

TECTO-OROGENESIS, DISECCION E INESTABILIDAD DE VERTIENTES "EN LOS ANDES COLOMBIANOS"

por

Antonio Flórez*

Resumen

Flórez, A. Tecto-Orogenesis, Disección e Inestabilidad de Vertientes "en los Andes Colombianos". Rev. Acad. Colomb. Cienc. 19 (74): 527-534, 1995. ISSN 0370-3908.

Con este trabajo se muestran las consecuencias geomorfológicas de la orogenia finiterciaria de los Andes colombianos. El levantamiento andino indujo cambios climáticos hacia condiciones más frías y húmedas, lo que unido al potencial hidro-gravitatorio, generó una capacidad de disección del sustrato por la red de drenaje. La disección es activa y explica en gran parte la inestabilidad de las vertientes.

Palabras Clave: Geomorfología, Orogenia, Cambios climáticos, Terciario, Andes Colombianos.

Abstract

This paper deals with the geomorphological consequences of the uplift of the Colombian Andes. The late Tertiary orogeny induced climatic changes towards cooler and wetter conditions and joined to the hydro-gravitatory potential triggered a deep cutting process and consequently a slope instability.

Key words: Geomorphology, Orogeny, Climatic changes, Late tertiary, Colombian Andes.

1. Introducción

Entre los problemas nacionales calificados como riesgos naturales, son de gran trascendencia aquellos ligados a los procesos de remoción en masa, flujos torrenciales e inundaciones, tres fenómenos conexos entre sí y con una causa común relacionada con la inestabilidad real y potencial de los sistemas montañosos de levantamiento reciente. Estos procesos morfogénicos ocasionan cada año pérdidas en vidas humanas, en obras de infraestructura y en tierras de cultivo.

Por lo anterior, es indispensable que el geógrafo y el geotecnista establezcan la relación dialéctica causa-efecto que enmarca la evolución de las vertientes, al hacer el diagnóstico que, en el ordenamiento territorial, busca

una mejor inserción del hombre y de sus actividades en el espacio geográfico.

Con este artículo se pretende mostrar el efecto del levantamiento de los Andes en la capacidad de disección de las corrientes de agua, el consecuente aumento de pendiente y la inestabilidad de las vertientes, dinámica que incide en buena parte en las inundaciones; aunque este último fenómeno no se trata aquí específicamente. Así, el área a la que se refiere la disección e inestabilidad es la comprendida entre los piedemontes (300 a 500 m) y el límite del modelado glaciar heredado (3000 m aprox.). Aunque los procesos mencionados no son exclusivos del área señalada, no se discutirá su ocurrencia en otros contextos.

Los conceptos que aquí se presentan son una generalización con base en los trabajos de investigación adelantados por el autor en el sector central de los Andes colombianos (Flórez, 1984, 1986, 1989, 1990), además en las observaciones realizadas en la Sierra Nevada de Santa Marta y en el sur de las cordilleras Occidental y Central.

* Profesor, Departamento de Geografía, Facultad de Ciencias Humanas, Universidad Nacional de Colombia.

2. Generación del potencial hidro-gravitatorio

El sistema montañoso de los Andes colombianos fue levantado a su altitud actual por fuerzas orogénicas relacionadas con la tectónica de placas en un tiempo geológicamente muy reciente. La orogénesis, junto con los efectos derivados del clima y su evolución, generaron un potencial hidro-gravitatorio que actúa sobre los relieves levantados produciendo ablación de materiales, disección, transferencia, acumulación transitoria en los valles de disección y luego depositación en las áreas deprimidas de piedemontes, llanuras aluviales y el mar.

Esta morfodinámica es diferencial en función del tiempo (evolución) y de los espacios afectados, siguiendo una secuencia que se esquematiza a continuación.

2.1 Condiciones pre-orogénicas

Antes del Mioceno (Terciario inferior) los relieves ya emergidos existentes en el territorio colombiano eran básicamente parte de las cordilleras Occidental y Central y los macizos de Garzón, Quetame, Santander y Sierra Nevada de Santa Marta, (Restrepo & Toussaint, 1988).

Según Van der Hammen (1958), después de la orogenia Preandina del Eoceno inferior y medio siguió una fase de relativa tranquilidad tectónica que duró hasta el final del Oligoceno inferior, fase en la que el clima reinante era tropical contrastado de tendencia seca y los relieves, en general, no superaban los 500 m. sobre el nivel del mar. Las condiciones climáticas de las que se infiere una vegetación baja y rala, permitieron el proceso de pedimentación por un escurrimiento superficial difuso generalizado que tuvo como consecuencia la formación de grandes superficies de aplanamiento o pedillanuras (Flórez, 1986).

El "reposo" no implicó una estabilidad tectónica pero sí de un ritmo inferior a la elaboración de los aplanamientos para mantener un equilibrio dinámico con el clima.

El volcanismo del eje de la cordillera Central se manifestó desde el Mioceno (Van Houten, 1976), en el borde occidental de esta cordillera hacia la fosa del Cauca también hubo una fase volcánica en el Mio-Plioceno (Restrepo *et al.*, 1981). La actividad volcánica depositó materiales volcano-detríticos sobre las superficies de aplanamiento y en las fosas laterales del Cauca y Magdalena (Flórez, 1986). Sin embargo, los relieves volcánicos en su forma aproximada a la actual tanto en el sector central de la cordillera Central como en el sur del país hacia la frontera con Ecuador se formaron durante el Plio-Pleistoceno junto con la mayor fase orogénica de los Andes.

El proceso de pedimentación se detuvo en el Mioceno superior cuando se reactivó notablemente la compresión del sistema andino que generó plegamiento y fallamiento. Posteriormente la orogenia del Plio-Pleistoceno y las nuevas condiciones bio-climáticas modificaron sustancialmente el funcionamiento de los procesos morfogénicos.

2.2 La orogenia Andina

El levantamiento principal de los Andes u Orogenia Andina ocurrió en la segunda mitad del Plioceno (hace unos 5 a 7 millones de años) y continuó más levemente en el Cuaternario (Van der Hammen, *et al.*, 1973) y las investigaciones de Lüschen (1983) muestran que el levantamiento continúa.

Los eventos orogénicos y otros hechos tectónicos diferenciaron el relieve colombiano en cuatro Cordilleras (Oriental, Central, Occidental y de La Costa) separadas por depresiones intermontanas (Patía, Atrato-San Juan, Cauca y Magdalena-Cesar) y limitadas por depresiones laterales (Llanura del Pacífico-Mar Pacífico y Llanos Orientales-Amazonia) y además por los bordes del Escudo Guayanés y los macizos aislados (Sierra Nevada de Santa Marta y Serranía de La Macarena). Los bloques levantados están separados de las depresiones por fallas inversas, además cada bloque fue subdividido en bloques menores también separados por fallas inversas (Irving, 1971); estas fallas y las demás desarrolladas en el sistema Andino, constituyen líneas de debilidad estructural y movilidad tectónica.

La sobreimposición de las estructuras volcánicas además de aumentar la altura del relieve, generó enormes cantidades de material detrítico de fácil movilización por los agentes de la dinámica externa.

2.3 Consecuencias de la tecto-orogenia

El levantamiento de los Andes determinó que una enorme masa de materiales rocosos, que antes del Plioceno estaban bajo el nivel del mar o sobre éste pero en general a altitudes bajas, llegara a las alturas actuales. Así, el levantamiento fue de varios kilómetros y los materiales adquirieron una gran energía potencial gravitatoria (Fig. 1). Por otra parte, los climas se tornaron más húmedos en condiciones ecuatoriales y la orogénesis misma creó barreras de intercepción de los vientos húmedos y durante el Cuaternario (por razón de los cambios climáticos globales) se facilitó la acumulación de glaciares en las alturas superiores a 3000 m (glaciaciones). En consecuencia, existen tres factores causales frente a la morfodinámica: potencial gravitatorio de las masas rocosas, climas más húmedos que aportan más agua y el potencial hidro-gravitatorio del agua y el hielo.

La diferenciación del relieve en cordilleras y depresiones se hizo a lo largo de líneas de falla, que junto con otros sistemas de fallamiento, fracturamiento y plegamiento constituyen en la mayoría de los casos ejes de debilidad estructural y movilidad tectónica. Lo anterior unido a la generación de relieves abruptos (pendientes fuertes) y a los efectos climáticos, define unas condiciones favorables a la remoción de materiales.

En los relieves de las características tectónicas descritas, la red de drenaje se instala, en general, en los ejes de debilidad estructural, lo cual facilita la remoción de materiales y formación de cauces más o menos rectos en los que el agua adquiere mayor velocidad y por lo tanto mayor competencia.

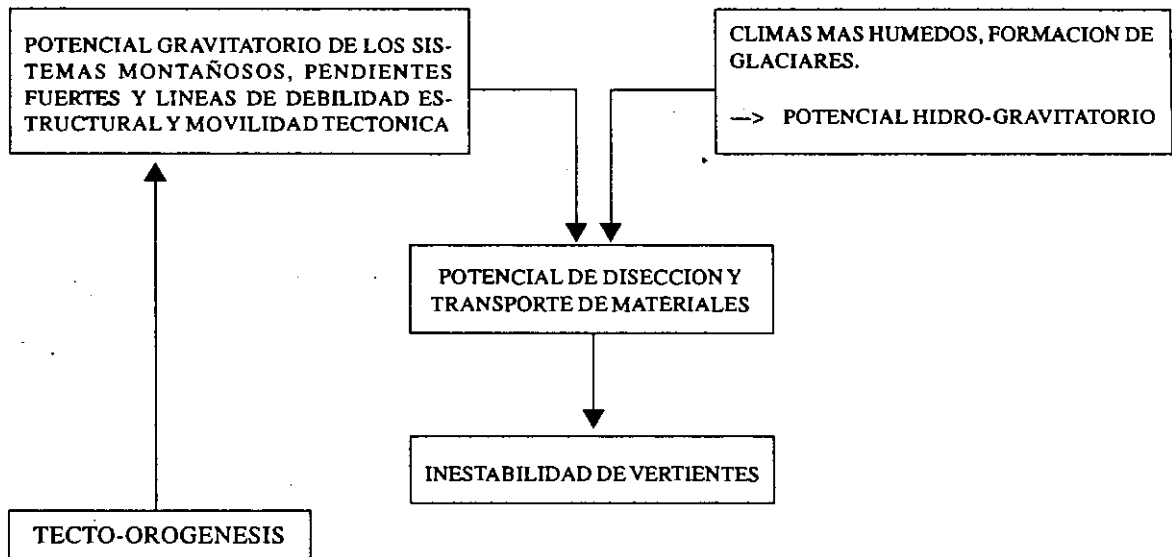


Figura 1. Esquema causal de la inestabilidad de vertientes.

Las unidades geomorfológicas de las cadenas montañosas guardan una relación estrecha con las unidades tectónicas; por ejemplo, la diferenciación en montañas y depresiones determina en términos generales las áreas de denudación y las áreas de sedimentación correlativa que a su vez están ligadas a las áreas inundables.

Otro ejemplo de las unidades antes citadas lo constituyen los piedemontes en los que el levantamiento fue inferior al de las cordilleras y forman una discontinuidad de pendiente donde los ríos pierden competencia y depositan la mayor parte de la carga en los conos de deyección aluvio-torrencial (Fig. 5). Razón por la cual los piedemontes son áreas de riesgo en función de los procesos que ocurren en la montaña. Sobre los conos de piedemonte se concentran actividades agro-industriales y urbanas, algunos ejemplos ilustran esta situación: Yopal, Villavicencio, Valledupar, Ibagué, Armero, Mariquita, Pereira-Dos Quebradas, Chinchiná, etc.

A la fuerza de la orogénesis se opone la fuerza de la disección y transporte de materiales, que pueden depositarse transitoriamente en los mismos valles estrechos de las montañas y principalmente fuera de ellas. Este esquema morfodinámico ha actuado en el pasado, actúa en el presente y continuará en el futuro como respuesta a la orogénesis del pasado y del presente; de aquí que su conocimiento sea de vital importancia en el ordenamiento territorial y especialmente en la prevención de desastres.

3. El modelado de disección

Los cambios climáticos al final del Terciario hacia las condiciones más húmedas del Cuaternario junto con la orogénesis andina generaron en nuestras montañas el potencial hidro-gravitatorio que definió una aceleración en la disección y en el transporte de materiales desde los bloques levantados (cordilleras) hacia las depresiones (llanuras aluviales y piedemontes). La acción de los eventos tectónicos y la evolución morfogénica son correlativos (relación dialéctica); así, los procesos de la

dinámica externa se fueron acelerando a medida que los relieves se formaban, (Fig. 2).

3.1. Respuesta de la red de drenaje

Sobre las unidades morfo-estructurales pre-andinas existía una red de drenaje que captaba y dirigía las aguas hacia los mares someros que rodeaban los relieves emergidos y hacia las ciénagas y pantanos.

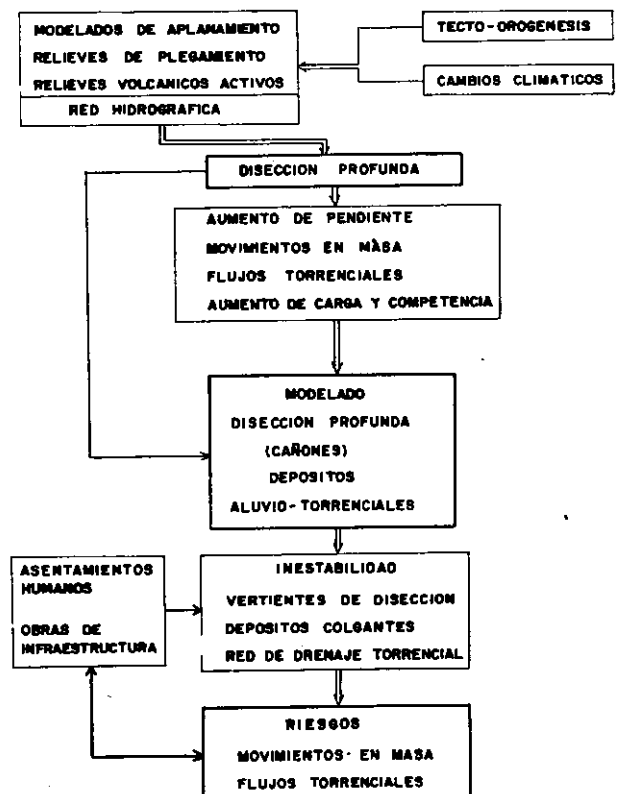


Figura 2. Riesgos inherentes a los modelados de disección profunda

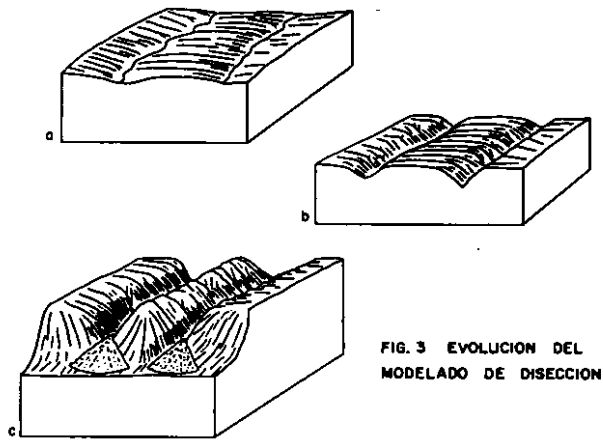


FIG. 3 EVOLUCION DEL MODELADO DE DISECCION

Figura 3. Evolución del modelado de disección

El potencial hidro-gravitatorio (antes referido) generado desde finales del Terciario, aumentó la capacidad de disección, competencia y carga de las corrientes de agua. En la figura 3 se esquematizan los eventos desde la fase de aceleración de la disección hasta la formación de cauces profundos en "V" separados por interfluvios generalmente estrechos.

En la figura 4 se presenta un caso específico de una superficie de aplanamiento disectada en la cordillera Central (Flórez, 1986), en la que los ríos principales tallaron cañones para salir al piedemonte en el valle del río Cauca.

A la energía de la orogénesis responde la energía de la red de drenaje produciendo la disección. Por la misma razón, las fuertes pendientes generadas por la formación de las cordilleras aumentan por efecto de la disección.

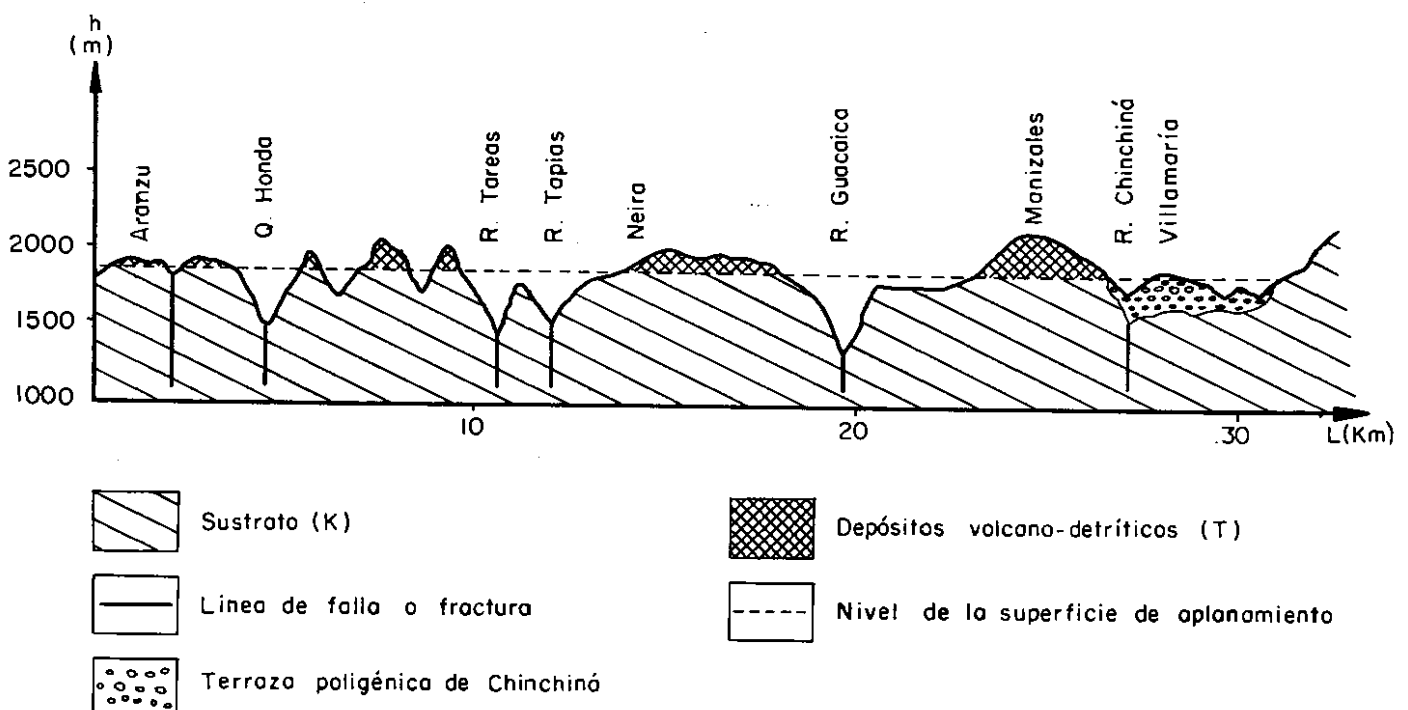


Figura 4. Superficie de aplanamiento disectada

La disección o socavamiento del sustrato se facilita en muchos de los cauces hídricos controlados por ejes tectónicos. En estos casos las rocas fracturadas a lo largo de las líneas de debilidad estructural son fácilmente evacuadas y la disección es más profunda. El control estructural produce cauces de tendencia (general) rectilínea y mayor velocidad y competencia hidráulica.

El proceso de disección disminuye o termina en los piedemontes o áreas de acumulación. Los ríos salen hacia los piedemontes por gargantas estrechas, donde empiezan los ápices de los conos y marcan el cambio de pendiente de los cauces y de las geoformas en general (Fig. 5).

La mayor orogénesis de los Andes, considerando el tiempo geológico, es muy reciente; por lo tanto, la disección actual es aún la respuesta al levantamiento. Además, el levantamiento continúa actualmente, por lo menos en la parte central de los Andes colombianos (Lüschen, 1983). Así, la disección no sólo es activa sino que continuará en el futuro próximo con el consecuente aumento de pendientes y generando una mayor sensibilidad a la inestabilidad de vertientes y por lo tanto a los riesgos naturales.

La característica general de un modelado de disección en las condiciones antes descritas es la profundidad de la red de drenaje (diferencia altitudinal entre el cauce y la divisoria de aguas), profundidad que en nuestras montañas está entre 800 y 1000 m, ej.: ríos de la cordillera Oriental que van del Llano, los de la cordillera Central que drenan hacia los piedemontes en las fosas del Cauca y Magdalena, los cañones de los ríos Guáitara-Juanambú-Patía, Guamuez-Putumayo, ... sólo para citar algunos ejemplos. Parte de los cauces de dichos ríos están adaptados (controlados) a líneas de debilidad estructural, principalmente fallas, fracturas, ejes sinclinales y anticlinales. Este hecho se debe a que las corrientes apro-

vechan las líneas a lo largo de las cuales los materiales están fracturados y/o alterados y por lo tanto la diseción y la remoción se efectúan con mayor facilidad; así se logra un mayor encajonamiento del cauce y también una mayor capacidad de transporte de materiales (competencia y carga).

3.2 El sistema de transferencia

El concepto de sistema de transferencia asociado a una cuenca hidrográfica se refiere a la movilización de materiales desde las partes altas hacia las bajas, con la intervención de procesos morfológicos variados

En la figura 6 se esquematiza un sistema de transferencia asociado a una cuenca de drenaje de las muchas que ocurren en las montañas colombianas. Los procesos señalados son los más generales.

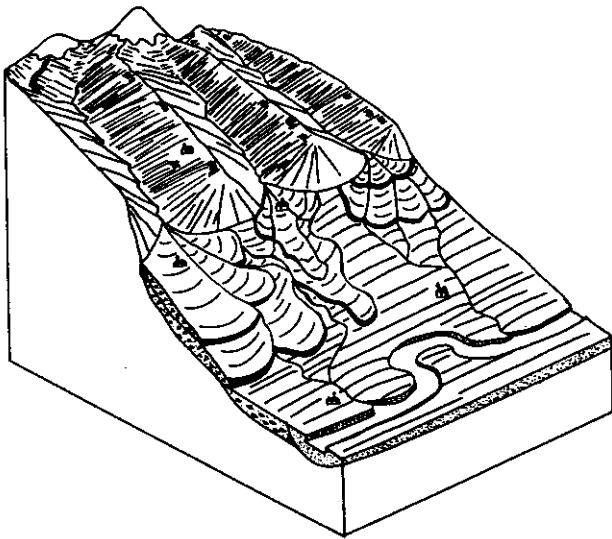


Figura 5. Cordillera - Piedemonte - Esquema General

El funcionamiento de los procesos y el transporte de materiales dentro de un sistema morfológico no es continuo ni en el tiempo ni en el espacio. La mayor o menor actividad de un proceso depende de las condiciones estructurales, pendiente, condiciones bio-climáticas y acción del hombre.

Los cambios climáticos (períodos húmedos y menos húmedos, formación y fusión de glaciares...), las fases de actividad volcánica y reactivaciones tectónicas hacen que las corrientes hídricas transporten materiales abundantes en forma discontinua en el tiempo con eventos concentrados en períodos cortos, por lo que estos fenómenos son de carácter catastrófico. Además, de estos hechos, la red de drenaje en las montañas andinas está bajo condiciones reales de torrencialidad o por lo menos lo es potencialmente.

Dentro del área de la presente discusión (arriba de los piedemontes y abajo del modelado glaciar heredado) los depósitos aluviales y aluvio-torrenciales son frecuentes y se ubican preferencialmente en los puntos de confluencia de dos corrientes. Después del depósito, la diseción continuó su trabajo acelerada por cambios climáticos o tectónicos y dejó los depósitos por encima del cauce, es decir en posición colgante.

En las figuras 7a y 7b, se muestran depósitos aluvio-torrenciales colgantes. Estos materiales están en pendientes fuertes y como el cauce está por debajo de la base del depósito se produce mayor inestabilidad. Además los materiales muebles en el área definida deben considerarse como transitorios, pues son susceptibles de ser removidos y transportados nuevamente por movimientos en masa (derrumbes, desprendimientos, deslizamientos).

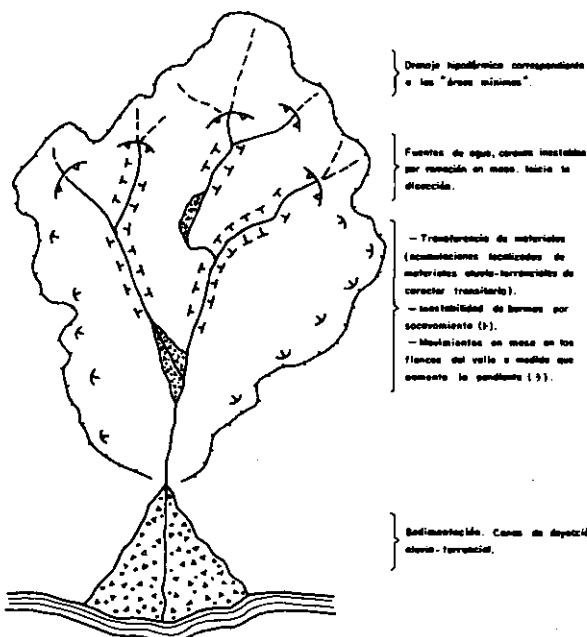


Figura 6. Sistema de transferencia

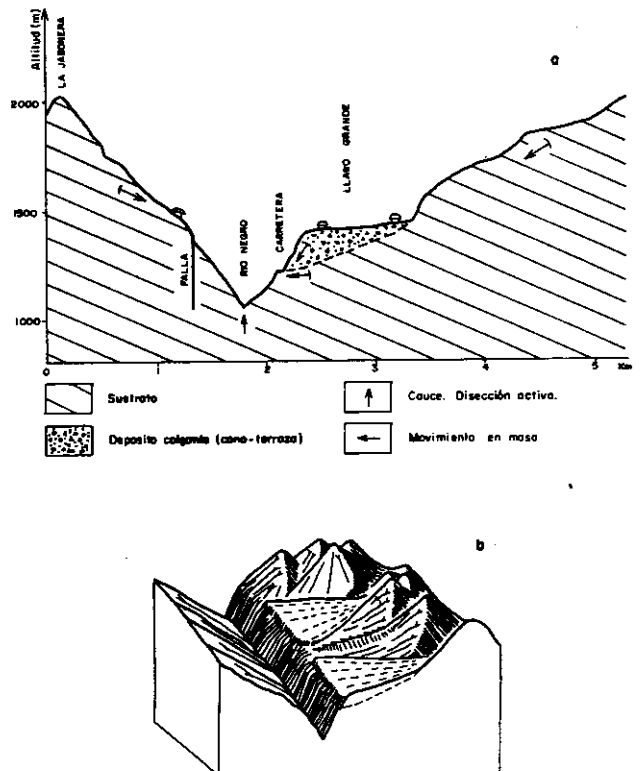


Figura 7. Diseción profunda y depósitos colgantes

tos) y una vez concentrados en los cauces generan flujos torrenciales. La inestabilidad de las formaciones superficiales es mayor en los sistemas de transferencia ubicados en las estribaciones de las cordilleras incluyendo los piedemontes. La inestabilidad también es frecuente en las cuencas cortas que confluyen perpendicular u oblicuamente en los ríos principales dentro de las cordilleras; en estos casos la corriente menor tiene una capacidad de disección inferior a la del río mayor y por lo tanto se queda en posición colgante. El sector localizado inmediatamente debajo del modelado glaciar heredado de la última glaciación presenta torrentes y terminan en conos de deyección fluvio-glaciar.

En los casos en que la parte alta de las cuencas hidrográficas están conectadas con modelados glaciares o con relieves volcánicos el desarrollo de valles profundos (cañones) es mayor. Si estas dos condiciones no existen, los depósitos aluvio- torrenciales y la profundidad de la disección son menos significativas.

La transferencia de materiales constituye la respuesta de las vertientes en búsqueda de su perfil de equilibrio.

3.3. Perfiles típicos

La tendencia global del perfil transversal de un valle o la del perfil longitudinal de una corriente, es hacia la concavidad regularizada. El perfil se logra por la evacuación de materiales hasta adquirir el perfil cóncavo.

En un sistema montañoso formado recientemente como los Andes, las vertientes aún no han logrado la homogeneización de su perfil y por el contrario, presentan discontinuidades.

El Perfil Transversal

En general, los valles de disección profunda presentan el perfil de la figura 8. Los principales sectores diferenciados son:

1. Divisoria de aguas (cuchillas de disección). Allí dominan los movimientos en masa de tipo derrumbe asociados a la cuchilla misma o a las líneas de fuentes (resurgencias, ver Fig. 6). Cuando estas divisorias correspon-

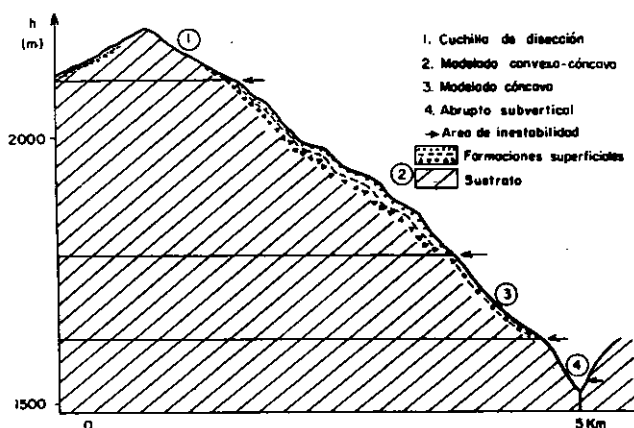


Figura 8. Diferenciación en sectores de una vertiente - Perfil Transversal

den con residuos de superficies antiguas de aplanamiento entonces tienen un tope más amplio y acolinado y a veces cubierto por materiales volcánicos como se observa en las cordilleras Central y Centro Occidental.

2. Sector de modelado convexo-cóncavo. Los principales procesos son la solifluxión y los deslizamientos rotacionales que ocurren preferencialmente en la parte inferior del sector.

El contacto con el sector 3 es un área crítica ya que a la ruptura de pendiente se agrega una humedad ligada a las resurgencias de agua. Aquí el sector 3 avanza hacia el sector 2.

3. Sector de modelado cóncavo. La pendiente es mayor que la de los sectores anteriores, las formaciones superficiales son menos espesas y están compuestas principalmente por derrubios y coluvios. Los afloramientos del sustrato son frecuentes y los procesos dominantes son los derrumbes y la reptación, seguidos por la disección efectuada por los drenajes de orden 1 y 2 (órdenes según Strahler, 1987).

4. Bermas subverticales de disección. La dinámica dominante además del socavamiento son los desprendimientos rocosos ya que prácticamente no existen las formaciones superficiales. El contacto con el sector 3 es otra línea de inestabilidad crítica.

El perfil descrito es una generalización para los valles de disección profunda, a nivel local se pueden encontrar diferencias especialmente relacionadas con depósitos volcánicos, conos en confluencias, terrazas aluviales, terrazas de abrasión u otras geoformas.

El Perfil Longitudinal

Al igual que el perfil transversal, el perfil longitudinal de las corrientes cordilleranas no es regularmente cóncavo sino que presenta discontinuidades, (Fig. 9). Como esquema se presenta un perfil desde la línea divisoria en una cordillera hasta un nivel de base local en una llanura aluvial.

1. Sector de acumulación glaciar o de deglaciación reciente. Las pendientes son abruptas.

2. Sector del modelado glaciar heredado de la última glaciación. La pendiente es suave y la disección es poco funcional.

3. Este el sector de disección profunda sobre el cual enfatiza en este artículo. Aquí la disección es mayor debido a unos caudales más abundantes y permanentes en corrientes de orden mayor. El socavamiento normalmente opera directamente en el sustrato y en general las vertientes presentan el mayor grado de inestabilidad en relación con los demás sectores.

4. Este sector ya no es de disección sino básicamente de acumulación y corresponde a los conos de deyección aluvio- torrencial de los piedemontes. En este sector de contacto cordillera-piedemonte los riesgos están asociados a los flujos torrenciales y a las difluencias de los ríos sobre los conos.

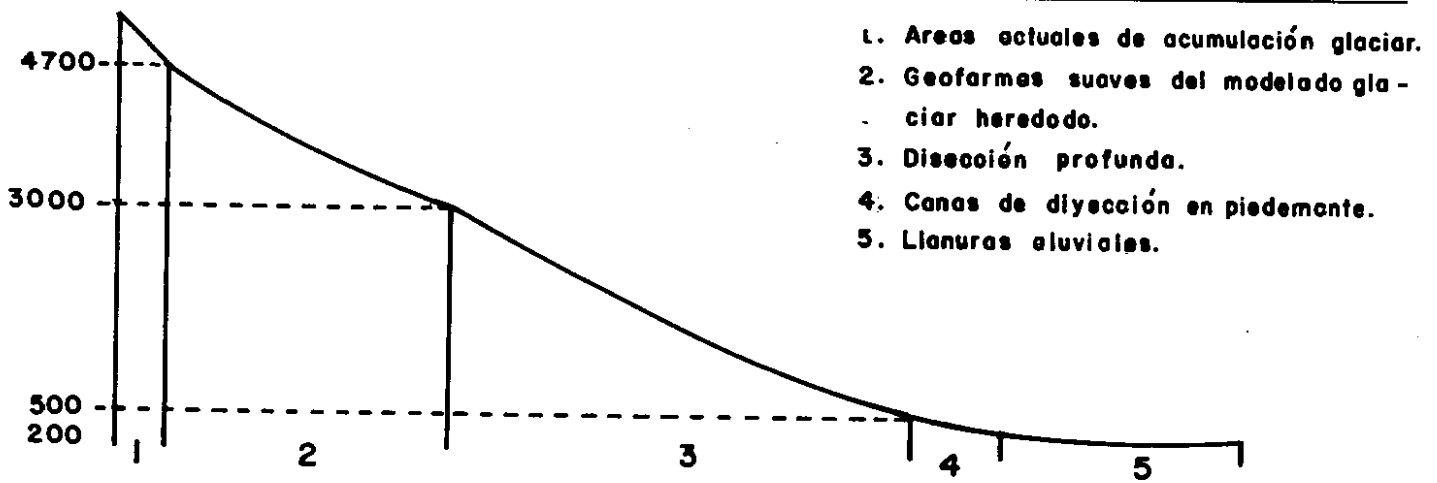


Figura 9. Diferenciación en sectores de una corriente - Perfil Longitudinal

4. La intervención del hombre

Como se discutió en los capítulos anteriores, el sistema montañoso andino se caracteriza geomorfológicamente por unas condiciones reales y potenciales de inestabilidad. La acción del hombre en el territorio andino, mediante la aplicación de técnicas en la utilización de los recursos naturales implica, en muchos casos, adaptarse a unos hechos condicionantes, de lo que frecuentemente resulta una aceleración de la dinámica de las vertientes. Algunas de dichas situaciones son las siguientes

- La deforestación perturba el régimen hídrico, especialmente en pendientes fuertes, donde causa una mayor velocidad de concentración del agua lluvia en los ejes de drenaje, lo que a su vez favorece el transporte de sedimentos y la capacidad de disección.

- La construcción de vías en los límites críticos entre los sectores de las vertientes (Fig. 7a), en la base y en los bordes de los depósitos colgantes y en los contactos cordillera-piedemonte contribuye a la inestabilidad.

- La ubicación de asentamientos humanos en las áreas críticas antes señaladas implican una situación de riesgo.

- Los piedemontes son áreas de riesgo, sin embargo la utilización del espacio no ha sido planificada en función de la inestabilidad real y potencial.

En general, en nuestros sistemas montañosos la actividad antrópica indiscriminada en áreas no aptas para sistemas de explotación agropecuaria y obras de infraestructura está contribuyendo a aumentar el carácter torrencial de la red de drenaje.

5. Conclusiones

En los Andes como en los demás sistemas montañosos de formación reciente, funciona actualmente una acción dialéctica entre los hechos tectónicos y la evolución morfodinámica; así, los fenómenos morfodinámicos (dinámica externa) se aceleran a medida que los relieves tectónicos se van formando.

En las montañas colombianas convergen varios factores que definen condiciones de inestabilidad; mo-

vidad tectónica, pendientes fuertes y un modelado de disección profunda. El modelado de disección profunda ocurre abajo del modelado glaciar heredado de la última glaciación y arriba de los piedemontes. (Se exceptúan los altiplanos).

La disección es funcional, esto quiere decir que la formación de valles profundos es activa y por lo tanto aumenta la pendiente, la inestabilidad de vertientes e incrementa el régimen torrencial de las corrientes con los riesgos inherentes para los asentamientos humanos y las obras de infraestructura.

Los problemas principales del área montañosa descrita son los movimientos en masa (deslizamientos de varios tipos, desprendimientos, derrumbes, flujos torrenciales,...) tanto en las cabeceras de las corrientes, como a lo largo de los flancos de los valles y bermas de los cauces, con incidencias en los piedemontes y llanuras aluviales. Otro problema relacionado con la disección rápida es la presencia de los depósitos colgantes en posición de desequilibrio.

La evolución de las vertientes en nuestras montañas aún no ha alcanzado su perfil de equilibrio por lo que presentan discontinuidades. Tales discontinuidades implican áreas de mayor riesgo para las actividades humanas (ver Fig. 5,6,7,8 y 9).

La sectorización de vertientes, discutida en el presente artículo, permite diagnosticar las condiciones de estabilidad o inestabilidad como parte del quehacer geográfico frente a la problemática de ubicar o reubicar las actividades humanas para un mayor aprovechamiento del territorio y minimizar la exposición a los riesgos naturales.

Referencias

- Flórez, A. 1984. Escalonamiento geomorfológico en los Andes Centrales de Colombia. *Análisis Geográficos* 11: 85-104.
- _____. 1986. Geomorfología del área Manzales-Chinchiná, Cordillera Central, Colombia. Tesis Univ. de Amsterdam, 158 p.
- _____. 1989. Evidencias de inestabilidad en los sistemas morfodinámicos de alta montaña. *Rev. Colombia, sus Gentes y Regiones*, 13: 16-32.
- _____. 1990. La resección de los glaciares colombianos desde la Pequeña Edad Glaciar. *Rev. Colombia Geográfica* XVI (1):7-16.

- Irving, E.** 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Bol. Geol.* **19** (2):1-90.
- Lüschén, E.** 1983. Recent tectonics of the Northern Andes according to geophysical and geodetical measurements in Colombia. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*:304-317.
- Restrepo, J.J., J.F. Toussaint.** 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes.* **11** (3): 189-193.
- _____ & **H. González.** 1981. Edades miopliocenas del magmatismo asociado a la formación Combia. *Deptos. de Antioquia y Caldas, Colombia Geol. Norandina.* **3** (1): 21-26.
- Strahler, A.N.** 1987. *Geología Física.* OMEGA, 629 P.
- Van der Hammen, T.** 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos-Colombia. *Bol. Geol.* **6**:67-128.
- _____, **J.H. Wermer & H. Van Dommelen.** 1973. Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: A study of the Pliocene and Lower Quaternary of the Colombian eastern Cordillera and the early evolution of its High-Andean biota. *Rev. Palaeobotany and Palynology,* **16**:1-122.
- Van Houten, F.** 1976. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87** (4):481-495.