estuarios-rías y de acumulaciones de sedimentos fluviomarinos litorales dispuestos en cordones, barras, playas y deltas menores (no cartografiados individualmente) que encierran bahías, radas, ensenadas y otras geoformas.

Las rías y estuarios son las partes bajas de los sistemas fluviales donde interactúan las mareas y sus corrientes. En el litoral pacífico, las rías se denominan esteros y ocasionalmente caños.

Geomorfológicamente, los estuarios son valles amplios de pendiente casi plana donde ocurre una sedimentación importante por decantación. La sedimentación de las arcillas es acelerada por la mezcla con agua salobre (floculación).

Generalmente, las rías del Pacífico se intercomunican entre sí, en marea alta. Esto facilita la navegación “por dentro” y estimula la deforestación y transporte de madera. Esta actividad produce gran cantidad de desechos vegetales que acentúan la colmatación junto con los sedimentos predominantemente limosos de las rías y sus desembocaduras, con la consecuente alteración de los sistemas de amortiguación hídrica y, desde luego, destrucción de nichos ecológicos.

Los efectos de la deforestación en algunas microcuencas receptoras de los sistemas de rías ha desencadenado la disección y truncamiento de las formaciones superficiales por escurrimiento superficial. Al respecto se cita como ejemplo el sector comprendido entre Buenaventura-Bahía Málaga-Ladrilleros.

Los sedimentos litorales del Pacífico se caracterizan por una notoria movilidad relacionada con las corrientes de marea, avenidas extremas de los ríos, la deriva litoral y efectos sísmicos; eventos que redistribuyen los sedimentos en retroceso hacia las playas, bocanas, barras y cordones. Desde luego, el proceso más generalizado es la acreción por sedimentación litoral.

El sistema descrito está expuesto a la acción del oleaje y ascensos excepcionales de corta duración por efecto de los tsunamis generados por sismicidad en la corteza oceánica.

Además del levantamiento actual generalizado del litoral, éste no es continuo en el tiempo y se identifican áreas subsidentes locales como los casos de Tumaco y Bahía Solano. A este caso, así como en el de los tsunamis, se relacionan hechos catastróficos.

Por todo lo anterior, se define como un sistema de cambios rápidos y en muchos casos con modificaciones en los cursos de las corrientes fluviales en el sector litoral.

#### LOS DELTAS

Como parte del sistema de transferencia fluvial, el delta es la acumulación de sedimentos medios y finos (gravas, arenas, limos y arcillas) en el contacto con el nivel de base marino y por pérdida de competencia fluvial.

Los deltas en los litorales colombianos son de construcción holocénica, pues durante la última glaciación las costas estuvieron retiradas en relación con la línea actual y en función de un nivel de base más bajo (100m aprox.).

La acreción por sedimentación es el proceso actual dominante en los deltas. Los deltas del litoral Pacífico ocupan, en general, menos área, al parecer por un tamaño menor de las cuencas hidrográficas. Además la pendiente de los ríos es mayor hacia el Pacífico, lo que implica mayor energía de transporte y la posibilidad de evacuar más materiales a mayor distancia mar adentro.

La plataforma continental del Pacífico es más estrecha y de mayor pendiente en comparación con la del Caribe, otro factor que explicaría la diferenciación en el tamaño de los deltas.

El proceso de construcción permanente de los deltas se identifica básicamente por: bifurcaciones múltiples, diques aluviales arqueados con pantanos intermedios y avance de la línea de costa.

## LITORAL CARIBE CON DELTAS, ACANTILADOS Y TERRAZAS FLUVIO-MARINAS

### LOS ACANTILADOS

En el Caribe, los acantilados se encuentran, entre la desembocadura de río Magdalena y la bahía de Cartagena y en el flanco norte de la Sierra de Santa Marta.

En ambos casos, se trata de afloramientos rocosos de levantamiento reciente o actual donde la abrasión marina no ha logrado reducir los escarpes tectónicos y por lo tanto las pendientes son abruptas y de formas más o menos rectilíneas.

En el litoral Atlántico, los acantilados más importantes se desarrollaron en las rocas graníticas o metamórficas del macizo de la Sierra de Santa Marta.

En las condiciones de pendiente de los acantilados, los procesos de meteorización de las rocas son, en general, más lentos que los de remoción. Una vez que los materiales se desagregan son removidos por la abrasión marina o por los procesos hidrogravitatorios; por lo tanto, dominan los afloramientos rocosos.

La presencia de escalones rocosos es común como resultado de la abrasión marina. Por este mismo proceso, las vertientes rocosas se desestabilizan y ocurren desplomes y derrumbes, como los procesos de remoción en masa dominantes.

### LAS TERRAZAS FLUVIOMARINAS HEREDADAS

Durante el periodo Terciario superior, la mayor parte del occidente colombiano y partes continentales del actual territorio de La Guajira estuvieron cubiertas por el mar y allí se sedimentaron materiales epicontinentales, generalmente fluviomarinos.

Como resultado de la orogenia, parte de algunas de las formaciones sedimentarias referidas fueron levantadas levemente sobre el nivel del mar. Esto permitió que la acción del oleaje puliera superficies extensas para formar terrazas de abrasión y, en otros casos, simplemente el levantamiento y la posterior disección por la red de drenaje. En este último caso, las formas resultantes también son terrazas.

La disección efectuada por la red de drenaje es leve, lo que produce un modelado suave en colinas con valles de fondo plano-cóncavo.

Las condiciones actuales bioclimáticas limitantes del litoral Caribe (extremo noreste), definen para este sistema unas características diametralmente opuestas: la meteorización es física con desagregación de las rocas, los procesos dominantes de remoción de materiales son el escurrimiento concentrado y difuso, seguidos por la deflación con transporte y acumulación de materiales finos.

Como resultado de los procesos señalados se destaca la degradación (erosión de suelos) en los interfluvios y coluvionamiento en los vallecitos elementales y, en algunos casos, microformas eólicas, no diferenciadas en este sistema.

Las formaciones superficiales están constituidas, en los interfluvios, por capas discontinuas y delgadas (inferiores a 50 cm) de gravillas y arenas. En los fondos, los coluviones también arenogravillosos, pueden alcanzar, generalmente, espesores de un metro y más.

Los procesos definidos, que en parte resultan también de una aceleración por las formas de ocupación, muestran para el área una tendencia marcada hacia condiciones evidentes de desertificación.

## Los DELTAS

Como parte del sistema de transferencia fluvial, el delta es la acumulación de sedimentos medios y finos (gravas, arenas, limos y arcillas) en el contacto con el nivel de base marino y por pérdida de competencia fluvial.

Los deltas en los litorales colombianos son de construcción holocénica, pues durante la última glaciación las costas estuvieron retiradas en relación con la línea actual y en función de un nivel de base más bajo (100m aprox.).

La acreción por sedimentación es el proceso actual dominante en los deltas. La sedimentación es particularmente apreciable en la desembocadura de los ríos Magdalena y Sinú.

En cuanto al delta del Magdalena, que en realidad es el delta del sistema Magdalena-Cauca-San Jorge, se han registrado migraciones hacia el suroeste: la ciénaga de Santa Marta es el antiguo delta. El delta actual muestra una disimetría con orientación suroeste por influencia de los vientos Alisios que presionan la sedimentación en esa dirección (deriva litoral).

El proceso de construcción permanente de los deltas se identifica básicamente por: bifurcaciones múltiples, diques aluviales arqueados con pantanos intermedios y avance de la línea de costa.

## EL MOSAICO DE GEOFORMAS DEL LITORAL CARIBE

Como mosaico de geofomas se agrupan las playas, playas levantadas (hasta 5m) (o terrazas fluvio-marinas), cordones litorales, barras, deltas menores, pequeñas rías y las ciénagas con comunicación marina. En cuanto a las formas litorales de contacto como bahías, radas, puntas u otras, por motivos de escala no se muestran en los mapas.

El litoral Caribe, a diferencia del Pacífico, está sometido a unas condiciones climáticas de menor humedad y en general deficitarias. La influencia de los vientos Alisios del noreste provoca removilización de sedimentos en dirección suroeste. La plataforma continental es más amplia y de menor pendiente y la amplitud de la marea es inferior a los 60cm..

Lo anterior define algunas particularidades tales como áreas inundables en el pre-litoral, formación de ciénagas, acción del viento acentuada en algunas áreas y ausencia de un sistema de rías bien desarrollado.

Al igual que el litoral Pacífico, en el del Caribe se evidencian levantamientos de las formaciones litorales del Terciario y Cuaternario. Así, los afloramientos calcáreos del Cerro La Popa son de edad miopliocena y referidos al levantamiento epirogénico.

Otros episodios del levantamiento se registran en formaciones arrecifales y capas de conchas entre 1 y 3m sobre el nivel medio del mar. Estas formaciones están en posición de playas o terrazas levantadas en el sector de Cartagena y fueron datadas por Thierry & Vernet con  $2850 \pm 150$  años B.P.

Históricamente se encuentran evidencias de explotaciones salinas al este de Santa Marta y hoy ubicados sobre el nivel del mar, e incluso ya como espacios urbanizados, lo cual evidenciaría un proceso de levantamiento reciente.

Algunas formas salientes del litoral están determinadas por los ejes estructurales de las rocas epicontinentales que se prolongan desde el interior del continente. Al respecto, algunas puntas se unen por depósitos de barras, playas y cordones litorales construidos bajo la influencia de la deriva litoral.

Detrás de la línea de playa, son frecuentes las acumulaciones de arena más o menos estabilizadas por los manglares, lo que a su vez facilita la formación de pequeñas ciénagas. La presencia de ciénagas es también

una evidencia del proceso de formación de la llanura litoral como resultado de la redistribución de los aportes aluviales en barras que encierran las bahías o las ciénagas mismas (ej.: Ciénaga Grande de Santa Marta).

El proceso de diapirismo y su consecuencia en el volcanismo de lodo, especialmente en el sector Los Morros y Galerazamba (departamento de Bolívar), genera también y de manera diferencial levantamientos y hundimientos menores en los terrenos adyacentes y paralelos a la costa, hecho que implica la retención de los sedimentos de deriva (Correa, 1990).

Sobre el retroceso de la línea de costa no se dispone de información específica. Al respecto, sólo se consideran aquí los efectos del “mar de leva” con retrocesos temporales de la línea de costa y que aporta materiales gruesos sobre las playas (bloques, guijarros, arena y hasta restos vegetales).

En el litoral Caribe, por ser un espacio altamente atractivo para la urbanización concentrada y residencias secundarias, se identifican impactos que modifican algunos flujos de sedimentos. Como ejemplo se cita el sector entre Cartagena y Coveñas, donde las vías y otras construcciones han cortado la comunicación entre el mar y las pequeñas rías, aumentando la sedimentación en éstas.

En relación con la consideración anterior, el ejemplo extremo lo constituye la Ciénaga Grande de Santa Marta donde el doble flujo mar-ciénaga fue sustancialmente alterado.

Otro ejemplo se relaciona con la ocupación actual para urbanizaciones en el litoral noreste de Santa Marta, de lechos de lagunas salobres explotadas como salinas a comienzos de siglo.

En los ejemplos citados, el efecto es una aceleración en la sedimentación detrás de los litorales ocupados y por lo tanto aparición de nuevas áreas inundables (Ej. áreas periurbanas de Cartagena y Barranquilla).

## LLANURA FLUVIOMARINA DE LA GUAJIRA CON PEDIMENTOS Y COBERTURA EÓLICA

Durante el periodo Terciario superior, parte continental del actual territorio de La Guajira estuvo cubierta por el mar y allí se sedimentaron materiales epicontinentales, generalmente fluviomarinos.

Como resultado de la orogenia, parte de algunas de las formaciones sedimentarias referidas fueron levantadas levemente sobre el nivel del mar. Esto permitió que la acción del oleaje puliera superficies extensas para formar terrazas de abrasión y, en otros casos, simplemente el levantamiento y la posterior disección por la red de drenaje. En este último caso, las formas resultantes también son terrazas.

En el departamento de La Guajira, se identifican terrazas fluviomarinas relacionadas con el mar Caribe y los paleolitorales del mismo.

Las condiciones actuales bioclimáticas limitantes del litoral Caribe (extremo noreste), definen para este sistema unas características diametralmente opuestas: la meteorización es física con desagregación de las rocas, los procesos dominantes de remoción de materiales son el escurrimiento concentrado y difuso, seguidos por la deflación con transporte y acumulación de materiales finos.

Como resultado de los procesos señalados se destaca la degradación (erosión de suelos) en los interfluvios y coluvionamiento en los vallecitos elementales y, en algunos casos, microformas eólicas, no diferenciadas en este sistema.

Las formaciones superficiales están constituidas, en los interfluvios, por capas discontinuas y delgadas (inferiores a 50 cm) de gravillas y arenas. En los fondos, los coluviones también arenogravillosos, pueden alcanzar, generalmente, espesores de un metro y más.

### LA COBERTURA EÓLICA

La Guajira hace parte del cinturón árido pericaribeño definido por Ochsenius (1981), condiciones climáticas deficitarias que han prevalecido la mayor parte del Cuaternario. Las formaciones vegetales del piso

ecuatorial son bajas y ralas, lo que permite una fácil acción de los procesos de escurrimiento superficial y del viento.

Las condiciones que para esta parte del litoral facilitan los procesos eólicos son: sedimentos medios y finos en espesores importantes, vegetación escasa a nula y la acción dominante de los vientos Alisios del noreste. Otros sistemas de vientos también actúan, pero los patrones de dunas corresponden más con la dirección de los vientos Alisios.

Los procesos presentes en el sistema definido son: escurrimiento superficial difuso (con truncamiento de suelos) y concentrado (surcos y cárcavas) ligado a los aguaceros esporádicos, coluvionamiento (por aportes laterales) en los valles, deflación y acumulación de materiales en dunas.

Las dunas de tipo parabólico en La Guajira son heredadas, lo cual hace pensar en condiciones más áridas al final del Pleistoceno que las del presente, por lo menos durante los dos últimos períodos glaciales (Khobzi, 1981). Las dunas actuales (holocenas) son únicamente de ambiente litoral y para La Guajira están condicionadas por un clima con todos los meses definidos como secos (Lecarpentier et al., 1975)

Los sedimentos transportados por procesos hídricos son redistribuidos por el viento, procesos que funcionan en el litoral guajiro.

Las dunas activas (actuales) se encuentran hasta altitudes de 30m sobre el nivel del mar; es decir, sobre la planicie litoral donde dominan las arcillas y las arenas

## EL DOMINIO AMAZÓNICO

Adoptar el concepto de *dominio* en términos geomorfológicos implica reconocer el funcionamiento de los procesos de la dinámica externa ligados en primera instancia a los factores bioclimáticos actuales y estructurales (litología y tectónica) y secundariamente a los factores bioclimáticos heredados.

De otra parte, se entiende la acepción de dominio por la relativa homogeneidad de una macrounidad del tamaño de la Amazonia Colombiana y, desde luego, en relación con el tamaño menor de las unidades definidas en los espacios andinos.

Por lo anterior, caracterizamos esta macrounidad como muy húmeda, con valores de precipitación entre 3000 a 4000mm anuales y una temperatura ligeramente superior a los 25°C. Estas condiciones climáticas han permitido el desarrollo de una cobertura vegetal densa (entre los ríos Amazonas y Apaporis) y con una variación hacia una selva rala intercalada con sabanas (entre los ríos Apaporis y Vichada) al noreste del dominio considerado.

Los factores citados definen un potencial bioquímico que se traduce en una alteración profunda del sustrato terciario y por lo tanto la formación de alteritas que constituyen gran parte de las formaciones superficiales. Todo esto, frente a unas acciones mecánicas limitadas y reducidas en extensión. Sin embargo, de lo anterior se exceptúan los afloramientos del Escudo Guayanés donde por la escasa cobertura vegetal las acciones mecánicas son dominantes.

En términos estructurales, la Amazonia puede dividirse en dos grandes unidades: el Escudo Guayanés con sus afloramientos rocosos hacia el oriente y la prolongación del escudo hacia el occidente cubierto por secuencias sedimentarias que constituyen una plataforma. Al interior de cada una de estas unidades ocurren discontinuidades relacionadas con partes aflorantes del escudo ("panes de azúcar" o peñoles, entre otros) o relieves levantados de la plataforma que forman mesetas (más conocidas regionalmente como tepuyes).

Para la plataforma, y con las excepciones referidas, se definen unas pendientes planas a onduladas, hecho que condiciona la energía para el funcionamiento de los procesos morfogénicos. A mayor detalle, la disección opera en las formaciones sedimentarias terciarias meteorizadas y aunque es poco profunda (comparada con los Andes), es posible diferenciar unidades según el grado de disección.

Al final del Terciario (Plioceno) ocurrió el principal levantamiento (orogenia) de los Andes (Van der Hammen, 1958) y las condiciones se tornaron húmedas. Sin embargo, se registraron períodos diferenciados muy secos en el Cuaternario para los últimos 120.000 a 20.000 años antes del presente, e incluso a comienzos del Holoceno. Estas fases secas generaron condiciones desérticas en lo que hoy es la Amazonia y la Orinoquia.

Las condiciones bioclimáticas pasadas condicionan, en algunos casos, la definición de algunos sistemas morfogénicos relacionados con modelados desérticos aunque no funcionales en la actualidad.

Los criterios anteriores guiarán parte de las subdivisiones en geosistemas; desde luego, precedidos por criterios ligados a los procesos actuales.

Las unidades presentadas para esta macrounidad son:

## AFLORAMIENTO ROCOSO DEL ESCUDO GUYANÉS BAJO PROCESOS DE DEGRADACIÓN

Algunas de las geoformas residuales del Escudo Guayanés se identifican como afloramientos rocosos ante la inexistencia o escasez de cobertura vegetal y un modelado de pendientes escarpadas.

Bajo estas condiciones, los mecanismos dominantes de meteorización son físicos, consistentes principalmente en la desagregación granular y descamación de las rocas ígneas. La desagregación de estas rocas produce unas alteritas areno-limosas con cobertura discontinua y que son transportadas por el escurrimiento superficial y luego depositadas en los fondos como material coluvio-aluvial.

Como parte de los afloramientos, sobresalen geoformas dómicas conocidas como “pan de azúcar” (en Brasil) o peñoles (en Colombia), con alturas relativas entre 100 y 300m.

En cualquier caso, la ausencia de cobertura vegetal favorece el escurrimiento superficial. La incidencia directa de la radiación solar y los cambios térmicos diurnos facilitan la desagregación granular y la descamación.

Las formaciones superficiales son discontinuas (pues dominan los afloramientos rocosos) y no superan, en general, los 50cm y están constituidas predominantemente por la fracción areno-limosa y ocasionalmente franco-arcillosa.

Aunque las pendientes son fuertes y domina el escurrimiento difuso, éste es poco activo por la resistencia de la roca, el material transportado resulta básicamente de la desagregación del sustrato. Entre algunos afloramientos rocosos existen pequeñas áreas depresionales donde se acumulan gravillas y otros materiales más finos con composiciones ferrosas y alumínicas.

## PEDIMENTOS TALLADOS EN EL ESCUDO, CUBIERTOS Y EN VÍAS DE DISECCIÓN

Los Pedimentos como formas de pendientes largas y suavemente cóncavas, ubicados al pie de los afloramientos rocosos (actuales o del pasado), son el resultado del truncamiento paulatino de las rocas por procesos de escurrimiento superficial leve. Los sedimentos coluvio-aluviales se van depositando al pie de las pendientes suaves, lo que complementa la forma de la pendiente cóncava.

Estas geoformas funcionaron mejor en el pasado (Terciario inferior -con varias fases de aplanamiento- y Pleistoceno tardío), en condiciones más secas y con vegetación más rala. Actualmente, la desagregación mecánica y la alteración bioquímica de las rocas produce una formación superficial compuesta por gravillas, arenas, restos de concreciones ferruginosas. La proporción arcillosa es inferior al 30%.

Los pedimentos así mismo, desarrollados sobre el Escudo Guayanés, están afectados estructuralmente por una red densa de fallas menores, fracturas y diaclasas. Estos lineamientos controlan parcialmente algunos elementos de la red de drenaje.

En estas condiciones y debido también a un nivel de base local más profundo, se identifican unidades en que los pedimentos han sido y están siendo disectados.

La disección se efectúa por los drenajes de orden inferior y las corrientes toman en suspensión los materiales de cobertura de los pedimentos.

El resultado es un modelado de interfluvios agudos y densos en los que funciona el escurrimiento superficial difuso, a pesar de la cobertura vegetal boscosa.

## MESETAS LEVANTADAS CON MODELADO EÓLICO RESIDUAL

Esta unidad geomorfológica está definida estructuralmente por partes de la Plataforma paleozoica levantada por eventos tectónicos y corresponde con la formación Araracuara de edad paleozoica.

Las formas resultantes son mesetas, con inclinación general suave (2 a 4° y en algunos casos hasta 10°) hacia el occidente (excepto La serranía de la Macarena que se inclina hacia el oriente). Estas estructuras levantadas están delimitadas por flancos abruptos (verticales y subverticales) con algunos límites controlados por lineamientos.

Los nombres regionales designan estos paisajes como “tepuyes”; sin embargo, algunos tepuyes no corresponden con estas estructuras levantadas.

Litológicamente, existe una dominancia de rocas areniscas diaclasadas en varias direcciones, aunque en algunos casos (especialmente en La Macarena) los topes están cubiertos con sedimentos terciarios compuestos por areniscas poco concolidadas y arcillas (Paba & Van der Hammen, 1958).

El sistema muestra un modelado eólico típico en el que se distinguen (Galvis, 1994): arcos rocosos (puentes), hongos, tafonis (formas de corrosión producto del impacto de las arenas que lleva el viento) y cobertura de arenas finas (eólicas). Las rocas están cubiertas por un barniz de colores negro, café o rojo compuesto por óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso. Algunas corrientes de agua corren por túneles labrados en las areniscas, semejando un modelado pseudocárstico.

Las formaciones superficiales desarrolladas sobre las mesetas son principalmente las arenas de desagregación y con una proporción menor de limos o arcillas, casi siempre con espesores inferiores a 50cm. En los topes de las mesetas se suelen encontrar costras ferruginosas y también arenas depositadas por el viento. Esto atestigua condiciones desérticas del Pleistoceno (Khobzi et al., 1980). En los flancos de las mesetas dominan los afloramientos rocosos.

La vegetación predominantemente arbustiva y de sabana ofrece (en este sistema) una protección mecánica deficiente frente a los procesos de escurrimiento superficial difuso, proceso que explica el lavado superficial de los suelos y el transporte de los materiales finos. En los flancos, la dinámica dominante es gravitatoria: desprendimiento de bloques y derrumbes rocosos. Al pie de los escarpes se identifican depósitos de derrubios.

En cuanto a La Macarena, estructuralmente y como macroforma corresponde con un bloque levantado y el relieve muestra capas tabulares inclinadas hacia el oriente (a diferencia de las mesas de Araracuara donde la inclinación es débil). La Macarena es la continuación de las mesetas de Araracuara y Chiribiquete.

Al interior de este sistema se diferencian situaciones especiales para La Macarena: la cercanía a la cordillera y la transición hacia el piedemonte definen una mayor precipitación y mejor distribuida a lo largo del año, en relación con el resto de la Amazonia. De estos hechos se derivan mejores condiciones para la meteorización y desarrollo de la vegetación, razones por las que los procesos morfogénicos difieren: mayor efectividad del escurrimiento superficial concentrado y la ocurrencia de movimientos en masa de los tipos derrumbe y deslizamientos.

## MODELADO DE DISECCIÓN MODERADA A PROFUNDA EN LA PLATAFORMA DEL Terciario inferior

### LA PLATAFORMA DEL Terciario inferior

Lo que ha sido definido como los sedimentos del mar del Terciario inferior que ocupaba el borde occidental del Escudo Guayanés (Proradam, 1979) son arcillas azules poco consolidadas. Sin embargo, Khobzi *et al.* (1980), apoyándose en registros palinológicos y fósiles de moluscos (identificados por T. van der Hammen) los explican como sedimentos de ambiente salobre del Terciario medio (Oligoceno a Mioceno). Los sedimentos arcillosos presentan, en parte, un plegamiento suave, pero conservan en general la estructura tabular horizontal o subhorizontal. En general, la meteorización de las arcillas generó cobertura de concreciones petroféricas relacionadas posiblemente con climas muy secos del pasado (Pleistoceno).

Estos sedimentos arcillosos se encuentran depositados en la parte sur de la Amazonia y a pesar de la cobertura boscosa generalizada se identifican diferentes grados de disección por una red de drenaje densa y dendrítica, lo que permitió definir sistemas morfogénicos. Los diferentes grados de disección se esquematizan en la figura 12, según Botero (1980).

### EL MODELADO DE DISECCIÓN

A pesar de las costras petroféricas que protegen parcialmente la superficie contra la disección, la red de drenaje dendrítica en sus órdenes inferiores (1,2,3,4) ha logrado una disección de varios metros de profundidad. Entre los drenajes, aparecen los interfluvios agudos (y densos) formando un paisaje de lomeríos bajos. La pendiente general es inferior a 6°, sin embargo, este valor no reconoce los valores de pendientes fuertes entre los interfluvios y los ejes de drenaje.

Los procesos dominantes son la disección (escurrimiento concentrado) y el escurrimiento superficial difuso, que aunque moderado funciona bajo bosque.

Las alteritas arcillosas pueden alcanzar el metro y medio de profundidad, pero descansan sobre las arcillas de la plataforma que se consideran muebles por su baja consolidación.

## MODELADO DE DISECCIÓN INCIPIENTE EN LA PLATAFORMA DEL Terciario superior

Los sedimentos del Terciario superior que cubren una gran parte de la Amazonia, son de origen continental con facies fluviales. La estructura de la formación es tabular por lo que el aspecto general de los paisajes es plano, con una profundidad de disección menor en relación con la disección que funciona en la Plataforma del Terciario inferior y un drenaje dendrítico menos desarrollado.

Sin embargo, es posible diferenciar algunos sistemas morfogénicos según el grado de disección, los procesos y modelados relacionados.

La disección de los sedimentos dispuestos tabularmente genera en algunos sectores un modelado en mesas (residuales).

El carácter tabular de la plataforma del Terciario superior se evidencia mejor en este sistema de modelado plano con ligeras ondulaciones y pendiente general inferior a 2°.

El sistema ocupa preferencialmente una posición de grandes interfluvios planos donde se desarrolla una red de drenaje primaria con poca capacidad de disección.

La formación superficial está compuesta predominantemente por materiales finos (arcillo-limosos) y secundariamente con arenas finas. Bajo los suelos, la fracción arenosa y gravilosa aumenta y luego aparecen las arcillas de meteorización de colores rojizos con contenido de hierro oolítico y plintita.

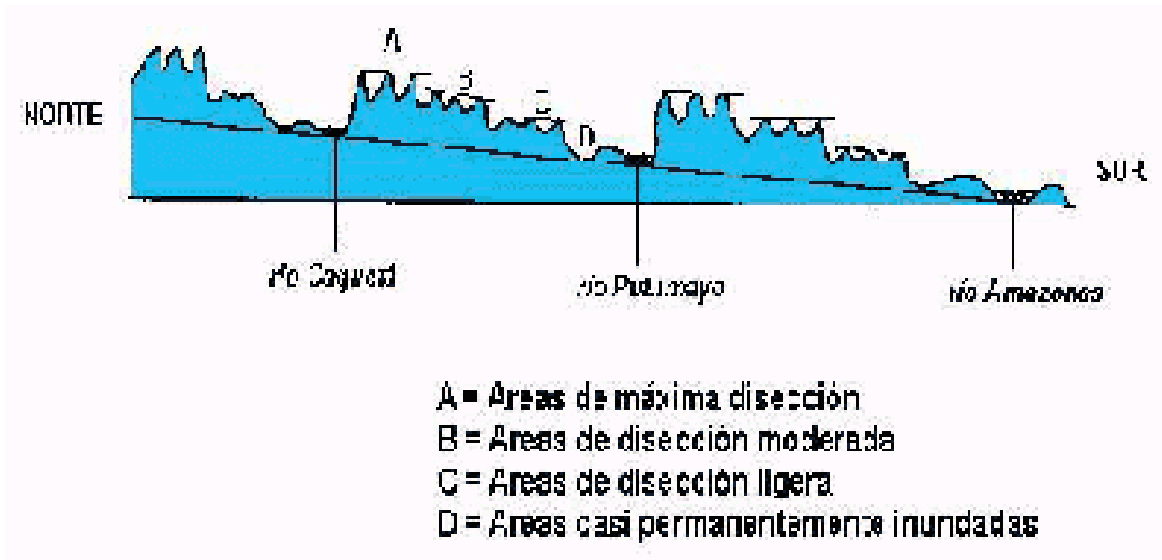


Figura 8a. Esquema que muestra la relación entre la pendiente

La cobertura boscosa y la pendiente casi plana, hacen que el encharcamiento dure algunos meses en el año. Además, por la presencia de materia orgánica sobre el suelo, el escurrimiento superficial no es efectivo. Sin embargo, el sistema se reconoce como muy susceptible a la degradación, pues en áreas intervenidas el escurrimiento superficial difuso trunca rápidamente los suelos.

Localmente, esta unidad ocupa posiciones relativamente altas en relación con la red de drenaje entre los bordes de los interfluvios planos y los espacios aluviales.

Las pendientes son más fuertes (4 a 12°) y están ligadas al proceso de disecación que mediante la evacuación de materiales va aumentando la pendiente. El aumento de pendiente correlativo facilita la acción del escurrimiento superficial difuso en los flancos de los vallecitos de la red primaria.

La composición dominante arcillosa del sustrato alterado y la pendiente facilitan la ocurrencia de los procesos de remoción en masa tipificados por deslizamientos lentos y algunos derrumbes (estos últimos ubicados en las inmediaciones de los ejes de drenaje).

Este sistema es quizás uno de los más susceptibles frente a la deforestación, pues en áreas intervenidas se han acelerado notoriamente el escurrimiento superficial con truncamiento de suelos, los movimientos en masa superficiales y la reptación del suelo (Fränzle, 1979; Botero, 1980; Torres, com. pers.).

#### LLANURAS ALUVIALES

Se entiende por sistemas aluviales como aquellos modelados y formaciones superficiales producto de la sedimentación por las corrientes mayores del drenaje. La característica general de los sistemas aluviales es la inundabilidad periódica por el desborde de los ríos autóctonos y alóctonos y que definen las llanuras de inundación.

La diferenciación que se presenta está ligada en primer lugar a la altura relativa de las formaciones y secundariamente a la relación con el origen andino o amazónico de los ríos.

Esta parte de los sistemas aluviales se tomó básicamente de las unidades fisiográficas definidas para el mapa de suelos hecho por PRORADAM (1979), además de la caracterizaciones publicadas por Botero (1980), Khobzi *et al.* (1980) y Van Zuidam (1974).

La organización de los sistemas aluviales y de interfluvio se aprecia en la figura 12. Error! Bookmark not defined. El sistema aluvial amazónico se puede dividir en:

#### TERRAZAS MEDIAS Y ALTAS

Las terrazas altas pueden estar en alturas relativas hasta de 50m en relación con el nivel de los ríos mayores y con extensiones que alcanzan los 30km por 10 de ancho y con pendientes cercanas a 1°. El espesor varía de 30 a 50m y se adelgazan hacia el oriente.

La disección sobre las terrazas es poco efectiva y aún se evidencian paleoformas de las llanuras aluviales anteriores: cauces abandonados y diques aluviales principalmente. Sin embargo se identifican formas onduladas ligadas a la disección incipiente.

Aunque el desborde de los ríos actuales no alcanza a inundarlas, si se presentan encharcamientos parciales por lluvia.

La composición granulométrica dominante varía de arenosa a arcillosa y con algunas capas de cantos cuarzosos redondeados. Las terrazas más próximas a la Cordillera Oriental incluyen cantos meteorizados de rocas ígneas y metamórficas. En la fracción arcillosa domina la caolinita.

Los procesos de disección y escurrimiento difuso son leves, aún en áreas de intervención agropecuaria.

#### TERRAZAS BAJAS

Además de una altura relativa inferior, las terrazas bajas se diferencian de las anteriores por la dominancia de elementos más finos y con horizontes plintíticos más continuos en superficie.

Las terrazas bajas presentan un grado de disección incipiente sin que se haya desarrollado aún un modelado de formas onduladas como ya se aprecia en las terrazas altas.

#### LLANURA ALUVIAL DE DESBORDE DE LOS RÍOS ANDINOS

A diferencia de las terrazas que fueron construidas en el pasado bajo condiciones bioclimáticas diferentes, los ríos actuales se diferencian netamente por los materiales en suspensión, en función del origen de sus cuencas.

Los ríos andinos transportan una carga mayor de sedimentos y por esa concentración se les denomina ríos de “aguas blancas”. Sus cuencas altas receptoras están en la vertiente oriental de la cordillera Oriental.

Como llanura aluvial presenta geoformas diversas: cauce menor con bancos aluviales y meandros, cauce mayor con lechos abandonados, diques y cubetas de desborde (ciénagas). La característica limitante de la llanura aluvial actual es que permanece inundada durante varios meses al año.

#### LLANURA ALUVIAL DE DESBORDE DE LOS RÍOS AMAZÓNICOS

Las llanuras aluviales tienen sus cuencas hidrográficas en la misma selva amazónica o en las sabanas.

Los sedimentos que se depositan en la llanura de desborde son muy meteorizados y están compuestos por arenas cuarzosas y arcillas caoliníticas procedentes de la plataforma sedimentaria o de la meteorización de las rocas del escudo. Como en la anterior, los procesos dominantes son la inundación y la sedimentación. El valle incluye el lecho mayor y una llanura aluvial estrecha inundable periódicamente.

## EL DOMINIO ORINOQUÉS

Al igual que la definición de Dominio Amazónico, se toman los criterios basados en unas formaciones superficiales y modelados heredados y unos procesos morfogénicos actuales ligados a las condiciones bioclimáticas (autóctonas y alóctonas) del presente y unos elementos de control estructural, válidos para una superficie de extensión considerable como lo es la Orinoquia.

Como Dominio Orinoqués se entiende al espacio comprendido entre los ríos Orinoco (oriente), Arauca-Meta (norte), el piedemonte de la Cordillera Oriental (occidente), río Guaviare (suroccidente) y la divisoria de aguas entre los ríos Guaviare y Vichada (sur).

Climáticamente existen diferencias básicas con el dominio amazónico: la precipitación anual varía entre 1500 y 2500mm, pero su distribución (régimen monomodal) está concentrado en 7 u 8 meses, hecho que implica un régimen contrastado con déficit hídrico marcado durante 4 o 5 meses. De otra parte, la vegetación dominante de sabana y la menor cobertura nubosa, permiten una acción más de los procesos ligados al escurrimiento superficial y otros relacionados con los cambios térmicos.

Para el caso específico de los Llanos Orientales, la diferenciación de las unidades geomorfológicas, además de los condicionantes estructurales y bioclimáticos pasados y actuales, también está influenciada por la morfodinámica de la cordillera Oriental con una red de drenaje de tipo torrencial y un transporte importante de sedimentos, que si bien en el presente sólo afecta los Llanos Orientales, en el pasado también afectó gran parte de la altillanura del Vichada-Meta.

Por lo anterior, el dominio orinoqués puede dividirse en tres grandes unidades, diferenciadas por criterios estructurales y morfogénicos:

### PEÑALES DEL ESCUDO GUYANÉS CON PROCESOS DE DEGRADACIÓN

A diferencia de los sistemas relacionados con el Escudo Guayanés en el Dominio Amazónico, en la Orinoquia se presenta una diferenciación y extensión menores, pero los procesos morfogénicos son más intensos y por lo tanto la degradación es mayor.

El Escudo de las Guayanas también está presente en el dominio Orinoqués y, en general, muestra sistemas similares a los de la Amazonia según los procesos morfogénicos, pero diferenciados por la intensidad de los mismos.

En el extremo oriental del Departamento del Vichada, los afloramientos rocosos del Escudo de las Guayanas, al igual que en el Dominio Amazónico, tienen una composición predominantemente granítica y son formas residuales (inselbergs) de procesos de aplanamiento ocurridos en el Terciario inferior y también en el Pleistoceno, bajo condiciones bioclimáticas de características desérticas (Figura 10).

Los afloramientos se presentan de manera discontinua en una faja de 15 a 20 km a lo largo del río Orinoco con alturas relativas entre 20 y 150m (Join & Torres, 1987).

Los procesos dominantes se relacionan con acciones mecánicas del tipo desagregación granular y descamación, de mayor intensidad que en la Amazonia. Los pocos árboles y arbustos anclan sus raíces en las grietas de las rocas facilitando la desagregación y la ruptura de fragmentos rocosos (bioclastia). Igualmente, como en la Amazonia, se encuentran depósitos de derrubios al pie de los afloramientos. El escurrimiento entalla pequeños surcos en las pendientes subverticales de los granitos.

La delgada capa de alteritas es discontinua y con una composición granulométrica areno-limosa con presencia de bloques y láminas (lajas) de descamación. El material fino es removido por escurrimiento superficial difuso y concentrado y luego depositado en pequeñas depresiones. Cuando los materiales

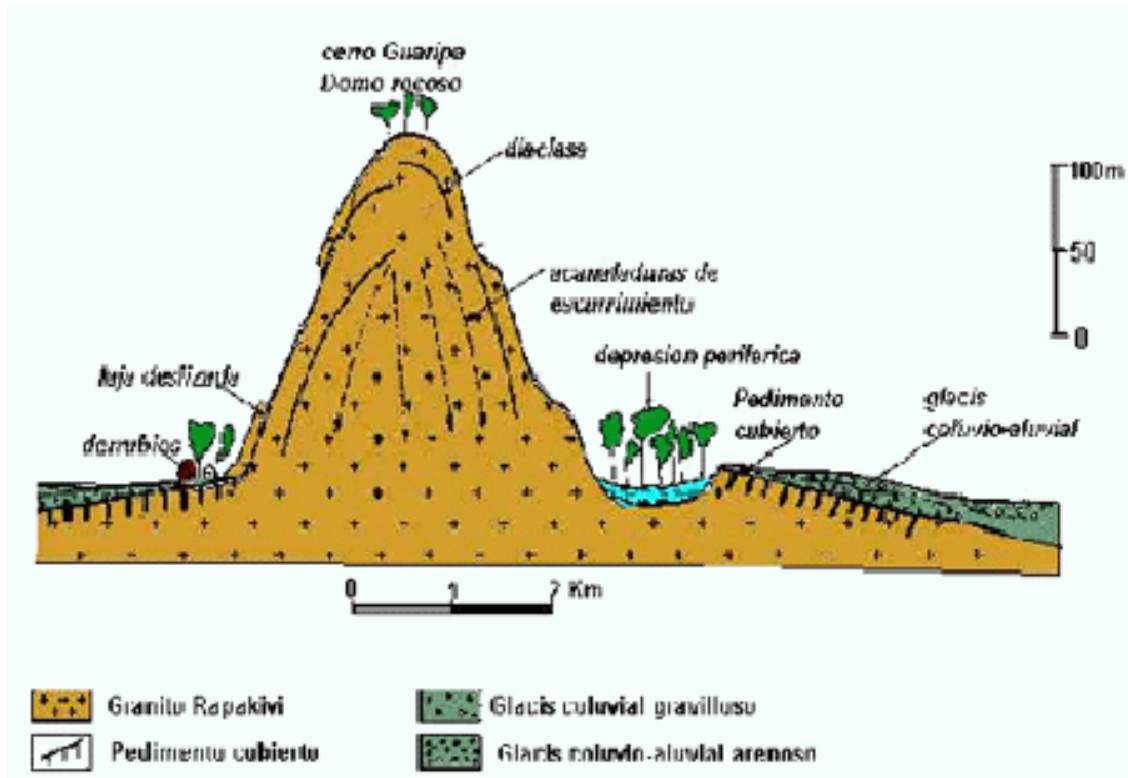


Figura 10. Los domos rocosos y pedimentos del Escudo guayanés.

finos no son removidos, su permanencia en pequeñas áreas depresionales o planas permite la formación de costras ferruginas.

## PEDIMENTOS TALLADOS EN EL ESCUDO GUYANÉS MUY DEGRADADOS

Al pie y a continuación de los afloramientos rocosos (peñoles) se encuentran formas de pendiente general inferior a  $6^\circ$ , producto del truncamiento de las rocas del escudo. Son los pedimentos cubiertos que funcionaron bajo las condiciones desérticas del pasado. La roca truncada está cubierta por las alteritas areno-limosas (*in situ*) y por sedimentos coluvio-aluviales procedentes de los afloramientos. La superficie de los pedimentos presenta costras ferruginas agrietadas (Figura 10) que facilitan la concentración superficial y subsuperficial del escurrimiento.

En principio, la presencia de costras es un freno al escurrimiento por la resistencia de éstas. Sin embargo, la costra impermeabiliza el suelo y si hay pendiente el escurrimiento arrastra los sedimentos finos. Además, las costras se agrietan y por entre las grietas el agua lluvia entalla surcos que generan pequeños túneles y dan origen luego a cárcavas.

Por lo anterior, la disección en surcos y cárcavas, junto con el escurrimiento superficial, hacen de este sistema un medio inestable morfogénicamente. Las costras se desagregan, el agua de escurrimiento transporta a corta distancia los materiales más finos y los deposita (coluvionamiento) y posteriormente se encostran nuevamente.

## LA ALTILLANURA PLANA Y ONDULADA

La Altillanura Plana (Figura 13), con su altitud entre 90 y 120m y una inclinación muy suave hacia el oriente, se ha interpretado como una llanura de desborde de los ríos procedentes de la cordillera Oriental, antes de la separación hidrográfica por el río Meta.

Este sistema se caracteriza por la presencia de formas heredadas como son los diques aluviales, cubetas de inundación (hoy fondos de coluvionamiento) y ejes de drenaje parcialmente colmatados (también hoy de coluvionamiento) y conocidos como “esteros”.

Los diques aluviales son los espacios no inundables durante la temporada de lluvias. Tienen un modelado convexo-cóncavo: pendientes convexas en la cima y tendencia cóncava hacia el contacto con los bajos y esteros. Los materiales son predominantemente finos (limo-arcillosos). El proceso dominante es el escurrimiento superficial difuso con truncamiento de suelos y en partes el escurrimiento concentrado con formación de surcos.

El material limoso podría ser interpretado como evidencia del desborde de la red de drenaje procedente de la cordillera Oriental o, podrían ser limos depositados por el viento en las condiciones desérticas del Pleistoceno.

En los paleocanales (esteros) ocurre el coluvionamiento de los materiales arcillosos o arcillo-limosos procedentes de los bancos, son inundables y por su nivel freático más alto favorecen el desarrollo de los morichales que además fijan los sedimentos.

La otra forma destacada de la altillanura plana son los bajos o paleocubetas de inundación. Actualmente funcionan como fondos de coluvionamiento y son encharcables.

Otro micromodelado particular conocido en la altillanura plana son los zurales o montículos ubicados en las cubetas mal drenadas. Con el descenso de la capa de agua (luego de la inundación) el escurrimiento en surcos organiza un patrón reticular (Fig. 13).

La altillanura plana, como modelado heredado, debe entenderse también como residual frente al proceso de disección actual. Por esto se observan formas menores en mesa en posición alta, como residuos del desmantelamiento de los bordes por disección.

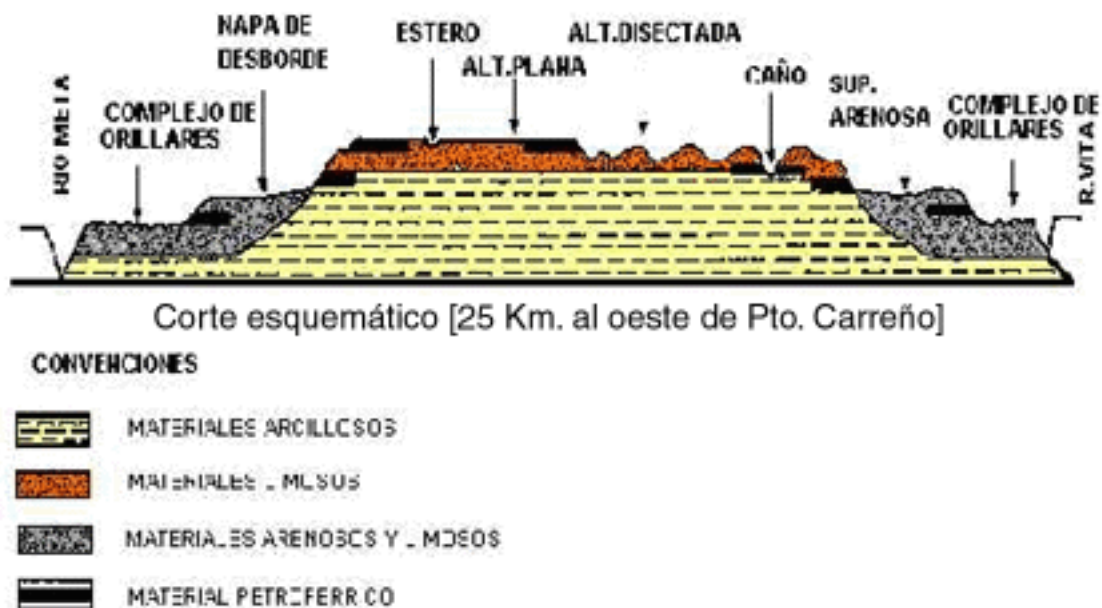
Las acciones eólicas dejaron modelados testigos de su acción en la altillanura plana. En los márgenes de los ríos Meta, Tomo y Vita aparecen las dunas parabólicas de dirección noreste-suroeste relacionadas con los vientos Alisios del noreste. Están compuestas por arenas cuarzosas finas a medias de color rojo amarillento y con espesores hasta de 8m. El proceso dominante sobre las dunas es de degradación en surcos por escurrimiento superficial.

La Altillanura Ondulada se ubica aproximadamente paralelo al río Orinoco y se explica por unas formas suaves con vallecitos de fondo plano (6 a 10m de ancho (Join & Torres, 1987). En los bordes de la altillanura hacia los valles afloran las corazas ferruginosas con espesores hasta de 70cm. En los flancos de los valles se encuentra una capa de gravilla producto de la fragmentación de la coraza.

Actualmente la disección es funcional de forma moderada y junto con el escurrimiento difuso en los flancos de los vallecitos son los procesos dominantes del sistema. La disección, aunque moderada, deja unos interfluvios planos en forma de mesa y protegidos por corazas, las cuales son encharcables.

## ALTILLANURA DISECTADA

Esta unidad geomorfológica asociada a la Altillanura se identifica como el de mayor estado de degradación por procesos ligados al escurrimiento superficial difuso con truncamiento de suelos y al escurrimiento concentrado con formación de túneles, surcos y cárcavas. (Figura 14)



**Figura 13.** Altillanura y planicie aluvial entre los ríos Meta y Vita. Fuente: Igac, 1983.

Las cárcavas son activas linealmente y están conectadas con túneles bajo las corazas. Esto indica un escurrimiento subsuperficial concentrado con transporte de materiales (sufosión). La cabeza lobular de las cárcavas retroceden a medida que se desmantela la coraza, reduciéndose así los interfluvios.

El modelado resultante de los procesos citados es el de una disección profunda con carcavamiento generalizado con el mayor grado de desertificación (Figura 14). Esta dinámica frena parcialmente la estabilización por la vegetación.

### LLANURA EÓLICA HEREDADA

Esta unidad geomorfológica está cartografiada como una paleollanura aluvial de desborde cubierta por limos y arenas finas de origen eólico (en el sentido de Goosen, 1971). También se incluyen en esta unidad las dunas sobresalientes de la llanura y parcialmente cubiertas en su base por arenas y limos de inundación en eventos posteriores a la fase desértica.

Las dunas de los Llanos Orientales constituyen un modelado eólico, relacionado con los vientos Alisios del noreste, heredado de las condiciones desérticas del Pleistoceno superior, aunque formada en varias fases cronológicamente diferenciadas, al mismo tiempo que ocurrían los fenómenos glaciares en las partes altas de las cordilleras (Goosen, 1971).

El modelado típico eólico residual se encuentra principalmente en los Departamentos de Arauca y Casanare, aunque también se encuentran dunas en la altillanura del Vichada y un área muy definida en la cuenca del río Manacacías.

Las dunas, de longitudes kilométricas, son de los tipos longitudinal y parabólico, con alturas relativas que no sobrepasan los 50 metros. Los espacios interdunares han sido inundados desde el Plioceno-Holoceno por los desbordamientos de los ríos cordilleranos ligados a la última deglaciación; actualmente, estos espacios continúan siendo inundables parcialmente.

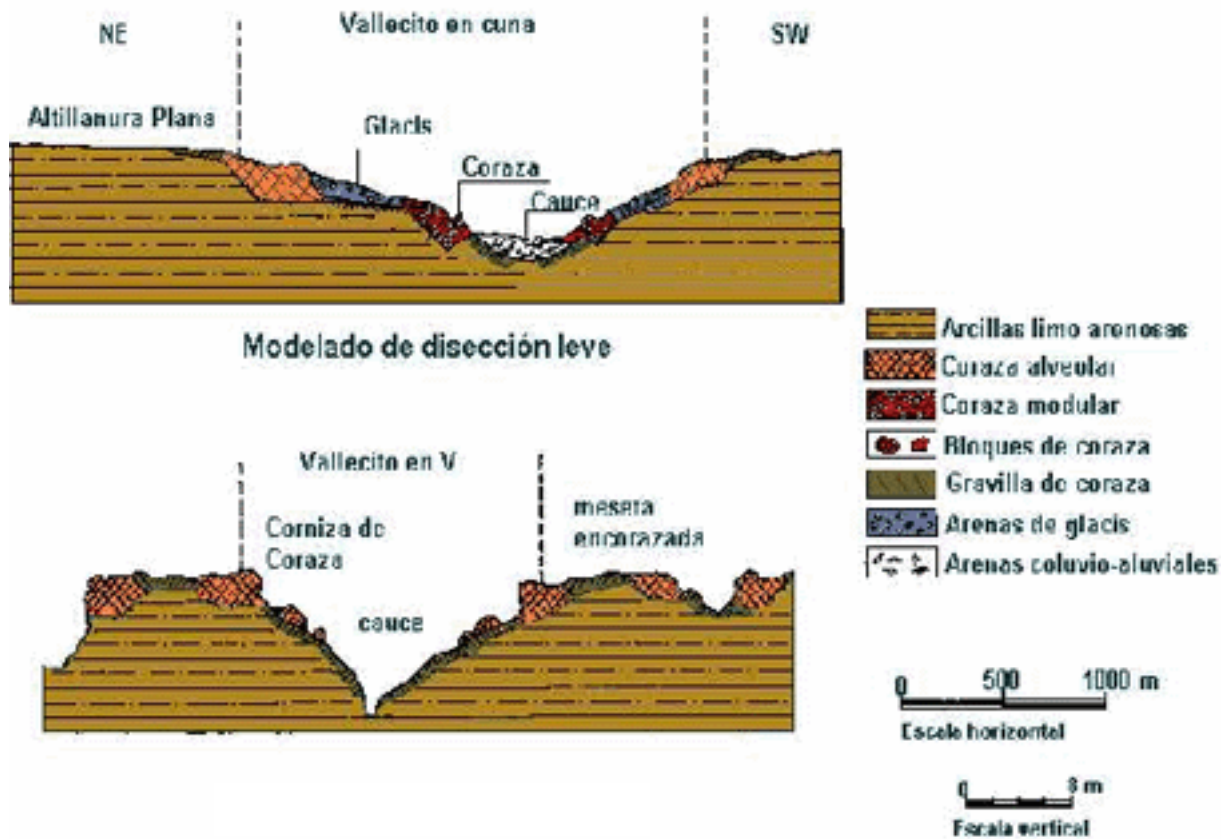


Figura 14. Modelado de disección fuerte.

Sobre las dunas que tiene forma ondulada funcionan procesos relacionados con el escurrimiento superficial con efectos como el truncamiento leve de suelos y la formación de surcos. El material resultante se deposita entre las dunas junto con los aluviones de desborde.

## LLANURA DE DESBORDE HEREDADA

La llanura de desborde, es el área ubicada a continuación de los cauces mayores de los ríos actuales y de sus terrazas y abajo de los conos piedemontanos. La unidad muestra, en general, una topografía plana con pendientes medias inferiores a  $1^\circ$ , donde se diferencian paleoformas aluviales.

Goosen (1971) interpreta este sistema como el resultado de los desbordes de los ríos cordilleranos en la época transicional entre el Pleistoceno y el Holoceno, al final de la última glaciación cuando la carga aluvial era mayor. Por lo tanto, este modelado es un relictos y las inundaciones por desbordes actuales son raras, mientras que el encharcamiento ligado a las lluvias en el área misma es frecuente.

En este sistema se reconoce el modelado aluvial subreciente: diques, cauces abandonados, cubetas (bajos), meandros (en vías de colmatación o colmatados).

Como modelados menores, sobresalen los "zurales" ubicados principalmente en los bajos. Los zurales o conjuntos de montículos separados por canales de drenaje menores generados por disección reticular

cuando el nivel de la inundación disminuye, tienen funcionamiento similar a los de la Altillanura del Vichada. Los montículos (zuros) tienen alturas inferiores a 1.5m. y los canales (zanjas) entre uno y otro pueden alcanzar 2m. Los fondos (bajos) inundables se caracterizan por la presencia de arcillas caoliníticas.

Goosen (1971) documenta la presencia discontinua de materiales finos eólicos sobre la llanura de desborde y en los paleocauces inundables identifica la formación de escarceos.

Dentro de esta unidad se incluyen los Pantanos de Arauca localizados al sur de la ciudad de Arauca en donde se encuentra una depresión cóncava ocupada por pantanos y vegetación hidrófila. Esta depresión es un relicto de lo que en el pasado (contacto Pleistoceno-Holoceno inferior) era el modelado típico constituido por depresiones pantanosas sobre las que se desbordaban los ríos montanos.

La depresión de Arauca es hoy un área inundable y que permanece como tal todo el año. Los procesos que allí ocurren son básicamente el desborde y el aluvionamiento. Los materiales dominantes son arcillosos.

#### LLANURAS ALUVIALES

Con excepción de los modelados eólicos heredados, las geoformas y procesos morfogénicos en los Llanos Orientales están principalmente relacionados con la dinámica fluvial. La diferenciación en subunidades se puede hacer así:

#### TERRAZAS MEDIAS Y ALTAS

Varios autores reconocen el efecto de la neotectónica del contacto Cordillera Oriente-piedemonte en el basculamiento y disección de los depósitos aluviales y aluvio-torrenciales reconocidos en el área.

Otros efectos del levantamiento se registran en la formación de varios niveles de terrazas difícilmente correlacionables y en el desvío de cauces.

Las terrazas referidas se ubican cerca a la cordillera con alturas relativas que alcanzan hasta 30 o 50m y entre ellas corren ríos trezados.

En algunas terrazas, el escurrimiento superficial (al igual que en algunos conos altos) ha desmantelado los suelos y como consecuencia afloran en superficie los cantos aluviales (redondeados y subredondeados). Esto es parte del efecto de la deforestación y el sobrepastoreo en suelos sensibles al escurrimiento superficial, proceso que tiende a aumentar.

El resto de las terrazas no afectadas por escurrimiento superficial conservan la cobertura de depósitos finos de las inundaciones del pasado.

#### TERRAZAS BAJAS

Las terrazas bajas no superan, en general, los 5m de altura en relación con los cauces menores de los ríos principales, aunque en algunos casos se aproximan a los 10m.

Estas terrazas se consideran de edad holocénica y en ellas aún se reconocen los canales anastomosados amplios (hasta 100m de ancho) de los ríos que les dieron origen. Algunos de estos cauces funcionan como drenajes esporádicos.

El proceso de disección es sólo incipiente en la actualidad. El encharcamiento por lluvia es otra característica.

A diferencia de las terrazas medias y altas, la cobertura de materiales finos de inundación es más continua.

## LLANURA ALUVIAL ACTUAL

Este sistema morfogénico se refiere a los valles mayores de los ríos que procedentes de la montaña atraviesan los conos del piedemonte. Estos valles incluyen el cauce menor, los diques, las cubetas inundables o vegas, los bancos móviles y meandros abandonados.

Los ríos anastomosados (trenzados) coinciden, en general, con los conos de deyección aluviotorrencial del piedemonte, por lo que su límite altitudinal inferior está por los 200 a 300m. La característica esencial de los cauces anastomosados es la formación de bancos móviles y las posibilidades de difluencias o desbordes.

La dinámica fluvial en la cordillera y en el piedemonte es, en general, torrencial, fenómeno que se evidencia en la gran amplitud de los caudales a la salida de la montaña. Algunos registros muestran variaciones de caudales entre 40 y 1500 m<sup>3</sup>/s en el río Guayuriba, de 40 a 1700 m<sup>3</sup>/s en el Guatiquía y de 390 a 8600 en el Meta. La variación en el nivel está entre 2 y 5m.

La carga aluvial procedente de la cordillera es depositada principalmente en el piedemonte, razón por la que algunos cauces elevan su lecho y generan desbordes y cambios de cauces (Ej.: Ríos Upín, Guayuriba, Guatiquía, Ariari, entre otros) con construcción de lechos amastomosados.

Más abajo, hacia el río Meta, en la llanura aluvial los ríos, con mucha menos carga, divagan más por la disminución de la pendiente y se tornan meándricos en un lecho mayor más amplio. Los materiales dominantes son cantos redondeados, gravillas y arenas.

Las llanuras aluviales, abajo del piedemonte, se caracterizan por pendientes casi planas con ríos de poca carga y competencia. Los procesos dominantes son la divagación con formación de meandros y depositan aluviones finos (limo-arcillosos) en las cubetas.

La morfología meándrica se relaciona con una llanura aluvial más amplia en relación con la de los ríos trenzados

## LOS SISTEMAS INSULARES

Los sistemas morfogénicos insulares comparten una dinámica similar con la de los sistemas litorales, excepto en que no tienen una comunicación directa con los espacios continentales.

El sistema insular colombiano está compuesto por una serie de islas y cayos de diferente composición y origen sobre el océano Pacífico y sobre el mar Caribe.

Las islas colombianas se subdividen en sistemas diferenciados según los procesos morfogénicos; procesos que responden a las condiciones litológicas, bioclimáticas, de pendiente y formas de uso. Los procesos comunes se relacionan con las acciones marinas (oleaje, mareas, marejadas,...), tales como la abrasión y los depósitos litorales; así como son comunes las formas tales como los acantilados con afloramientos rocosos, playas, terrazas de abrasión y marismas.

Sin embargo, existen diferencias en función de la estructura y del clima. Los modelados de las islas resultantes de intrusiones (Providencia, Santa Catalina, Gorgona, Gorgonilla, Malpelo) son más abruptos y con menos playas que las demás de origen sedimentario (secuencias calcáreas predominantemente). Estructuralmente, todas las islas se encuentran cerca de zonas de subducción activas (Pacífico y Caribe) lo que implica la ocurrencia de cambios de nivel y forma, incluso rápidos, relacionados con la tectónica.

En cuanto a la diferenciación por razones bioclimáticas, las islas del Caribe son más propensas a los procesos de escurrimiento superficial y posibilidades de desertificación. Lo anterior, en comparación con las islas del Pacífico, donde la mayor humedad favorece la formación de alteritas más profundas y un mejor desarrollo de la cobertura vegetal.

En términos de los cambios climáticos globales, vale la pena señalar que durante la última glaciación el mar tuvo un nivel aproximadamente 100 m más bajo que el actual. Esto implicó unas islas más grandes que las del presente y se supone (como ejemplo) que la plataforma sobre la cual están las Islas (arrecifes) del Rosario estaría unida al continente. Los sistemas insulares pueden subdividirse en los siguientes geosistemas:

## LA ISLA DE SAN ANDRÉS

Se localiza al noroccidente del territorio continental colombiano y tienen una extensión de 25 Km<sup>2</sup>. La isla de San Andrés es una formación calcárea originada en la acumulación de corales desde el Eoceno hasta el presente, cuya formación es favorecida por temperaturas medias marinas que oscilan entre 25°C y 31°C óptimas para el crecimiento de corales (Geister, 1969).

La mayor parte continental de la isla corresponde a colinas originadas en el suave levantamiento de depósitos fosilíferos de hasta 100 m de profundidad; la acción de la lluvia y la gravedad ha dado lugar a un modelado con vertientes suaves, exceptuando el sector occidental donde dominan vertientes abruptas, que en algunos casos terminan en acantilados erodados continuamente por la abrasión marina; la altura máxima es de 85 msnm y la presencia de suelos es muy limitada, con alta pedregosidad y de escaso espesor.

Otras áreas importantes de la isla corresponden a abanicos y conos originados en la acumulación de detritos provenientes de las colinas; en la parte inferior la acción marina facilita la formación de marismas con predominio de vegetación de mangle.

La formación coralina original se extiende al noreste conformando bancos coralinos protegidos del oleaje de mar abierto por la barrera arrecifal dando origen a una laguna también arrecifal en la que dominan los procesos de sedimentación de materiales calcáreos provenientes de la barrera y erodados por abrasión marina y bioerosión (disolución química por ácidos segregados por plantas y bacterias). En estas unidades gran parte de los corales aún están activos.

## LAS ISLAS DE PROVIDENCIA Y SANTA CATALINA

Son islas volcánicas del Mioceno originadas en intrusiones solevantados en el Pleistoceno que dio lugar a la plataforma insular y el crecimiento de corales que se han acumulado conformando los arrecifes que se extienden hacia el noreste de la parte emergida (Mitchell, 1955 citado por Roberston & Cano).

La parte emergida de origen intrusivo es una serie de colinas de dirección S-N alcanzando una elevación máxima de 350 msnm con fuerte pendiente y afloramientos rocosos que en pequeños sectores del oriente isleño terminan en acantilados; al pie de las colinas se han originado pequeños depósitos de detritos rocosos. El litoral lo conforman playas de arenas finas con aporte limitado de detritos calcáreos, las playas son de escasa amplitud; la dinámica del mar también da lugar a marismas donde domina la vegetación de mangle.

El área marina de la isla la componen arrecifes coralinos en formación desde el Eoceno y en la cual Roberston & Cano (1987) han diferenciado dos grandes unidades separadas por una línea de arrecifes coralinos de 24 Km sobre la cual actúa el oleaje proveniente del este determinando unas condiciones de bajo crecimiento del coral, cuando este no está inactivo. Al este de la barrera arrecifal se encuentra una terraza prearrecifal en la que la dinámica marina ha dado origen a un sistema de pináculos con canales por los que se evacúan los detritos mar adentro, pero también por los que penetran corrientes marinas que rompen la barrera arrecifal y llevan sedimentos al interior de la otra unidad, la laguna arrecifal, en la que dominan los bancos de arena activos cerca a la barrera arrecifal y formaciones coralinas inactivas que sugieren un crecimiento a “saltos” de la barrera arrecifal, Roberston & Cano (1987: 258).

Las formaciones coralinas se extienden hacia el NE hasta Jamaica y de ella hacen parte los cayos de Roncador, Quitasueño, Serrana y Serranilla.

## LAS ISLAS DEL ROSARIO, BARÚ Y TIERRABOMBA

Archipiélago localizado al suroeste de Cartagena con un área total de 1573 Km<sup>2</sup> de las cuales 22.5% corresponden a tierras emergidas y el 75.1 son arrecifes coralinos de formación reciente con edades inferiores a los 10000 años (IGAC, 1977). El archipiélago lo componen un conjunto de islas, islotes, cayos y barreras arrecifales dispersas con dirección este-oeste alrededor de las dos islas mayores de Isla Grande e Isla Rosario que son terrazas marinas de +3 m colindando con lagunas arrecifales de profundidad de hasta -25 m.

La formación de corales en esta zona esta estrechamente ligada a la dinámica de las corrientes marinas particularmente la contracorriente del Darién que desvía las aguas turbias del río Magdalena hacia el noroeste y por tanto el archipiélago se encuentra en posición de “abrigo” respecto a las aguas turbias movidas por la corriente del Caribe y la corriente de deriva litoral (Thomas et. al., 1987); esto otorga unas condiciones óptimas para la proliferación de organismos coralíferos con aguas poco profundas y claras, donde los valores de turbidez son inferiores a 10 mg/1, temperaturas medias superficiales entre 28° y 30°C y un 35% de salinidad, (Martínez & Vernet, 1980).

Las islas del Rosario corresponden, entonces, a terrazas arrecifales del cuaternario con predominio de especies como *Porites porites*, *Acropora palmata*, *A. Cervicornis* y *Agaricia sp.* (Martínez & Vernet, 1980: 332), aflorando hasta 3 msnm debido, quizá, a niveles actuales del mar inferiores al pasado y no al levantamiento por actividad neotectónica, (Burel & Vernet, 1980). (Fig. 38-39).

En la zona también se distinguen pantanos y lagunas (ciénagas), con influencia de aguas salobres que permiten el crecimiento del mangle, en especial la especie *Rhizophora mangle*.

Barú corresponde a una formación miocena de arcillas y calizas erodados y rellenos por material pliocénico y pleistocénico, modelados luego por las transgresiones marinas del Cuaternario reciente (IGAC, 1974). Tierrabomba corresponde a una superficie de abrasión pleistocénica desarrollada sobre depósitos coralíferos del Plioceno y también modelada por las transgresiones marinas del Cuaternario (Pfaff, citado por Burel & Vernet, 1980).

La islas están constituidas por una serie de colinas con altura máxima de 50 msnm en Barú y 90 msnm en Tierrabomba con predominio de arcillas, en el norte de Barú y calizas marinas de origen coralífero en el oeste; otra unidad de gran importancia son las terrazas, medias y bajas, de origen coralino originadas en el último alto nivel marino, 2700 años antes del presente (Burel & Vernet, 1980: 91).

Aparte de la influencia marina subactual las islas también son afectadas por la dinámica de las corrientes marinas y los aportes de sedimentos continentales arrastrados por el río Magdalena y vinculados a la dinámica litoral por el Canal del Dique cuyos sedimentos son empujados hacia el norte por la contracorriente del Darién, conformando un frente de turbidez litoral a la latitud de Cartagena por el efecto inverso de la corriente de deriva continental que empuja las aguas turbias del Magdalena depositadas en Barranquilla, hacia el sur; ello implica un aceleramiento del arrastre de material costero entre Barranquilla y Punta Canoas y restringe la formación de corales al NE de islas del Rosario (Thomas et. al., 1987).

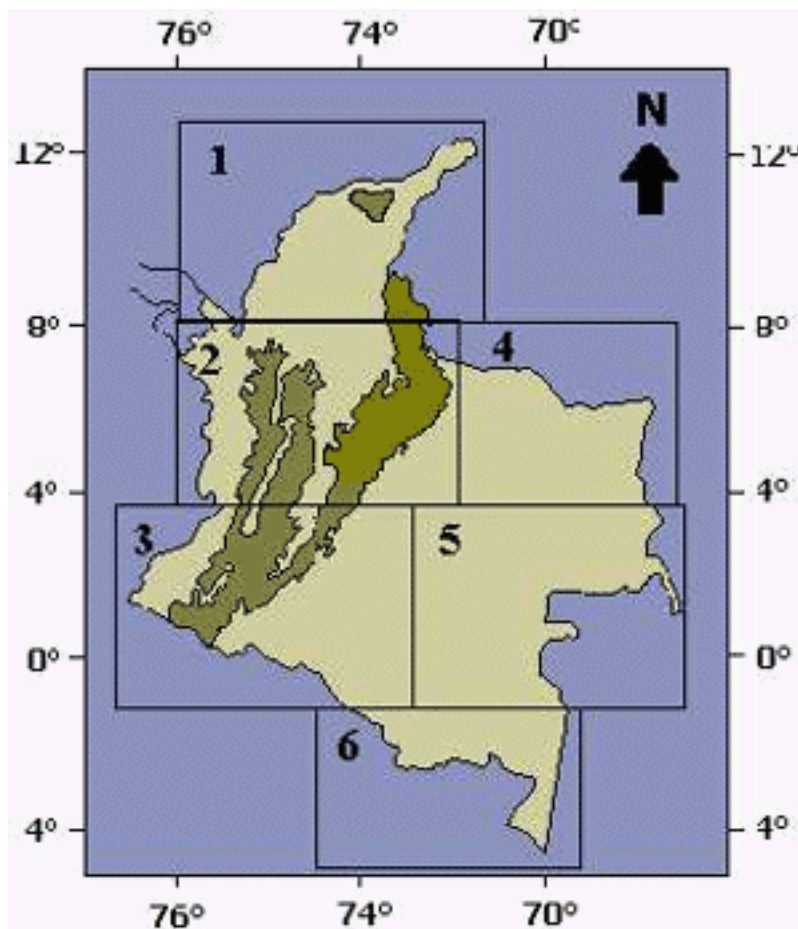
## LAS ISLAS DE GORGONA, GORGONILLA Y MALPELO

Islas localizadas entre los 2°47' y 3° 6' latitud norte y 78° 18' y 78° 18' longitud occidental, tiene una altura máxima de 330 msnm. La isla corresponde a un bloque intrusivo obducido por lo que predominan el

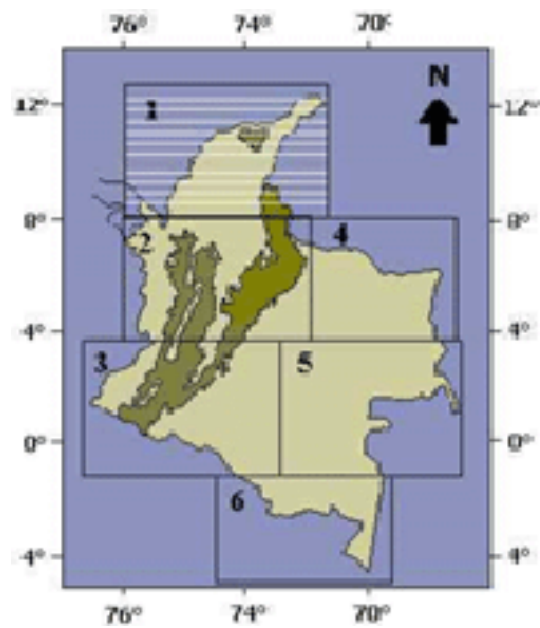
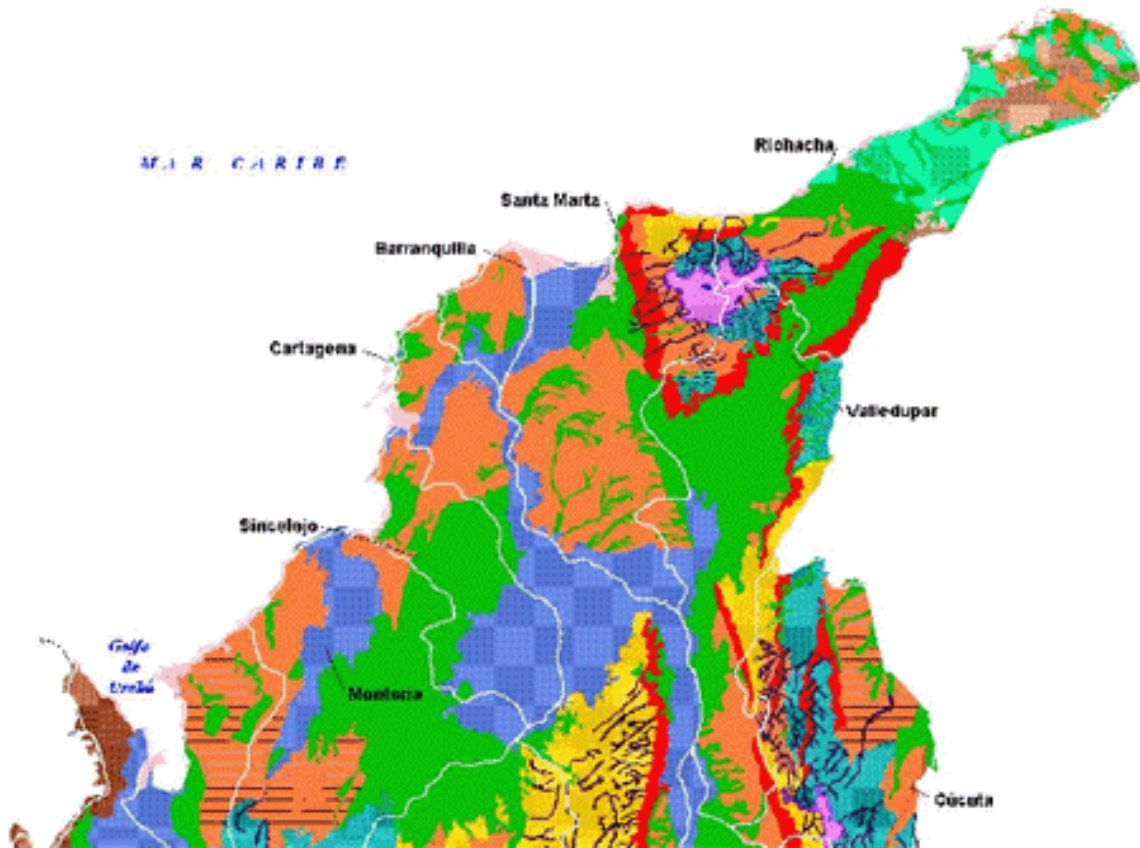
gabro y la peridotita así como algunos sedimentos del Terciario y Cuaternario. La mayor parte de Gorgona y Gorgonilla corresponde a colinas abruptas con pendientes superiores a los 12°, sobre material intrusivo que en gran parte del litoral termina con acantilados de hasta 270 m sometidos al oleaje intenso del mar.

Otras unidades geomorfológicas corresponden a pequeños depósitos de pie de vertiente y delgadas franjas de playas con dominancia de fragmentos rocosos con material heterométrico y anguloso.

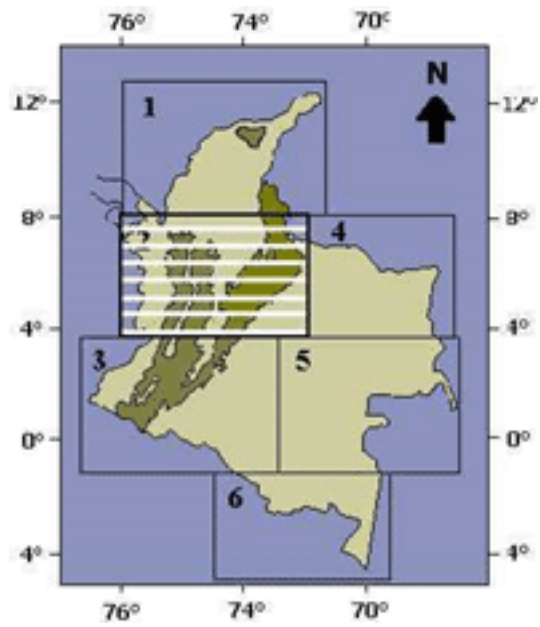
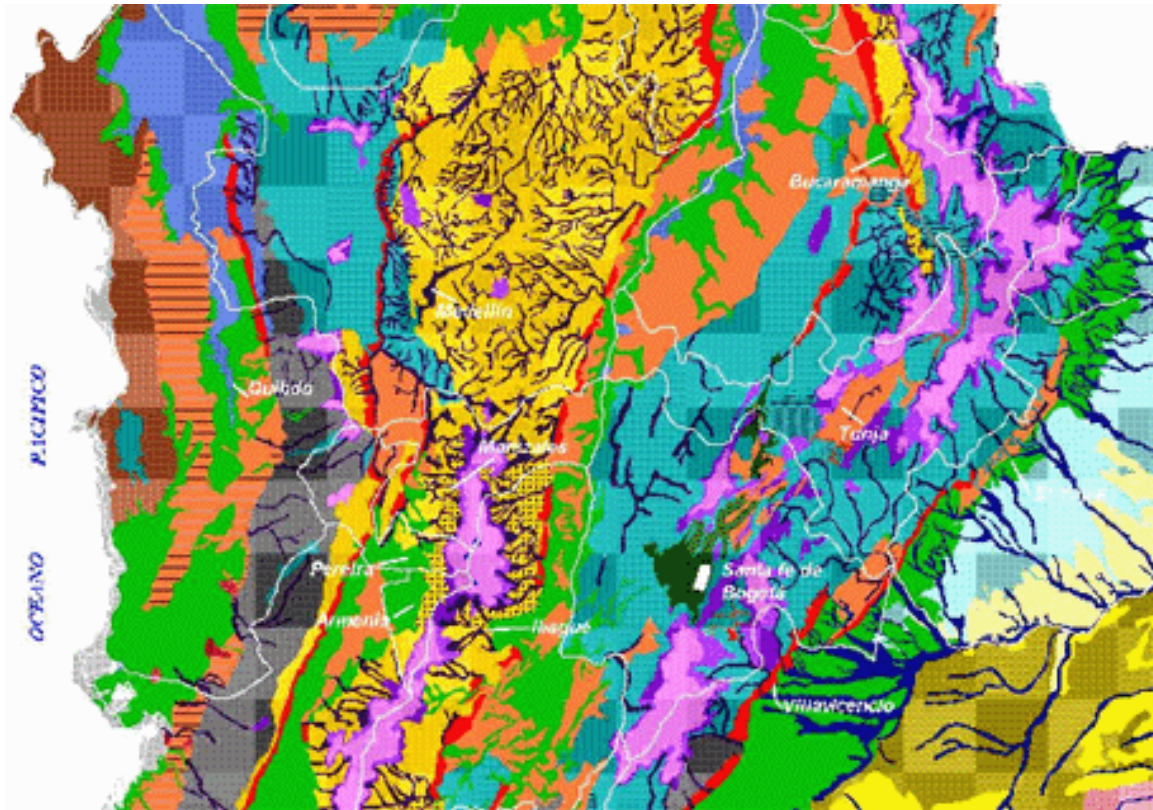
La Isla de Malpelo localizada a 3° 51' 07" N y 81° 35' 40" W, se compone de un conjunto de peñascos e islotes dispersos hacia el sur y el norte de la isla central de Malpelo la cual alcanza una altura máxima de 376 msnm. La isla corresponde a la cima de una cordillera submarina de más de 4000 m de altura formada aproximadamente 20 millones de años atrás pero estabilizada desde el Mioceno (Pralhal, 1990). La litología dominante de la isla corresponde a rocas ígneas como el basalto, andesita, tobas y dacitas sometidas a severos procesos de abrasión marina que da origen a cavernas cuyo techo se desploma y conforma profundos acantilados de hasta 120 m de altura. Otros procesos como la acción química de líquenes y el guano, la fractura de rocas por cambios térmicos y la meteorización han permitido la existencia de delgadas formaciones superficiales en zonas de escasa pendiente.



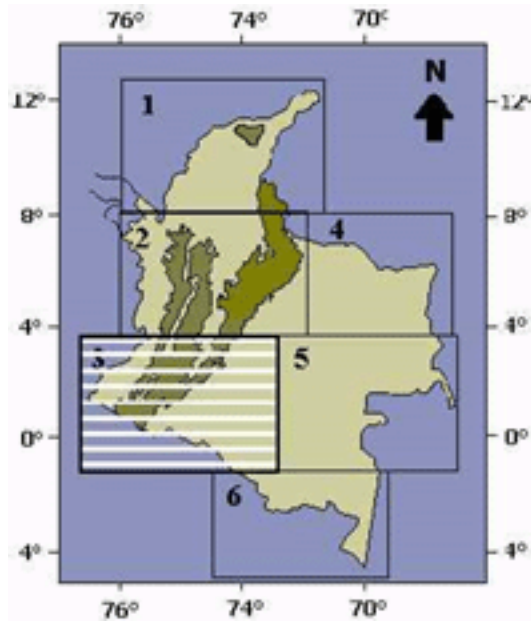
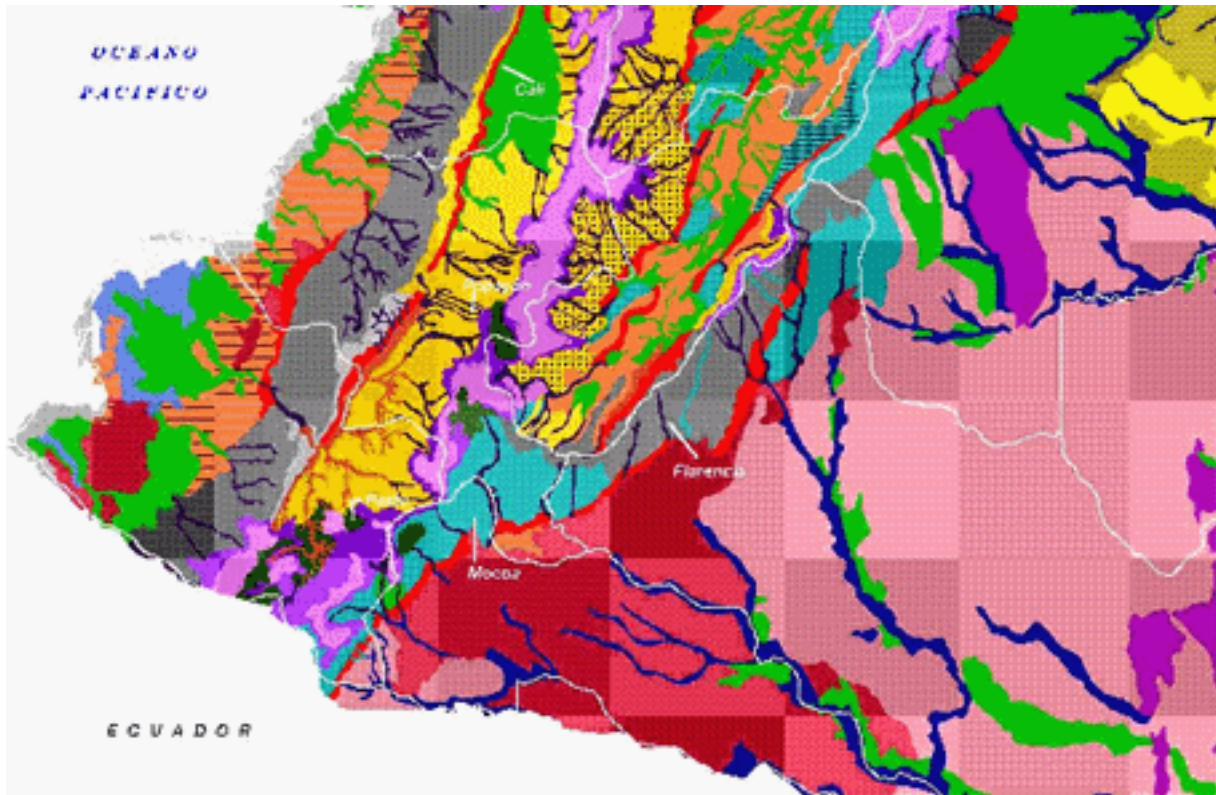
*Distribución de los mapas geomorfológicos.*



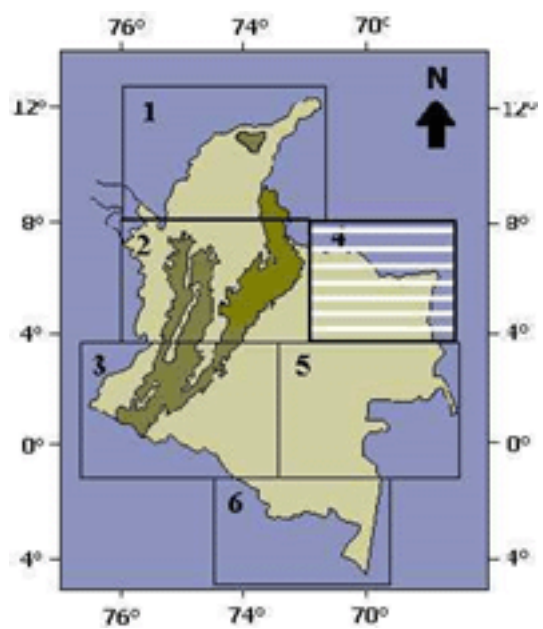
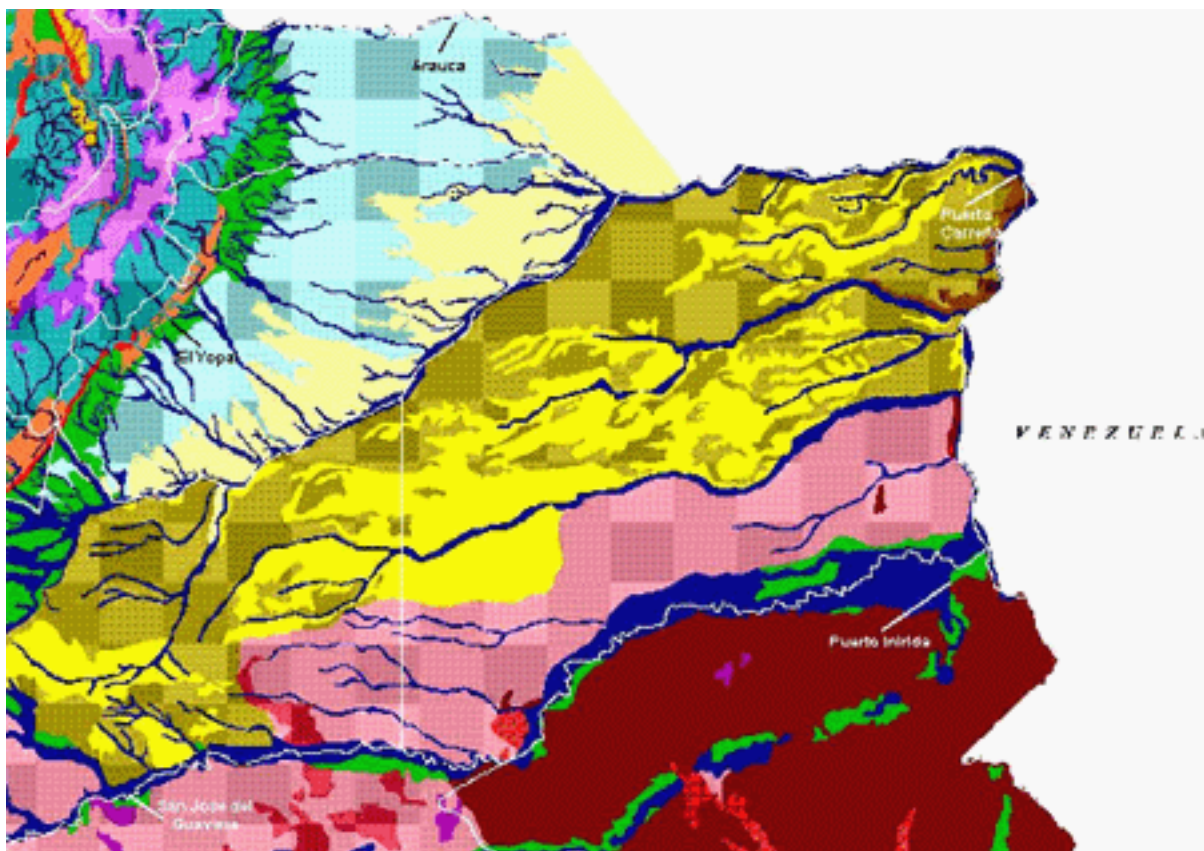
*Distribución de los mapas geomorfológicos.*



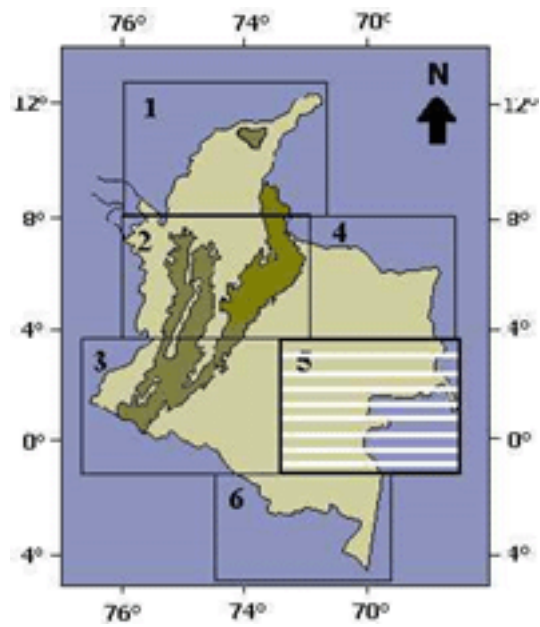
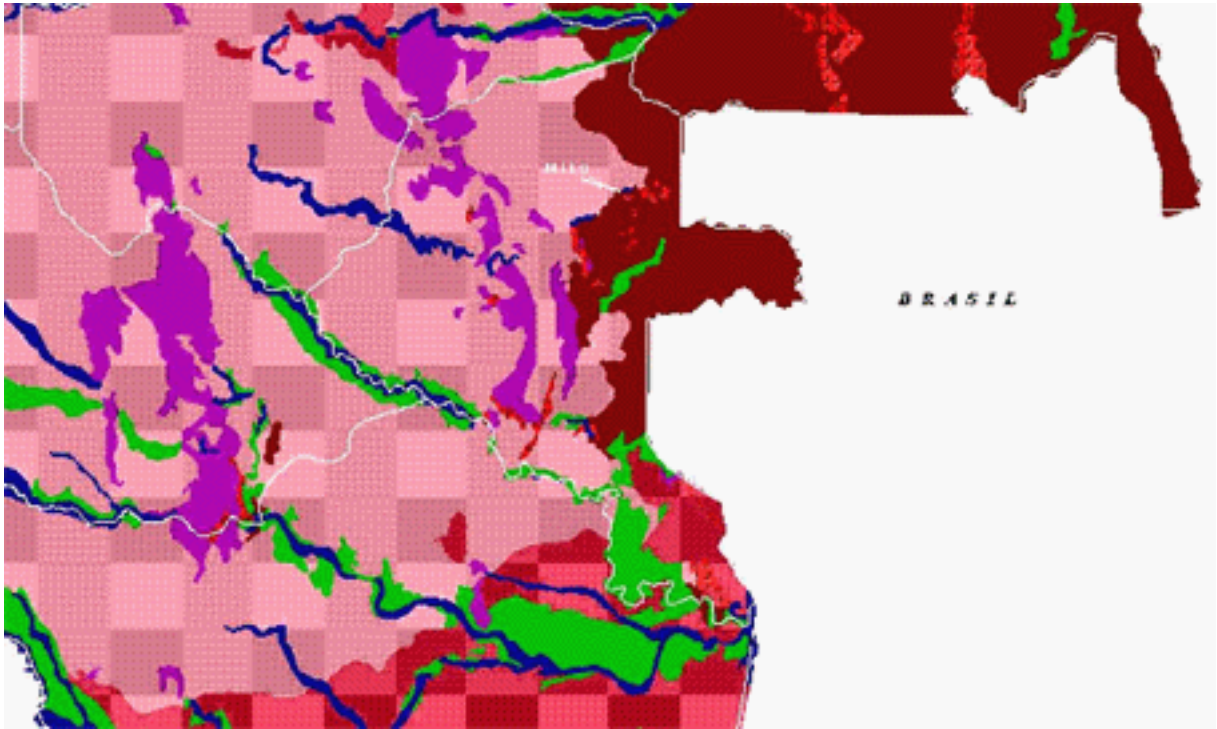
Mapa geomorfológico del centro de Colombia.



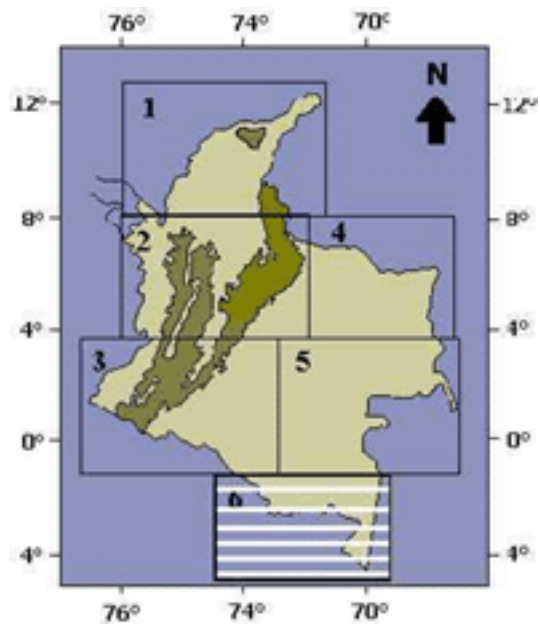
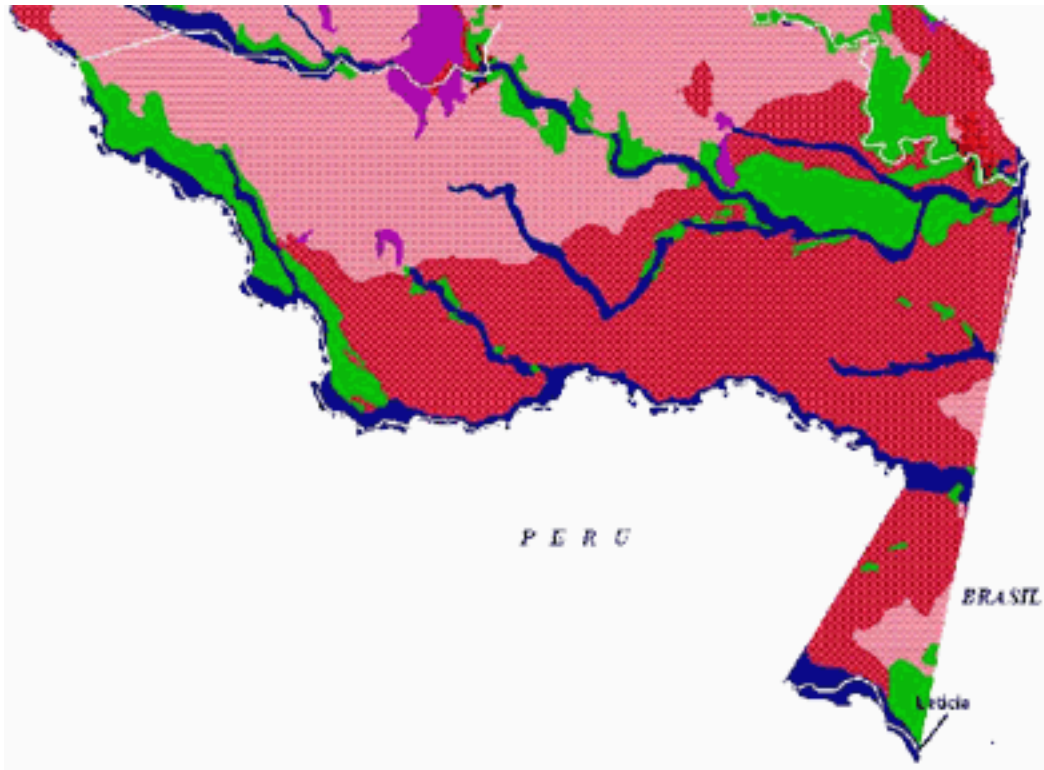
Mapa geomorfológico del sur-occidente de Colombia.



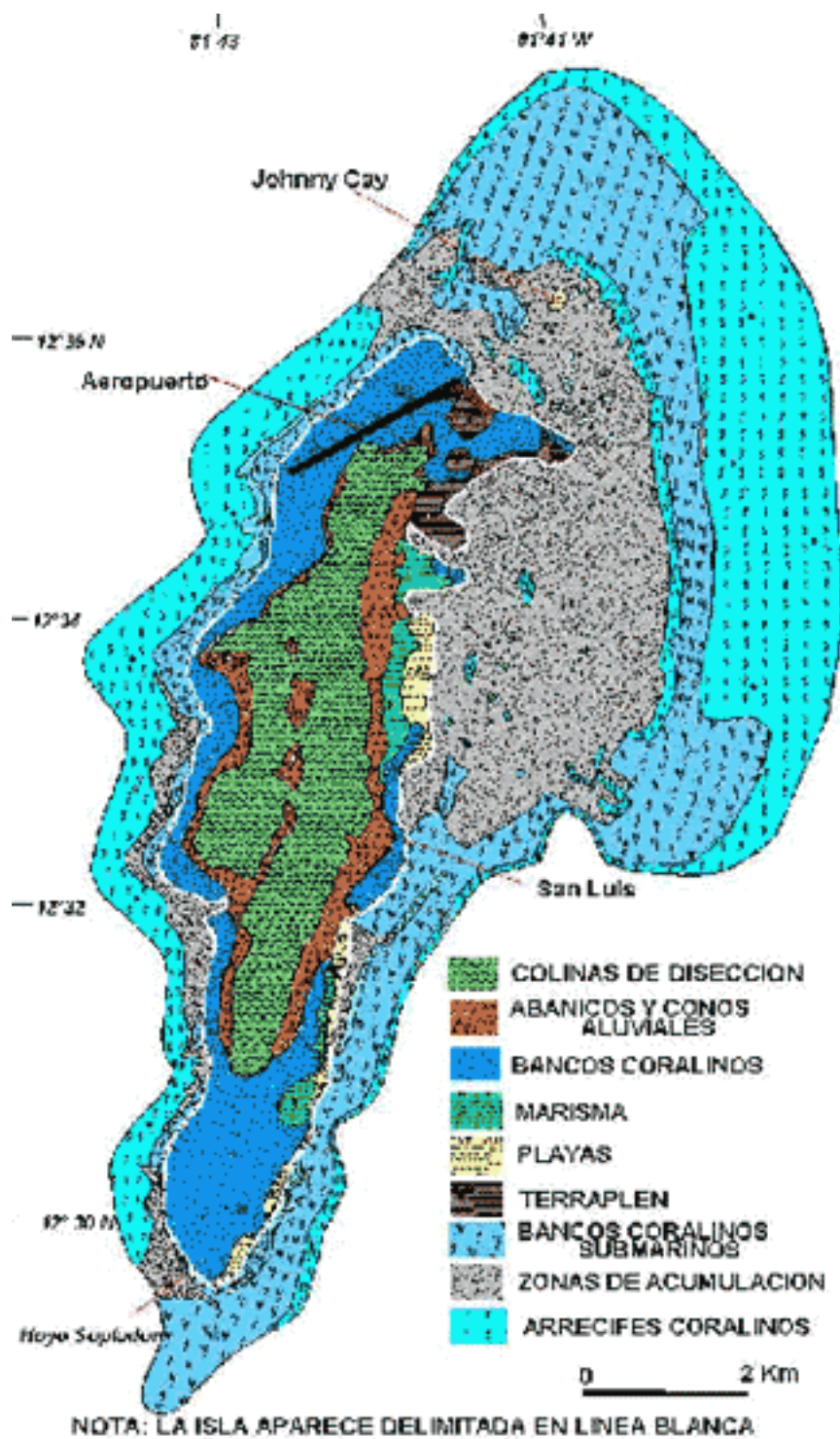
Mapa geomorfológico del oriente de Colombia.



Mapa geomorfológico del centro-oriente de Colombia.



Mapa geomorfológico del sur de Colombia.



Mapa geomorfológico de San Andrés Isla.



Leyenda de los mapas geomorfológicos.