

LA DIVERSIDAD DEL RELIEVE Y LOS SUELOS EN EL ALTIPLANO DE SANTA ROSA DE OSOS (ANTIOQUIA): SUS SIGNIFICADOS AMBIENTALES

*Luis Alberto Arias L., y Luis Hernán González S.
Escuela de Geociencias, Facultad de Ciencias
Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín
aarias@unalmed.edu.co, lhgonzal@unalmed.edu.co,*

Recibido para evaluación: 13 de Agosto de 2003 / Aceptación: 06 de Noviembre de 2003 / Recibida versión final: 24 de Noviembre de 2003

RESUMEN

La estructura mórfica de la cordillera Central en el departamento de Antioquia consiste en un mosaico de relieves de primer orden: Altiplanos, escarpes regionales, cañones lineales, cañones ramificados y un basín intramontañoso que corresponde al valle de Aburrá. Los altiplanos y escarpes regionales se ordenan espacialmente en conjuntos con un patrón escalonado; los cañones lineales y ramificados corresponden a la generación de relieve de primer orden más joven en la cordillera y su modelado es simultáneo y posterior al levantamiento "final" de la cordillera; el valle de Aburrá es un tipo de relieve único, no solo en la parte septentrional de la cordillera y posiblemente para el conjunto de los Andes colombianos.

En el sistema de altiplanos, el altiplano de Santa Rosa de Osos se caracteriza por la preservación de tipos de relieve, elementos de relieve, geoformas y suelos de edad antigua (terciaria).

PALABRAS CLAVES: Altiplanos, Peñoles, Comportamiento Morfogénico, Basín Intramontañoso, Cadenas de Inselbergs, Oxisol, Ultisol, Kándico, Comportamiento Pedogénico, Pedoestratigrafía.

ABSTRACT

The geomorphic structure of Central cordillera in Antioquia department of Colombia consists of a mosaic of first order landforms: uplifted etchplains, regional scarps, linear and branched canyons and the "Aburrá valley as an intramontane basin. Etchplains and regional scarps are spatially arranged as stepped patterns; lineal and branched canyons correspond to the youngest first order generation in the Colombian Central range and they are modelled simultaneously with the final Colombian north cordillera uplift. The Aburrá valley is a unique type relief, not only on the northern of the Central cordillera but for all the Colombian Andes.

The Santa Rosa de Osos etchplain is distinguished from the others stepped etchplains by the preservation of old (tertiary) relief types, relief elements, landforms and soils.

KEYWORDS: Uplifted Etchplain, Peñoles, Morphogenetic System, Intramontane Basin, Inselberg Range, Oxisol, Ultisol, Kandic, Pedogenetic System, Pedostratigraphy.

1. INTRODUCCIÓN

La estructura geomórfica de la cordillera Central en Antioquia está constituido por un conjunto de relieves de primer orden: Altiplanos, escarpes regionales, cañones lineales, cañones ramificados y un basín intramontañoso que corresponde al valle de Aburrá, (Arias, 1995,1996).

En los altiplanos predominan los relieves colinados y diversos tipos de paleorelieves (geoformas heredadas) y paleosuelos. Las diferentes geoformas de los altiplanos son modeladas en perfiles de meteorización muy espesos (40-90 m), exceptuando algunos inselbergs rocosos, denominados en la región como “peñoles”.

En estos mantos espesos de alteritas la morfogénesis actual está comandada principalmente por procesos de alteración química con efectos mórficos en el modelado de nuevas geoformas; los procesos de remoción, transporte y depositación son de eficiencia moderada, lo cual permite entender la preservación de geoformas, perfiles de meteorización, depósitos superficiales y perfiles de suelo que se desarrollaron bajo condiciones ambientales diferentes a las que predominan actualmente en ellos.

Los otros tipos de relieves de primer orden, diferentes a los altiplanos, presentan en su totalidad o en parte relieves de tipo montañoso tropical constituido por vertientes muy largas y muy inclinadas, modeladas en perfiles de meteorización poco evolucionados y de espesores que rara vez superan los 10-15 m de espesor, los cuales garantizan la continuidad de la alteración en profundidad de las rocas y por lo tanto la evolución de las vertientes. Este relieve montañoso consiste de un sistema de cañones en “V” y divisorias estrechas en forma de “Ú” que presentan estructura fractal, es decir, son formas persistentes para diferentes escalas espaciales.

El comportamiento morfogenético actual y pasado en estos relieves ha sido muy intenso, una incisión fluvial vigorosa ha permitido modelar cañones con profundidades de 800- 1200 m, una remoción eficiente en las vertientes cuyo testimonio mas evidente son las grandes cicatrices de rupturas, los depósitos gravitacionales (flujos) y los depósitos de represamiento de corrientes asociados con ellas.

En este sentido, el relieve de Antioquia muestra la presencia de dos tipos mayores de relieves con comportamientos muy contrastados, tanto hoy como en el pasado. Las unidades geomorfológicas con relieve montañoso, posiblemente han experimentado en el pasado crisis morfogenéticas manifiestas en rupturas masivas de las vertientes y en la presencia de los respectivos depósitos correlativos; expresiones de estos periodos se encuentran por igual en el valle de Aburrá, en el cañon lineal “Medellín – Porce”, en los cañones ramificados de los ríos Nechí y Cauca e incluso en los escarpes regionales.

A través del programa de maestría en Geomorfología y Suelos de la Escuela de Geociencias de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional (sede de Medellín) se creó en el año 2000 un programa de investigación en torno al “Comportamiento y evolución del relieve y los suelos en las regiones tropicales” con la finalidad de estudiar las estructuras y dinámicas del relieve y los suelos, tanto activas como pasadas y de este modo emplear ambas componentes de los sistemas naturales para hacer investigación ambiental y paleoambiental de nuestros ecosistemas. El trabajo durante el periodo 2000- 2002 se ha centrado en el altiplano de Santa Rosa de Osos, donde se han realizado dos proyectos, gracias al apoyo financiero de la Corporación Autónoma Regional de Antioquia – CORANTIOQUIA -.

Varias ideas-guía orientan la exploración del relieve y los suelos, y la búsqueda de explicaciones a los fenómenos geomorfológicos y pedogénicos.

La consideración de estos componentes de los sistemas naturales como expresiones zonales y expresiones históricas. La consideración de una relación estrecha entre génesis de suelos y génesis de relieve en aquellos territorios, como los altiplanos, donde la actividad morfogenética está estrechamente relacionada con procesos de alteración química. La consideración de relaciones estrechas entre litologías-estructuras geológicas y relieve en aquellos relieves montañosos que despliegan una morfogénesis muy intensa.

Estas ideas permiten visualizar los relieves y los suelos como palimpsestos y por lo tanto, la primera tarea en el estudio geomorfológico es la de levantar “la columna estratigráfica del relieve”.

2. EL RELIEVE DE LA CORDILLERA CENTRAL

La morfoestructura de la cordillera Central en Antioquia corresponde a un bloque tectónico levantado y basculado, limitado al occidente por el escarpe del sistema de fallas Romeral y al oriente por el sistema de fallas Palestina, con un patrón basculante hacia el este, pero con segmentos que presentan buzamientos hacia el sur.

El relieve de este bloque está constituido por un sistema escalonado de altiplanos muy extensos, segmentados por cañones lineales profundos (800-1000 m).

La estructura de este paisaje se puede clasificar en cinco tipos principales de relieves de primer orden: Altiplanos, escarpes regionales, cañones lineales, cañones ramificados y un basín intramontañoso (valle de Aburrá), (Arias, 1995, 1996, Arias y González, 2003).

2.1. Sistema de altiplanos

Los altiplanos corresponden a antiguas superficies de erosión, modeladas a alturas cercanas al nivel del mar y posteriormente levantadas tectónicamente; en Page and James, 1981, se hace una referencia explícita a esta estructura escalonada de un sistema de altiplanos. Hacia el eje de la cordillera Central se presentan tres altiplanos, a saber:

Altiplano “Páramo de Belmira - Páramo de Sonsón”

Corresponde al altiplano superior, se localiza hacia el borde occidental de la cordillera y está siendo destruido por el avance remontante de los frentes de erosión que se emplazan en el escarpe erosivo de la falla Romeral; la posición occidental de este altiplano es muy clara entre el páramo de Belmira al norte y el Alto de San Miguel al sur. A partir de este punto, el altiplano se extiende por la parte del eje central de la cordillera a través del valle de La Unión y el corredor Mesopotamia- Sonsón.

Altiplano “Santa Rosa de Osos – Rionegro”

Corresponde al altiplano intermedio, separado en dos territorios por el encajamiento profundo del Valle de Aburrá y el cañón del río Medellín.

El altiplano inferior

Se encuentra segmentado por los cañones de los ríos Porce, Nus, Guadalupe, San Pablo y Nechí, en un conjunto de altiplanos, a saber : Altiplano Carolina – Gómez Plata, altiplano de Anorí, altiplano Amalfi - Yolombó y el altiplano “embalse del Peñol”.

La mayoría de estos altiplanos están modelados en perfiles de meteorización espesos (40-90 m) y presentan relieves colinados, con un nivel superior de colinas equi-altitudinales. El altiplano antiguo presenta un perfil de meteorización discontinuo y relativamente delgado (8-15 m), se preserva como remanentes discontinuos en los alrededores del valle del Aburrá y en sus dos remanentes más extensos, sectores del páramo de Belmira y páramo de Sonsón, hay evidencias de geformas de origen glacial y periglacial.

Hacia el flanco oriental de la cordillera y por debajo del altiplano “Embalse del Peñol” se presenta un sistema de tres altiplanos más jóvenes, los cuales limitan con los relieves de acumulación del valle del Magdalena.

2.2. Los escarpes regionales

Corresponden a franjas de terreno montañoso con valles en "V", estrechos y profundos y divisorias agudas, que marcan el desnivel entre dos altiplanos sucesivos (Arias, 1995, 1996). Estos escarpes limitan lateralmente a los altiplanos, permitiendo definir un escarpe regional superior y otro inferior y por lo tanto definir los bordes interno y externo de un altiplano.

Las vertientes de los escarpes están modeladas en perfiles de meteorización delgados (5-10 m), en roca meteorizada y localmente en roca fresca. Los lechos de las corrientes mayores están modelados en roca y recubiertos discontinuamente por una carga aluvial gruesa, heterométrica.

2.3. Los cañones lineales

Los cañones lineales corresponden a valles muy profundos (800-1000 m) que segmentaron la continuidad previa de los altiplanos y los escarpes regionales. El cañón lineal del río Porce se localiza en el eje de la cordillera y se prolonga por el tramo final de algunos de sus tributarios mayores: los ríos Guadalupe y Grande y por el cañón del río Medellín (Arias, 1995, 1996).

La morfología de los cañones lineales es diversa y se pueden diferenciar dos patrones mórficos principales:

Cañones en "V": Presentan vertientes muy largas y muy inclinadas, continuas desde el reborde superior hasta sus fondos, donde predominan las facetas de vertiente; igualmente, las gradientes longitudinales de los lechos son pronunciadas. El tercio inferior del cañón presenta vertientes más inclinadas y modeladas en roca. Un ejemplo típico de esta configuración la presenta el cañón del río Porce aguas abajo de la desembocadura del río Guadalupe.

Cañones con fondo colinado y fondo plano: Las vertientes más largas y más inclinadas se localizan en la parte media y superior del cañón; hacia la parte inferior predomina un sistema de colinas escalonadas y en la franja central baja se presentan colinas convexas y aisladas formando un mosaico con abanicos, terrazas y la llanura aluvial de los ríos.

La primera configuración mórfica se corresponde con un comportamiento activo de incisión fluvial vigorosa y remoción intensa en la parte inferior de las vertientes. La segunda configuración expresa un predominio de la socavación lateral sobre la incisión vertical, un incremento de la meteorización hacia las partes bajas de las vertientes y un desplazamiento del régimen de remoción eficiente hacia las partes superiores de los cañones.

2.4. Los cañones ramificados

Un sistema de cañones en "V" ramificados que dan origen a un relieve montañoso tropical típico se desarrolla en la cara frontal de la cordillera, especialmente en las cuencas de los ríos Espíritu Santo, Nechí y la quebrada Valdivia; igualmente se desarrolla en las cuencas de los ríos Arma, Samaná Norte y en las cuencas tributarias del río Cauca por su margen derecha entre La Pintada y Puerto Valdivia.

Este relieve montañoso se localiza en la periferia norte, occidental y suroriental del sistema de altiplanos; su desarrollo y avance remontante induce la destrucción de los altiplanos (Arias, 1995, 1996).

Los cañones lineales y ramificados representan la generación de relieve de primer orden más joven en la cordillera Central.

2.5. El basín intramontañoso "Valle de Aburrá"

El "valle de Aburra" corresponde a una depresión cerrada, desde el punto de vista geomorfológico, de dirección sur-norte, de fondo plano, limitada al sur por un estrechamiento conocido como "Ancón Sur" y limitada al norte por un estrechamiento menos pronunciado en el sector del barrio Niquía del municipio de Bello. Lateralmente, esta concavidad está limitada en la parte superior de sus flancos por respaldos muy inclinados modelados en roca que se continúan con

vertientes planares de acumulación modeladas en flujos de lodo y posteriormente disectadas para terminar hacia la zona central baja en un mosaico de terrazas y llanura aluvial del río Medellín, abanicos aluviales y aluvio-torrenciales de sus tributarios, cerros aislados de poca altura y corredores colinados.

Las estructuras mórficas deprimidas, de amplitud considerable, profundamente encajadas, de fondo plano, cerradas (es decir, con límites tajante en el sentido de su alargamiento) y limitadas lateralmente por respaldos muy inclinados, se describen como basines intramontañosos (Budell, 1982). En la literatura geológica se describen relieves similares como graben, cuando sistemas de fallas operando en un campo tensional generan bloques hundidos.

La forma del “valle de Aburrá” ha motivado a la comunidad local de geólogos a postular hipótesis de carácter tectónico y de carácter erosivo para explicar el origen de esta estructura (Hermelin, 1982, 1984).

La complejidad mórfica del “valle de Aburrá” difícilmente podría explicarse a partir de un comportamiento morfogenético único y posiblemente se trata de una estructura poligenética.

Una teoría coherente acerca de la génesis del valle debería explicar los siguientes rasgos:

- Es una estructura deprimida limitada lateralmente por el altiplano intermedio (sector de San Pedro de los Milagros) y por remanentes del altiplano antiguo (cerro “Las Baldías”, cerro “Padre Amaya”, “Cuchilla de Romeral” y altiplano de Santa Elena). En este sentido, más que un basín intramontañoso, corresponde más bien a un basín intra-altiplanos.
- La orientación del basín es sur-norte con ampliaciones laterales alargadas en el sentido N25°-30°W correspondientes a las cuencas de las quebradas La García, Santa Elena, Ayurá, Iguana en su parte superior, Doña María y La Doctora. Solo estas ampliaciones laterales en los flancos se corresponden espacialmente con el sistema de fallas de Belmira (Integral, 1982).
- En la corona de los respaldos del basín existen varias estructuras mórficas truncadas, a saber:
 - o Pedimentos modelados en serpentina en el altiplano de Santa Elena en el sector “Del Plan” que se interrumpen abruptamente en la corona del escarpe arriba del “Seminario mayor”.
 - o El altiplano de San Pedro de los Milagros y la cadena de inselbergs “La Lana-Quitazol” terminan abruptamente contra la corona del respaldo del basín en el norte y noroeste de Bello.
 - o El valle de la quebrada La Mosca se interrumpe abruptamente en el Alto de la Sierra, de tal modo que su “cabecera” (head valley) presenta una sección en “V” abierta. Valles con alargamiento similar y colineales se presentan en el altiplano de San Pedro de los Milagros.
 - o Presencia de cadenas de inselbergs en los altiplanos de Santa Rosa y Rionegro que se encuentran interrumpidos por el cañón del río Medellín en el tramo entre Niquía y el Ancón Norte.
- Al interior del basín existen estructuras mórficas contrastadas que expresan un control de erosión diferencial por los diferentes tipos de rocas:
 - o En el sector occidental del basín, la meteorización profunda del stock de Altavista se asocia con un relieve colinado de colinas escalonadas en la parte media del flanco y colinas aisladas hacia la parte baja que se continúan hacia la parte central del valle con abanicos aluviales muy extensos que se traslapan lateralmente. Es en este sector donde el basín alcanza su máxima amplitud.
 - o En contraste con lo anterior, los flancos modelados en rocas metamórficas y ultramáficas presentan respaldos muy inclinados modelados en roca que se continúan vertiente abajo con varias generaciones de flujos de lodo.
- El fondo plano del valle se presenta en dos niveles: el nivel superior y más extenso se prolonga desde el Ancón Sur hasta el sector de la Universidad de Antioquia mientras el nivel inferior se extiende desde “Solla” hasta Niquía con una prolongación lateral muy amplia a lo largo de la quebrada La García en Bello. Separando estos dos niveles, el basín presenta una sección transversal en “V” muy abierta en el sector de las estaciones del metro “Caribe” y “Tricentenario”, la cual se encuentra modelada en depósitos de flujo de lodo.

- En los flancos del basín sobresalen dos cerros aislados: “El Picacho” y el “Pan de azúcar”. En la parte central se presentan dos cerros aislados: “El Nutibara” y “El Volador” rodeados por depósitos de la llanura aluvial del río Medellín y por abanicos aluviales de tributarios. Los cerros de los flancos están modelados en roca mientras los cerros en el centro del basín están modelados en saprolitos.

3. EL ALTIPLANO DE SANTA ROSA DE OSOS (ASRO)

El altiplano de Santa Rosa de Osos (ASRO) se localiza en el sector norte terminal de la cordillera Central, posee una extensión aproximada de 2500 km² y hace parte del altiplano intermedio “Santa Rosa de Osos- Rionegro”, (Arias, 1995,1996), se encuentra separado de su continuidad hacia el sur (altiplano de Rionegro) por el cañón lineal del río Medellín y el basín intramontañoso “Valle de Aburrá”.

El ASRO es una superficie de erosión antigua (etchplain), basculada hacia el sur, de manera tal que sus puntos más elevados se ubican a los 2850-2900 msnm en el borde norte y los puntos más bajos a los 2450-2500 msnm en el borde sur; este desnivel altitudinal de 300-450 m se concreta gradualmente a lo largo de una distancia de 57 Km, indicando así una gradiente regional promedia de 0.5°.

Ocupa una posición geomorfológica estratégica en el sentido de guardar relaciones de vecindad (límitrofes) con cada uno de los tipos de relieve de primer orden existentes en esta parte septentrional de la cordillera Central. En sus bordes oriental y occidental está limitado por escarpes regionales que actúan como franjas separadoras con los altiplanos adyacentes; en su parte sur limita con el basín intramontañoso “Valle de Aburrá” y el cañón lineal del río Medellín; al suroeste limita con el corredor escarpado de la falla de Romeral (cañón del río Cauca) y en la parte norte limita con los cañones ramificados de la cara frontal de la cordillera (cuencas de los ríos: San Andrés, Valdivia y Nechí).

3.1. Zonificación del relieve

El altiplano (ASRO) presenta una diversidad mórfica, resultado del accionar de morfogénesis diferentes a través del tiempo, las cuales imprimen nuevos relieves de segundo orden sin que se pierda la identidad mórfica de primer orden de esta superficie de erosión. A su interior se diferencian seis(6) zonas (Arias *et al*, 2000, 2002), a saber:

Zona I: Borde interno.

Zona II: Borde externo.

Zona III: Zona con encajamiento moderado de valles.

Zona IV: Zona de cadenas de inselbergs.

Zona V: Zona central.

Zona VI: Sector de San Pedro de Los Milagros.

El borde interno corresponde a una franja estrecha y alargada, adyacente a la base del escarpe regional superior; es un ámbito geomórfico favorable a la depositación de materiales heterométricos de diferente origen provenientes de fuera del altiplano; predominan condiciones favorables a una alteración profunda de los saprolitos y a una depositación fluvial; en ella se encajan valles amplios y colineales cuyo fondo plano se encuentra 20-30 m por debajo del nivel del altiplano.

El borde externo corresponde al sector limítrofe con el escarpe regional inferior; hacia esta zona penetran los pulsos erosivos remontantes de la incisión fluvial que se desarrollan en el escarpe; por lo tanto, predominan procesos de remoción e incisión de las vertientes. En condiciones favorables, las vertientes se encuentran salpicadas por “bolas de roca” in situ que expresan la eficiencia de los procesos de remoción.

La zona con encajamiento moderado de valles corresponde a los sectores por donde avanzan los pulsos de erosión remontante provenientes de los cañones lineales y ramificados de los ríos: Grande, Nechí, San Andrés y Guadalupe; el relieve de esta zona consiste en valles en “V” abiertos, amplios, con encajamiento moderado de 100-150 m, de vertientes

muy largas e inclinación suave. Es la zona de mayor modificación mórfica dentro del altiplano, con un predominio de geoformas relativamente jóvenes y una presencia marginal de geoformas heredadas.

La zona de cadenas de inselbergs corresponde a un corredor de cerros alargados modelados en alteritas de rocas metamórficas que sobresalen 200-300 metros por encima del nivel del altiplano; el contacto con el altiplano es abrupto y resalta por la presencia de rampas denudativas o glacis de erosión. El contraste morfológico entre cerros alargados y altiplano, asociado con el contraste litológico entre rocas metamórficas y rocas graníticas expresa en parte el papel que juegan los procesos de erosión diferencial en el modelado del relieve pero igualmente la importancia de procesos pasados de una erosión laminar intensa y efectiva.

La zona central es la más extensa, presenta un relieve colinado con colinas equialtitudinales muy amplias de cimas planas circundadas por rampas denudativas. Igualmente se presentan remanentes poco extensos de relieves ondulados. Una red densa de valles drena el altiplano, los cuales presentan un patrón de encajamiento sistemático con un incremento gradual de norte a sur, desde 5-15m hasta 50-70m respectivamente. Este patrón indica que la disección dominante en el altiplano avanza de sur a norte en el sentido opuesto al basculamiento.

El rasgo distintivo de la zona central del ASRO es la preservación de paleorelieves, sobre los cuales, se preservan suelos antiguos muy evolucionados (Oxisoles, Ultisoles kandicos y Ultisoles argílicos).

En esta zona se pueden diferenciar hasta cuatro (4) niveles de bloques colinados escalonados separados por escarpes erosivos muy degradados cuyos desniveles son del orden de 40- 60 metros; la degradación de los escarpes se expresa por una disección fluvial densa que da origen a sistemas de colinas escalonadas.

Dentro de los bloques colinados se observan dos tipos de relieves mayores: ondulados y colinados. El relieve ondulado es el más antiguo y se preserva como remanentes aislados en los alrededores de Llanos de Cuivá; la disección y encajamiento de una red de drenaje densa dio paso al relieve colinado, tipo éste que predomina en la zona central del altiplano. El desarrollo del relieve colinado incorpora elementos del relieve ondulado precedente, de tal manera que las colinas más altas en cada bloque son equi-altitudinales y presentan cimas planas de amplitud variable que corresponden a remanentes preservados del relieve ondulado.

El modelado activo de relieve corresponde al desarrollo de concavidades de primer orden encajadas en los flancos de las colinas, las cuales presentan formas “de pera” y “de hongo”, cuyo fondo plano presenta un régimen hidromórfico permanente.

El sector de San Pedro de Los Milagros corresponde a una prolongación hacia el suroeste del altiplano de Santa Rosa, lo cual implicó el desarrollo de corredores erosivos a través del escarpe regional antiguo, transformándolo en un conjunto de cadenas paralelas de inselbergs.

La zonificación realizada se fundamenta en la importancia de los procesos de meteorización, remoción, transporte y depositación a través del tiempo; mientras en la zona I predominan los procesos de formación y aluvionamiento de valles, en la zona II predominan procesos de remoción que ponen en afloramiento numerosas “bolas de roca” y en la zona III los pulsos de erosión remontante se expresan en un mayor encajamiento de los valles. En las zonas IV y V se preservan geoformas, depósitos y perfiles de suelo antiguos. El modelado activo de relieve en todas las zonas corresponde al desarrollo de concavidades de primer orden encajadas en los flancos de las colinas.

3.2. Litología, formaciones superficiales y estratigrafía en el altiplano de Santa Rosa

La geología del ASRO está representada por rocas metamórficas paleozoicas, rocas ígneas cretáceas, rocas sedimentarias terciarias y depósitos cuaternarios no consolidados, (Botero, 1963, Mejía y otros, 1983, Arias et al, 2000). La unidad de mayor expresión areal es la cuarzodiorita del batolito Antioqueño, seguida por las rocas metamórficas.

Sobre los saprolitos de las cuarzodiorita y granodiorita del batolito Antioqueño se ha modelado la casi totalidad del relieve colinado del altiplano, mientras en las rocas metamórficas se modelan las cadenas de inselbergs que sobresalen 200-300 m por encima del nivel del altiplano.

Las rocas sedimentarias terciarias (Arias *et al*, 2000) corresponden a depósitos aluviales antiguos, los cuales fueron depositados en dos secuencias, separadas por un evento erosivo. La secuencia inferior es muy espesa (posiblemente mayor de 20 m) y está constituida por intercalación de conglomerados arenosos, areniscas, limolitas y arcillolitas. La secuencia superior es delgada (espesor menor de 2 m) y está conformada por arenas laminadas muy oxidadas particularmente en el área de Llanos de Cuivá.

Un rasgo común a todos los afloramientos de rocas sedimentarias terciarias en el altiplano es su localización sobre cimas planas o modelando el cuerpo de colinas completas lo cual es un indicador de procesos de inversión de relieve. Los depósitos cuaternarios localizados en las colinas corresponden, en orden cronológico, desde los más antiguos a los más recientes con: Depósitos de escorrentía antiguos, capas de cenizas volcánicas y depósitos de escorrentía recientes. Igualmente se presentan rellenos aluviales constituidos por uno o dos niveles de terrazas y depósitos de llanura aluvial (Arias *et al*, 2000).

3.3. El perfil de meteorización de la cuarzodiorita

El perfil de meteorización de la cuarzodiorita en el altiplano presenta los siguientes horizontes (Arias *et al*, 2000) :

Zona IA: Corresponde a la parte más externa del perfil y se caracteriza por una acumulación de humus. La presencia de este horizonte, desarrollado a partir del perfil de meteorización de la cuarzodiorita, solo está presente en sitios restringidos de los flancos de las colinas.

Zona IB: Corresponde a la zona del perfil donde desaparece la estructura granular de la roca original, es también conocida con el nombre de "suelo residual" y presenta en la zona de trabajo una serie de rasgos característicos: Cuando el perfil está bien diferenciado se presenta una zona superior de suelo residual amarillo (IB-amarillo: 10 YR6/8) sobre otra zona inferior de suelo residual rojizo (IB-rojizo). En ningún perfil de meteorización descrito se encontró el IB rojizo por encima del IB amarillo; solamente en depósitos de escorrentía antiguos que llegan a alcanzar 40-60 cm de espesor se encontraron capas rojizas encima de capas amarillas.

Dentro del suelo residual amarillo ocurre la meteorización más intensa de minerales primarios alterables, por lo cual, es el horizonte más arcilloso de todo el perfil. Se referencia como horizonte IB (amarillo) arcilloso.

Es frecuente que al interior de este horizonte IB (amarillo) arcilloso se presente un proceso de desarrollo de contraste textural pronunciado entre su parte más externa que deviene muy arenoso y una parte media e inferior más arcillosa. Cuando el contraste textural es pronunciado se diferencia entre: un superior IB (amarillo) arenoso y un inferior IB (amarillo) arcilloso.

Para los horizontes residuales rojizos, las variaciones texturales son numerosas entre perfiles diferentes pero no se presentan contrastes texturales importantes al interior de perfiles individuales.

Zona IC: Saprolito. Corresponde a la zona donde se preservan las estructuras originales de la roca (estructura granular). En profundidad, cuando el material saprolítico conserva el color y la estructura de la roca pero ha perdido su cohesión debido a la caolinización de las plagioclasas se reconoce una zona de "grus".

Zona IIA: Corresponde a una zona donde coexisten núcleos de roca fresca ("bolas de roca") embebidos en material saprolítico.

Zona IIB: Una zona donde predominan los bloques rocosos no alterados y una meteorización avanzada en planos de diaclasa.

Zona III: Roca fresca.

El grado de alteración y evolución de los perfiles está estrechamente asociado con la diferenciación de horizontes en los suelos residuales IB. La evolución avanzada de los perfiles conduce al desarrollo de los siguientes horizontes desde el más externo al más profundo: IB (amarillo) arenoso, IB (amarillo) arcilloso, IB (amarillo-rojizo) arcilloso-franco y IB (rojizo) con textura franco.

3.4. Geoformas y elementos de relieve

El relieve colinado del altiplano está constituido por un sistema denso de colinas y una red densa de valles.

3.4.1. Sistema de colinas

El sistema de colinas en cada uno de los bloques colinados se agrupan en dos (2) o tres (3) niveles altitudinales diferentes; normalmente, el nivel de colinas más altas es equi altitudinal.

En las colinas se diferencian claramente tres (3) elementos mórficos, a saber: cimas planas, rampas superiores y flancos; estos elementos mórficos presentan límites tajantes e inclinaciones muy contrastantes.

Las cimas planas son alargadas, de inclinación muy suave ($< 3^\circ$) y de amplitud muy variable, llegando a alcanzar un ancho máximo de 50-100 metros; las colinas con cimas planas más amplias se encuentran en Llanos de Cuivá y en la parte norte del altiplano.

Las rampas superiores corresponden a superficies planares largas y muy largas, de inclinación suave a moderada ($3^\circ - 9^\circ$), que pueden alcanzar hasta 500 – 800 metros de largas.

Los flancos constituyen el elemento mórfico más joven de las colinas, son estructuras cronológicamente posteriores a las cimas planas y rampas superiores y su génesis y desarrollo se encuentra asociada con el proceso de encajamiento de la red de valles. Los flancos corresponden a vertientes cortas (50–100 m), de perfil convexo o cóncavo y con inclinaciones promedias que varían entre 21° y 35° .

Los perfiles de meteorización más evolucionados de la cuarzodiorita se presentan en las cimas planas y en las rampas superiores; en los flancos presentan un grado de evolución más bajo, de tal manera que en flancos convexos de mayor inclinación ($29^\circ - 35^\circ$) los materiales predominantes corresponden a saprolitos limo-arenosos de la zona IC, mientras en los flancos cóncavos de inclinación similar se alcanza un desarrollo moderado de zona IB (suelo residual).

En las cimas planas y rampas superiores de las colinas se encuentran frecuentemente, reposando sobre el perfil de meteorización de la cuarzodiorita, remanentes de depósitos aluviales muy antiguos (Terciarios) de arenas cuarzosas muy oxidadas con pequeña cantidad de gravas cuarzosas y de concreciones ferruginosas, cuyo espesor, rara vez supera los 20 – 40 cm de espesor. La presencia frecuente de estos materiales en la cima de las colinas es un testimonio sólido para afirmar que la evolución geomórfica estuvo comandada por procesos de inversión de relieve, es decir, la mayoría de las cimas planas actuales fueron en el pasado antiguos fondos de valle.

3.4.2. La Red de valles

La red densa de valles en el altiplano presenta un ordenamiento sistemático con respecto a su grado de encajamiento. Los valles más encajados se localizan hacia la periferia, especialmente por donde drenan los ríos mayores (Grande, Nechí, San Andrés y Guadalupe). La menor disección se presenta en el sector de Llanos de Cuivá - El Chaquiro donde se encuentra la divisoria regional de aguas de estas cuencas.

El encajamiento de estas redes es un evento geomorfológico tardío en la evolución del relieve del altiplano si se tiene en cuenta que muchas zonas de divisoria de aguas de las cuencas principales corresponden a zonas planas modeladas en depósitos aluviales antiguos (terciarios); estos depósitos aluviales espesos en posición de divisoria de aguas reafirman la idea de procesos de inversión de relieve como un mecanismo importante en la evolución del relieve del altiplano.

Con base en la estructura mórfica, los valles se clasifican en dos grupos: valles principales y valles secundarios y para ambos es evidente la influencia que ejerce un relieve ondulado precedente. El encajamiento de la red de valles actuales fue un proceso condicionado espacialmente por la estructura ondulada de un relieve precedente y por un patrón de levantamiento tectónico basculado hacia al sur.

Los valles principales se encajaron a lo largo de los ejes de las depresiones de lavado del relieve ondulado precedente; el rasgo morfológico distintivo de ellos es presentar lateralmente dos (2) rampas superiores de colinas de inclinación opuesta y convergentes hacia el eje central del valle actual.

El proceso de encajamiento de estos valles parece haber ocurrido "por pulsos" como lo atestigua la presencia de un sistema escalonado de tres o incluso cuatro niveles de rampas denudativas que se observan en las colinas de ambos márgenes, rasgo este, ampliamente distribuido en las cuencas.

Los valles secundarios se encajan a lo largo de un eje perpendicular al de los valles principales, de tal manera que su trayectoria se dirige desde los ejes de las depresiones de lavado en dirección al eje de las divisorias de lavado del antiguo relieve ondulado. Este tipo de valles están limitado lateralmente por rampas denudativas superiores que presentan el mismo sentido de inclinación; al igual que en los valles principales, las rampas presentan una estructura escalonada con dos o tres niveles.

Ambos tipos de valles desarrollan una estructura de "valles en cadena", es decir, una sucesión de segmentos largos de valle con fondo plano por acumulación y segmentos cortos con sección "en V" en cuyo lecho aflora la roca; estos últimos tramos presentan una gradiente longitudinal mayor que los tramos con fondo plano. La estructura de "valles en cadena" es un rasgo muy común en la red de valles de los altiplanos antioqueños y parece ser independiente de sus grados de encajamiento; posiblemente, la explicación más adecuada para ellos es la formación de niveles - base locales relativamente persistentes cada vez que el proceso de incisión vertical intercepta un substrato rocoso resistente.

Es posible establecer relaciones genéticas entre la erosión intensa y decapitación de los perfiles de suelo de Oxisoles y Ultisoles de las cimas planas y rampas superiores de las colinas y el aluvionamiento abundante de los valles. Este comportamiento geomórfico "erosión - depositación" fue anterior a las primeras entradas de ceniza volcánica en el altiplano.

La dinámica fluvial actual en el altiplano es de baja intensidad y mínima eficiencia como lo atestigua la estabilidad de las bancas de los canales aluviales.

3.5. Concavidades de primer orden

Las concavidades de primer orden son geoformas encajadas en los flancos de las colinas que presentan forma "de pera" es decir, presentan un perímetro semicircular muy amplio en su parte superior y estrecho en su parte inferior. El fondo plano de ellas presenta un flujo laminar permanente, alimentado por la surgencia de las aguas subterráneas de las colinas y alimentan y regulan el caudal de las redes de drenaje.

Las concavidades de primer constituyen las estructuras mórficas más notorias del proceso activo de modelado de relieve en el altiplano. El modelado de estas geoformas involucra una combinación de procesos de "erosión química interna", manifiesta en una desintegración intensa y activa de arcilla, caolinita, (Zapata et al, 2003) que favorece un incremento significativo de la porosidad interna de los suelos residuales (zona IB) e incluso de los saprolitos (IC), especialmente hacia la parte inferior de los flancos de las colinas. Esta "erosión química interna" crea las condiciones favorables para el desarrollo de una erosión física interna (sofusión o tubificación) que modela túneles y chimeneas internas; se detectaron túneles de 0.6 m de diámetro a 2.0 metros de profundidad, los cuales se pueden seguir por distancias de 40 - 50 m; las chimeneas verticales alcanzan 2.0 m de diámetro y 2.50 m de profundidad. Cuando estas geoformas de erosión física interna alcanzan ciertos umbrales de tamaño, el sobretecho es incapaz de auto-soportarse y se producen desplomes, los cuales favorecen el desarrollo de un carcavamiento remontante.

A través de este sistema de procesos se inicia la incisión de los flancos de las colinas que se cataliza a sí mismo creando un circuito de retroalimentación positiva entre erosión química y física interna y carcavamiento superficial. Los procesos de sofusión se localizan a lo largo de los ejes de concavidades y vaguadas de flanco y existe una relación directa entre la intensidad del proceso y el encajamiento de las vaguadas, lo cual indica la importancia del flujo hídrico subterráneo en la dinámica de estos procesos. La forma en planta de las concavidades de primer orden permite inferir que su desarrollo responde a un patrón de incisión y ampliación radial muy diferente del patrón lineal y estrechamiento remontante típico de la incisión fluvial.

Las concavidades de primer orden, densamente distribuidas en todo el altiplano configuran una red de humedales que almacena y regula la producción hídrica de las cuencas de los ríos Grande, Guadalupe, Nechí y San Andrés.

3.6. Unidades pedoestratigráficas

3.6.1. Introducción

La diversidad de suelos en el altiplano debe su origen a un conjunto variado de procesos y comportamientos. Arias et al, 2000, 2002, identificaron perfiles compuestos por tipos de suelos diferentes que se superponen, separados por límites abruptos, donde cada uno constituye una unidad pedoestratigráfica desarrollada a partir de los diferentes materiales parentales que conforman el regolito en el altiplano. En cada unidad resalta la participación de procesos pedogénicos de iluviación, destrucción de arcillas y desarrollo de contrastes texturales (horizonte kándico); procesos de meteorización - lixiviación muy avanzados permiten la formación de horizontes de meteorización IB amarillos, en los cuales hay 90% o más de cuarzo y una fracción fina dominada por arcillas de baja actividad (caolinita, gibsitita), los cuales cumplen los requisitos del horizonte pedogénico óxico y por ende de Oxisoles.

El grado de evolución avanzada de los diferentes tipos de suelos (Oxisoles y Ultisoles con horizonte kándico) se puede explicar a partir de la consideración de una temporalidad larga, Terciaria, y la presencia de unos comportamientos morfogenéticos incapaces de borrar el testimonio pedogénico.

3.6.2. Estudios pedológicos previos

Los suelos del departamento de Antioquia, fueron estudiados y publicados a nivel general, escala 1:100.000, por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC, 1979. Los suelos de la zona central del altiplano se cartografiaron como Asociación Zulaibar aquellos derivados de los perfiles de meteorización de la cuarzodiorita del batolito Antioqueño, con influencia de cenizas volcánicas en algunas partes, y ubicados en relieves denudativos; como Asociación La Pulgarina se identificaron los suelos presentes en los relieves de acumulación.

3.6.3. Unidades Pedoestratigráficas

Los levantamientos de las formaciones superficiales y de los suelos permitieron evidenciar el carácter poligenético de estos últimos, distintas pedogénesis han actuado no sólo sobre materiales parentales distintos sino en temporalidades diferentes y posiblemente en ambientes con algún grado de contraste, lo cual da origen a una diversidad de unidades pedoestratigráficas, que se superponen y están separados por límites erosivos abruptos (González y Arias, 2003).

La dinámica de evolución de estas unidades y sus respectivas pedogénesis, fueron definidas por Arias et al, 2000, 2001, y ubicadas como inactivas (V, IV) y activas (III, II, I, O) y sus tipos de suelos clasificados de acuerdo al Soil Taxonomy, USDA, NRCS, 1999.

Pedogénesis V: Se desarrolló en rocas sedimentarias terciarias poco consolidadas y se caracteriza por la presencia de un Oxisol con Plintita; el horizonte presenta materiales con moteos de colores grises y rojos, el cual secado al aire se endurece o "petrifica" irreversiblemente, estos suelos ocupan hoy en día relieves positivos pero debieron formarse en condiciones de relieve que permitieran fluctuaciones del nivel freático, es decir, implican un proceso de inversión del relieve.

Pedogénesis IV: Está asociada con los relieves ondulados y sus remanentes como cimas planas y rampas superiores en el relieve colinado. Se desarrolló bajo la acción de procesos de ferralitización y lixiviación intensa de bases, en el

perfil de meteorización de la cuarzodiorita, produciendo horizontes de suelo residual IB amarillos arcillosos que predominan en las cimas planas de las colinas; estos horizontes cumplen los requisitos del horizonte diagnóstico Oxico, (excepto CIC pH7.2) y por ende determinan la presencia de Oxisoles.

La pedogénesis III: Ocurre sobre perfiles de meteorización de cuarzodiorita muy evolucionados que presentan el horizonte de suelos residuales (IB) amarillos y rojizos, los cuales constituyen el material parental sobre el cual operan los procesos pedogénicos. La presencia superpuesta de los testimonios de tres generaciones de pedogénesis, I, II, III, da lugar a la existencia de perfiles de suelos poligenéticos, los cuales solo pueden producirse en aquellos elementos del relieve con una relativa estabilidad morfogenética: cimas planas y rampas superiores de las colinas.

El registro de la pedogénesis III está representado en el desarrollo de horizontes B, Kandicos, Argílicos, Oxícos y Cambícos. El comportamiento de esta pedogénesis se caracteriza por:

Procesos muy eficientes de desarrollo de contrastes texturales.

Procesos de eluviación-iluviación de arcillas.

Desarrollo de una porosidad pronunciada al interior de los horizontes B.

Procesos de desintegración de arcillas

Procesos de lixiviación de bases y ferralitización

Los mecanismos de destrucción de arcillas y desarrollo de contrastes texturales, están asociados a diferentes procesos como la Ferrólisis, producto de ciclos alternos de humectación - secamiento; Hidrólisis o disolución congruente de las arcillas en un ambiente cercano a la neutralidad y en área bien drenadas; Acidólisis o disolución congruente promovida por la queluviación, en ambientes de pH < 4.8 y asociada a ambientes de pantanos. Sin embargo no es claro la importancia relativa de cada uno de ellos en la zona; Zapata et al, 2003, reportan la desilicatación, como un proceso pedogénico dominante en los perfiles de meteorización y de suelos, lo cual conduce a la disolución de la caolinita.

Los horizontes que presentan contraste textural, se desarrollan hacia los bordes de las cimas planas y en las rampas superiores de colinas.

El desarrollo del horizonte Kandico, involucra un proceso muy eficiente de pérdida de arcilla, que puede ser física (eluviación) o química (desintegración), que conduce a un proceso de arenización residual en la parte más externa de los perfiles de meteorización.

Los flancos de las colinas presentaron una actividad morfogenética pasada lo suficientemente intensa para borrar o impedir el desarrollo de los perfiles característicos de la pedogénesis III e incluso borrar parcialmente los perfiles de las otras dos generaciones.

La pedogénesis III ocurre sincrónicamente con la transformación de un relieve ondulado en colinado, en el cual se configuran las cimas planas, rampas y flancos convexos; en estos últimos los procesos denudativos sólo permiten la formación de un epipedón Umbrico y endopedón Cambico, es decir, un Inceptisol.

Asociada al encajamiento de los valles en los relieves ondulados con el consiguiente incremento del flujo hídrico interno, se favorece la translocación y destrucción de arcillas y la concomitante formación de Ultisoles con sus horizontes Argílico y Kandico respectivamente.

En síntesis la pedogénesis III está tipificada por los Ultisoles, con horizontes Argílicos y Kandícos y por Inceptisoles; en el caso de los Ultisoles estos se encuentran truncados, con evidencias de procesos de mezclamiento en el techo del perfil de suelo; tales condiciones denudativas no ocurren en la actualidad y posiblemente estén asociadas a un clima más contrastado desde el punto de vista de la precipitación.

La pedogénesis II: Se desarrolla en un manto delgado de cenizas volcánicas de distribución espacial amplia y discontinua en el altiplano.

Las cenizas volcánicas se presentan como una capa continua y de mayor espesor (25-37 cm) en las cimas planas de colinas, especialmente en su parte central, localmente en estas posiciones alcanza espesores de 60-70 cm; en estos sitios es frecuente que la ceniza volcánica constituya el horizonte más externo de los materiales. Localmente y hacia los

bordes de cimas plano - convexas o planas ligeramente inclinadas se puede diferenciar un horizonte inferior de ceniza volcánica de caída directa y en algunos casos re TRABAJADA, horizonte A3, la cual aparece de manera discontinua en las rampas superiores y una capa superior de ceniza re TRABAJADA que contiene granos de cuarzo del perfil de meteorización.

Las cenizas volcánicas no están presentes en la parte superior y media de flancos cóncavos y se presenta "en parches" relativamente espesos en la parte inferior de estos flancos y en las concavidades de primer orden.

En relieves denudativos como en los valles y concavidades de primer orden, opera el proceso de Andolización reflejado en el comportamiento físico-químico de los materiales; contenidos altos de carbono orgánico e igualmente retención muy alta de fosfatos; contenidos de Al, Fe extractable en oxalato-ácido de amonio superior a 2%, densidad aparente inferior a 0.9 gr/cm³; cuando la influencia de cenizas volcánicas es superior a 36 cms, permiten clasificar el suelo como un Andisol y cuando no el suelo pertenece al subgrupo Andic.

El suelo asociado con esta generación de pedogénesis corresponde tanto a horizontes superficiales como a un horizonte A3, que aparece de manera discontinua en las rampas superiores y que desarrolla las características de propiedades ándicas.

Adicionalmente, en estos suelos han operado procesos de translocación de Fe, que permiten la formación de un horizonte Plácico, el cual es evidente en las colinas y no en los relieves de acumulación, posiblemente debido al estado de reducción que predomina en estos últimos. En los relieves de acumulación se presentan horizontes melánicos, los cuales no fueron evidentes en las colinas.

La pedogénesis II es correlacionable temporalmente con los procesos de hidromorfismo que se presentan en los valles y en las concavidades de primer orden, donde existe un horizonte álbico, ubicado a una profundidad de 75 - 80 cms, de textura arcilloso-arcillo arenoso, que se constituye en un horizonte marcador estratigráfico.

Pedogénesis I: Opera sobre depósitos de escorrentía recientes, que presentan un espesor promedio de 20-25 cm y está constituido por tres capas de arenas cuarzosas diferenciables entre si por el tamaño promedio de los granos de cuarzo y donde las fracciones arenosas constituyen el 70-80% del depósito y las fracciones finas (limos y arcillas) corresponden a cenizas volcánicas erosionadas. Se encuentra en la parte media y distal de las rampas superiores, en la parte inferior de flancos cóncavos y recubriendo las rampas saprolíticas inferiores; se presenta de manera discontinua en la parte media y superior de los flancos y aparece ocasionalmente como "parches" en sitios locales de las cimas planas.

Estos depósitos son el testimonio del comportamiento activo y reciente del relieve en la zona, caracterizado por procesos de erosión laminar que actúan sobre las partes más externas del manto de alteritas y que encuentra en las rampas (superior e inferior) y en la parte inferior de los flancos los sitios adecuados para la acumulación.

Los comportamientos pedogénicos incluyen procesos de humificación, con el desarrollo continuo o discontinuo de una secuencia de horizontes orgánicos A1 discretizados como A11, A12 y A13, horizonte Umbrico y en los sectores de Llanos de Cuivá como una secuencia de horizontes A1-2A1-3A1b, donde al menos existe un paleosuelo. Esta secuencia de horizontes A1 constituyen los productos de la pedogénesis activa en la mayor parte de las vertientes de la zona central del altiplano.

Otros procesos pedogénicos incluyen la liberación y removilización de Fe en estos depósitos y la formación de concreciones pequeñas (pisolitos), las cuales son más comunes en la capa intermedia y profunda del depósito. Una migración del Fe hacia la base del depósito forma un horizonte Plácico muy continuo y persistente, que llega a alcanzar 2 cm de espesor. Cuando los depósitos de escorrentía reciente reposan sobre un horizonte residual IB amarillo-arenoso, la migración del Fe penetra en este último horizonte cementando y endureciendo la parte más externa (4-7 cm).

Los contenidos de materia orgánica relativamente altos en estos horizontes A1, mayores al 12% y las manifestaciones del Fe (pisolitos, horizontes plácicos) son evidencias indirectas que permiten afirmar la presencia de ceniza volcánica en estos depósitos de arenas cuarzosas.

En estos horizontes Umbricos, es escasa la presencia de granos de cuarzo con "morfología saprolítica", con tamaño dominante de granos de cuarzo en el rango de las arenas medias-gruesas; por el contrario abunda una nueva fracción granulométrica de arenas finas, muy finas y limos, estos se encuentran facetados y es abundante la presencia de "fragmentos", "esquirlas", "astillas", láminas y granos "en cuña" todo ello indicativo de una fragmentación de los

granos originales. Aunque desconocemos los mecanismos responsables de esta fragmentación conviene descartar de entrada la actuación de mecanismos de tipo físico dado que los únicos factibles con poder suficiente para hacerlo serían procesos de gelificación que no encuentran en las condiciones actuales, recientes y pasadas un respaldo para su presencia. La observación al microscopio de los granos de cuarzo y sus propiedades ópticas indican que ellos se encuentran deformados y presentan un pseudo-clivaje asociado con microfracturas en los granos. Esto permite suponer que las soluciones del suelo, principalmente ácidos orgánicos y sustancias húmicas, penetran en las microfisuras y disuelven parte de la sílice de las paredes debilitando el grano y facilitando su partición, configurando una especie de alteración pedoquímica.

Esta misma pedogénesis actúa sobre suelos residuales rojizos (IB) del perfil de meteorización de la cuarzodiorita en las zonas más inclinadas de los flancos de colinas, donde el proceso fundamental es la humificación.

En los valles y concavidades de primer orden, esta pedogénesis opera en depósitos aluviales, depósitos de escorrentía con ceniza volcánica; en este caso no forman los horizontes Plácico ni las esquirlas de cuarzo, sin embargo, se presentan procesos de hidromorfismo, específicamente en las concavidades de primer orden se encuentra un horizonte Albico a 50 cms de la superficie, el cual constituye un segundo marcador estratigráfico.

Los suelos de la pedogénesis I son Inceptisoles tanto en los relieves de denudación como en los valles y concavidades de primer orden.

Los procesos pedogenéticos que caracterizan la pedogénesis I, incluyen: Melanización, que se traduce en un enriquecimiento de carbono orgánico, removilización del hierro (horizonte plácico, pisolitos y nódulos), meteorización pedoquímica (esquirlas de cuarzo), erosión superficial (Plácicos fracturados y retransportados, horizontes de mezclamiento mecánico).

Pedogénesis 0: Su comportamiento pedogénico está determinado por el hidromorfismo, que incluye procesos específicos de óxido-reducción (redox), ferrólisis y acumulación de materia orgánica siendo inoperantes los procesos de translocación de arcillas.

Opera en los depósitos de naturaleza orgánica más recientes de las concavidades de primer orden; estos depósitos han madurado de Fíbricos a Sápricos, a través de su oxidación y los suelos clasifican como Sapríst.

En la parte más baja de los valles aluviales esta pedogénesis actúa sobre depósitos aluviales en los cuales los procesos pedogénicos de humificación y reducción son los más importantes, pero sólo alcanzan a configurar epipedón Ocrico y por ende Entisoles.

4. EVOLUCIÓN DEL RELIEVE Y LOS SUELOS

4.1. Relaciones espacio- temporales

Las relaciones entre los procesos de morfogénesis y pedogénesis, pasados y actuales se pueden reconstruir a partir de las distribuciones espaciales y estratigráficas entre geoformas, perfiles de meteorización, depósitos superficiales y perfiles de suelo. Estas relaciones dependen de la sensibilidad al cambio y de la persistencia de las estructuras construidas, ya sean geoformas, depósitos o perfiles de suelo.

Las formas del relieve (geoformas) normalmente presentan sensibilidades bajas y persistencias altas cuando se las compara con perfiles de suelo o depósitos superficiales; estos últimos son más sensibles al cambio, tienen una mayor posibilidad de registrar cambios ambientales pero esta virtud se traduce igualmente en una persistencia baja y discontinua del registro.

Estos contrastes en la sensibilidad y persistencia de geoformas de una parte y depósitos superficiales y suelos del otro se traduce en el hecho de que normalmente las geoformas denudativas son mucho más antiguas que los perfiles de suelo que se desarrollan sobre ellas. Sin embargo, en un relieve conformado por geoformas de edades muy diferentes, existirá la posibilidad de que las estructuras mórficas más antiguas acumulen un registro más numeroso de las generaciones pasadas de pedogénesis, siempre y cuando ello ocurra en un contexto de relativa estabilidad morfogenética reciente.

En este sentido, las geoformas más antiguas pueden conservar el registro de comportamientos morfogénicos y pedogénicos pasados mientras las geoformas más jóvenes o aquellas en las cuales la morfogénesis es muy activa solo contendrán depósitos superficiales muy jóvenes y perfiles de suelo poco evolucionados y recientes.

En la estructura del relieve de la zona central del altiplano se identifican dos (2) generaciones mayores de relieves:

a. Una primera generación corresponde a un relieve ondulado, más antiguo, cuyo testimonio actual corresponde a cimas planas y rampas superiores de colinas, ambas hacían parte de un relieve ondulado de divisorias y depresiones de lavado amplias y extensas.

b. Una segunda generación que configura el relieve colinado actual. Con esta nueva generación se crean los diferentes elementos de relieve de los valles, a saber: El desarrollo de una generación de vertientes más inclinadas (10° - 35°) correspondientes a los flancos. El avance remontante de concavidades de primer orden que se encajan profundamente en el cuerpo de las colinas y que presentan unas formas en planta de anfiteatro, pera u hongo. Este comportamiento morfogénico produce la forma actual de las colinas: un sistema de salientes y entrantes pronunciadas. Las geoformas de acumulación más jóvenes se asocian con los rellenos aluviales y los abanicos aluviales en el fondo de los valles.

La transformación de un relieve ondulado a otro colinado genera algunas relaciones y regularidades espaciales entre las diferentes geoformas, con los perfiles de meteorización y con los suelos. Esta transformación es la consecuencia de un cambio en el comportamiento morfogenético de un régimen de lavado superficial (erosión laminar) a otro donde predomina una incisión fluvial y excavación de un sistema denso de valles poco profundos (50-70 m). Como producto de este cambio en el comportamiento morfogenético la continuidad previa de las rampas superiores se interrumpe abruptamente contra unos flancos que avanzan remontantemente como expresión de la ampliación lateral de los valles en formación.

Durante la fase de relieve ondulado el comportamiento del relieve combinaba simultáneamente una meteorización química intensa y profunda y una ablación areal en superficie muy eficiente para evacuar los materiales finos (limos y arcillas) de las partes más externas del perfil de meteorización y para concentrar en las depresiones de lavado las arenas, gravillas y gravas de carácter cuarzoso. En un ambiente tal, solamente los materiales de cuarzo tenían la posibilidad de conformar las fracciones gruesas (arenas y gravas), las cuales se conservan esporádicamente como rellenos de canales pequeños (amplios y poco profundos) en las cimas planas de algunas colinas. Tanto en las acumulaciones detríticas aluviales como en las geoformas denudativas heredadas no se presentan acumulaciones detríticas o residuales de concreciones ferruginosas que puedan considerarse como abundantes.

Las geoformas más antiguas conservan el registro de comportamientos morfogénicos y pedogénicos pasados mientras las geoformas más jóvenes o aquellas en las cuales la morfogénesis es muy activa solo contendrán depósitos superficiales muy jóvenes y perfiles de suelo poco evolucionados y recientes; en las cimas planas y rampas superiores de las colinas se identifican tres (3) generaciones diferentes de pedogénesis. En el otro extremo de la relación, en las partes más inclinadas de los flancos convexos y cóncavos se presentan suelos poco evolucionados.

4.2. Relaciones espaciales entre elementos del relieve

El perfil topográfico transversal a los valles de orden superior (orden 3° o más) muestra sistemáticamente los siguientes elementos:

Rampas superiores: Superficies planas y amplias con inclinación suave de 3 a 5 grados.

Los flancos: Corresponden al elemento de relieve donde se presentan las vertientes de mayor pendiente (10° - 31°). La mayoría de los flancos son convexos o cóncavos; existen algunos flancos que son convexos en su mitad superior y cóncavos en su mitad inferior.

Rampas inferiores: Superficies planas, con poca amplitud (30-50 m) y de inclinación suave (5° - 10°) modeladas en suelos residuales (IB) amarillo del perfil de meteorización y recubiertas por un depósito de escorrentía delgado (15-20 cm) de arenas cuarzosas.

La zona del relleno aluvial: Es una zona de amplitud muy variable (50-500 m) que contiene uno o dos niveles de terraza, algunos abanicos aluviales y una llanura aluvial discontinua.

Como se mencionó anteriormente, las cimas planas y rampas superiores corresponden a estructuras mórficas heredadas ("paleorelieves") de un relieve ondulado anterior; los flancos, las rampas inferiores y la zona del relleno aluvial son

estructuras mórficas más jóvenes asociadas con la configuración colinada del altiplano.

4.3. Relaciones entre geoformas y perfiles de meteorización

En las cimas planas y rampas superiores de las colinas se presentan dos rasgos característicos para los perfiles de meteorización: el desarrollo continuo de un horizonte de suelo residual (IB) amarillo y la existencia a su interior de un proceso de diferenciación textural que da origen a un horizonte residual superior amarillo-arenoso y a uno subyacente amarillo-arcilloso.

En los flancos de las colinas la eficiencia diferencial del proceso de meteorización entre vertientes cóncavas y convexas conduce a un desarrollo contrastado de las texturas de los suelos residuales y saprolitos. En los flancos convexos los materiales presentan una porosidad y permeabilidad alta; la estructura granular fina de los suelos residuales indicaría una pérdida de masa o "erosión" química al interior de los perfiles. En los flancos cóncavos, la meteorización es más avanzada produciendo suelos residuales (IB) amarillos más diferenciados y de carácter más arcilloso.

En la parte inferior de los flancos cóncavos de colinas y en las rampas inferiores perimetrales a las concavidades de primer orden se desarrolla una nueva generación de suelos residuales (IB) amarillos-arcillosos pero no manifiestan el desarrollo de contraste textural a su interior.

En los cuatro elementos de relieve mencionados -cima plana, rampa superior, flancos y rampa inferior- la parte del suelo residual (IB) del perfil de meteorización presenta una regularidad muy persistente en la distribución del color con unos horizontes IB amarillos (10 YR 6/8) en la parte más externa y unos horizontes IB rojizos (2.5 YR 4/6) subyacentes que cambian, en profundidad, gradual o tajantemente a saprolitos (IC) con estructura de color moteada.

En los flancos más inclinados, los perfiles de meteorización son poco evolucionados, los saprolitos IC moteados alcanzan a aflorar en algunos sitios y en otros se desarrolla un horizonte de suelo residual (IB) rojizo transicional a IC que rara vez llega a alcanzar 20-25 cm de espesor.

Los límites entre los diferentes tipos de perfiles de meteorización son netos (tajantes) y están estrechamente asociados con cada uno de los elementos de relieve mencionados; el límite tajante más evidente entre perfiles ocurre entre los desarrollados en cimas planas y rampas superiores de un lado y los perfiles de los flancos del otro.

En las cimas planas, las relaciones espaciales entre suelos residuales (IB) amarillos con y sin desarrollo de contraste textural son muy complejas, lo cual se hace evidente en su distribución irregular (¿Caótica?).

En muchos casos es evidente que los horizontes IB (amarillos) arenosos se desarrollan a partir de un horizonte subyacente IB (amarillo) arcilloso; sin embargo en distancias cortas (10-20 m) y dentro de la misma cima plana se puede encontrar horizontes (IB) amarillo-arcillosos sin ninguna manifestación de contraste textural a su interior.

Aunque lo antes expuesto es el atributo dominante respecto a los horizontes más externos del perfil de meteorización, se presentan ciertas regularidades espaciales, ya mencionadas a saber:

Los horizontes de suelo residual amarillo arcilloso sin contraste textural parecen predominar hacia la zona central de las cimas planas, incluso en aquellos cuerpos de colinas que presentan un sistema de cimas planas escalonadas. Los horizontes que presentan contraste textural se desarrollan preferencialmente hacia los bordes de las cimas planas.

El mejor desarrollo de contraste textural al interior del suelo residual (IB) amarillo con una diferenciación clara de un IB (amarillo) arenoso que suprayace a un IB (amarillo) arcilloso se presenta en las rampas superiores de colinas.

Estas distribuciones espaciales permiten suponer que el proceso de diferenciación textural en los suelos residuales presupone la existencia de una inclinación moderada de la vertiente que controlaría el patrón de flujo subsuperficial lateral como un elemento importante en el desarrollo de esta arenización de la parte superior de los perfiles.

Sin embargo, este proceso de arenización en la parte más externa no es homogéneo en toda la rampa, ya que se encuentran igualmente numerosos sitios con suelos residuales (amarillos) arcillosos sin ningún desarrollo de contrastes texturales.

La presencia de una variabilidad local entre suelos residuales que exhiben o carecen de un desarrollo de contraste textural a su interior puede ser la expresión mórfica a nivel de las estructuras de los perfiles de meteorización y de

suelos de procesos químicos asociados con los flujos laterales subsuperficiales de las soluciones del suelo. Cualquiera sea el mecanismo de desarrollo, en ello se expresa la transformación de un tipo de suelo en otro: la formación de ultisoles kándicos y ultisoles argílicos a partir de oxisoles.

4.4. Comportamientos morfogenéticos

Las morfogénesis y pedogénesis inactivas y activas en el altiplano guardan una relación estrecha con el comportamiento hidrológico.

4.4.1. Comportamiento hidrológico

Las aguas lluvias que caen en cimas planas de colinas con una capa de cenizas volcánicas son retenidas y se infiltran lentamente hacia el subsuelo. En cimas planas y rampas superiores sin presencia de ceniza volcánica se presenta retención superficial ("encharcamiento") y una escorrentía superficial abundante debido a la presencia subsuperficial de horizontes endurecidos (plácicos) y materiales con una permeabilidad baja (horizontes IB amarillo arcillosos). Estos horizontes que ofrecen resistencia a la infiltración de las aguas constituyen también un obstáculo al avance en profundidad del desarrollo radicular de la vegetación.

Las rampas superiores muy largas y de inclinación suave a moderada (30-90) muestran evidencias de una erosión laminar intensa, tanto en el pasado como en el presente: Ultisoles y oxisoles truncados carentes de horizonte A; presencia de dos generaciones de depósitos de escorrentía (arenas cuarzosas) separados por una capa de cenizas volcánicas y finalmente, una capa discontinua y delgada de cenizas volcánicas.

En los flancos de las colinas, la escorrentía proveniente de las rampas superiores se transforman en una red de hilillos con gran capacidad de arrastre generándose acumulaciones peliculares de arenas finas cuarzosas en las microconcavidades del terreno. La mayor inclinación de los flancos favorece una remoción más eficiente del manto de ceniza volcánica, de tal modo que en la parte superior y media de estas vertientes afloran en superficie los suelos residuales y saprolitos del perfil de meteorización.

El pie de vertiente de los flancos de las colinas es una franja estratégica desde el punto de vista de los comportamientos hidrológico y morfogenético; hacia esta franja confluyen los flujos de agua subterráneas donde afloran como un corredor continuo humedecido o como surgencias puntuales (manantiales o "nacimientos de agua"). Asociado a la surgencia de las aguas subterráneas se presenta un proceso de oxidación y precipitación de óxidos de Fe que forman un gel abundante que recubre la vegetación herbácea. La mayor parte de las aguas superficiales y ante todo las aguas subterráneas de las colinas confluyen hacia las concavidades de primer orden y solamente un porcentaje secundario tributa directamente a la red de valles. Las concavidades de primer orden constituyen así un atractor fuerte del flujo hídrico subterráneo debido a su densidad alta y a su gran encajamiento en el cuerpo de las colinas, configurándose en el fondo plano de ellas un ambiente hidromórfico permanente y abierto. De este modo, los rellenos aluviales y de sedimentos orgánicos de las concavidades de primer orden constituyen una zona de "acumulación-almacenamiento-regulación" del flujo hídrico que actúa como una "estación de transferencia" entre el flujo de escorrentía y el flujo interno de las colinas y el flujo concentrado de las redes de drenaje.

Dentro del fondo plano de inclinación suave de las concavidades el flujo superficial es de carácter laminar, concentrándose a la salida de ellas y alimentar a las corrientes de agua. En ninguna concavidad de primer orden se presentan manifestaciones de dinámica fluvial activa (incisión, depositación).

4.4.2. Morfogénesis activa

En las colinas, el proceso dominante es la desintegración química de arcillas (caolinita). En el caso de cimas planas y rampas superiores, este proceso ocurre en la parte más externa del perfil de meteorización y está acompañado por procesos de eluviación de arcilla; ambos procesos controlan la transformación de oxisoles en ultisoles kándicos y ultisoles argílicos.

En el pie de vertiente de los flancos de las colinas, el proceso de desintegración de arcillas es más intenso y afecta a una

columna del perfil de meteorización más espesa, posiblemente debido a una mayor tasa de flujo hídrico interno. La desintegración de arcillas en esta parte incrementa la porosidad de los suelos residuales (zona IB) configurándose así un mecanismo de retroalimentación positiva entre flujo hídrico y desintegración de arcillas, el cual se "resuelve" con la emergencia de procesos de sofusión (tubificación).

En el pie de vertiente de los flancos, los procesos de desintegración de arcillas son el punto de partida para un encajenamiento de procesos físicos (sofusión, carcavamientos) que culminan con el modelado de nuevas geoformas, principalmente pequeños corredores cóncavos que disectan los flancos y que constituyen la fase embrionaria para el desarrollo radial de concavidades de primer orden.

Los procesos de desintegración de arcillas (caolinita) de los rellenos aluviales en el fondo plano de las concavidades de primer orden operan en un contexto hidromórfico con presencia de abundante materia humificada y son los responsables de los procesos de hundimientos muy activos que ocurren en ellas.

El modelado de concavidades de primer orden a través de un proceso de encajenamiento radial remontante comandado por las trayectorias del flujo hídrico subterráneo y la desintegración de arcillas (caolinita) es la expresión más notoria de los procesos de modelado activo del relieve en el altiplano de Santa Rosa.

4.5. Persistencia de un patrón mórfico

En el altiplano de Santa Rosa de Osos se puede identificar un patrón mórfico, persistente a través de diferentes escalas espaciales: La presencia de un sistema escalonado de estructuras mórficas similares:

En la escala espacial más amplia, al nivel de cordillera, el ASRO hace parte de un sistema escalonado de altiplano de edades diferentes que dan el rasgo característico identitario al relieve de la cordillera Central en su parte septentrional.

A la escala del altiplano (ASRO), éste consiste en un sistema de cuatro bloques colinados escalonados (Arias et al, 2002, 2003).

Al interior de los bloques colinados, las colinas allí presentes se distribuyen en diferentes niveles altitudinales. El nivel superior de colinas es el marcador del carácter equi altitudinal de los bloques colinados.

A la escala de colinas individuales, las divisorias de agua de ellas presentes perfiles escalonados.

Desde la escala de 104 Km² hasta la escala de 10-2 y 10-3 Km², se pueden identificar estructuras mórficas específicas que se organizan en un patrón escalonado.

El relieve del ASRO en su caracterización más global se puede definir por lo tanto como una coexistencia de estructuras mórficas de génesis, edad y extensión espacial muy distintas, las cuales comparten un atributo común: Su tendencia a organizarse en patrón escalonado.

Estas diferentes estructuras escalonadas (altiplano, bloque colinado, colina, segmento de vertiente, concavidad de primer orden) están constituidas por componentes que comparten una génesis similar pero poseen edades distintas.

Para algunos tipos específicos de estructuras escalonadas se pueden postular hipótesis acerca de los condicionamientos causales que las inducen:

El sistema escalonado de altiplanos es el testimonio mórfico del proceso discontinuo de levantamiento del sector septentrional de la cordillera Central; el escalonamiento es la respuesta mórfica a una sucesión de intervalos muy duraderos (106 -107 años) de relativa "tranquilidad" tectónica, durante los cuales se modelan superficies de erosión (Etchplain) cerca al nivel del mar, seguidos de intervalos de levantamiento tectónico efectivo que se inscriben en la escala de 105 - 106 años.

A la escala de bloques colinados, el posicionamiento altitudinal diferencial de las colinas, parece ser el resultado de procesos repetitivos de inversión de relieve, lo cual se fundamenta con la presencia de remanentes de depósitos aluviales en las cimas de ellas.

El escalonamiento a la escala de concavidades de primer orden parece estar condicionada por el régimen de encajenamiento de los valles aluviales adyacentes.

Es poco probable que un mecanismo único de factores causales pueda explicar satisfactoriamente todas las estructuras mórficas mencionadas; desde el punto de vista geomorfológico sería, tal vez absurdo, que la sucesión de periodos largos de tranquilidad tectónica y periodos mas cortos de levantamiento tectónico, pudiese dar cuenta de un escalonamiento de altiplanos y de un escalonamiento a la escala de una vertiente.

La postulación de hipótesis comunes para estructuras escalonadas diferentes pero adyacentes escalarmenete, por ejemplo, altiplanos y bloques colinados, puede incluso ser factible.

Sin embargo la explicación por construir es aquella respuesta al ¿porqué?, la tendencia al desarrollo del patrón escalonado para estructuras mórficas tan distintas.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Arias L. A. 1995. El relieve de la zona central de Antioquia: Un palimpsesto de eventos tectónicos y climáticos.. Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia. No: 10. p: 9-24. Medellín, Colombia.
- Arias L. A. 1996. Altiplanos y Cañones en Antioquia. Una mirada genética. Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia. No: 12. p: 84-96. Medellín, Colombia.
- Arias, L. A. ,1999. "Un contexto de complejidad para la evolución del relieve". Boletín de Ciencias de la tierra (13): 11-27. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín.
- Arias L. A. y González L. H. 2000. Historia del relieve y los suelos en el Altiplano de Santa Rosa de Osos. Antioquia. Región el Vergel. Universidad Nacional de Colombia- CORANTIOQUIA. 432 p.
- Arias L. A., Arias L. y González L. H. 2001. Evolución del suelo y el relieve en el altiplano de Santa Rosa de Osos. X Congreso de la Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. El Suelo un componente del medio natural .Medellín, Colombia. P: 45-58.
- Arias L. A., L. H. González, R. Zapata, G. Arias , y Loaiza J. C. . 2002. Comportamientos y estructuras del relieve y los suelos en el altiplano de Santa Rosa de Osos. Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín- CORANTIOQUIA.365 p.
- Arias L. A., L. H. González, 2003. Estructuras, comportamientos y significados del sistema escalonado de altiplanos en Antioquia. Resúmenes IX Congreso Colombiano de Geología. p.186-187.
- Botero, G. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Anales de la Facultad de Minas. No. 57:101 p. Universidad Nacional de Colombia. Medellín
- Budel, J.,1982. Climatic geomorphology (Translated by L. Fischer & D. Busche). Princeton University Press, Princeton. USA. 443 p.
- González, L. H. y Arias L. A. 2003. Pedostratigrafía en el altiplano de Santa Rosa de Osos, departamento de Antioquia, Colombia. Resúmenes IX Congreso Colombiano de Geología. p.188-189.
- Hermelin, M. 1982. El origen del valle de Aburrá. Evolución de las ideas. Boletín de Ciencias de la Tierra. No. 7-8, 1982-1983.
- Hermelin, M. 1984. Riesgo geológico en el valle de Aburrá. En: Primera conferencia sobre riesgos geológicos del vallle de Aburrá, Medellín, 3-6 Diciembre 1984.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi. IGAC. 1979, Suelos del departamento de Antioquia. Tomos I y II. Bogota, D.E. 1557 p.
- Integral. 1982. Estudio de factibilidad para el proyecto Aprovechamiento múltiple del río Grande. Estudio geológico y evaluación preliminar de riesgo sísmico.

- Mejia, M. y otros. 1983. Reseña explicativa del mapa geológico preliminary 130, Santa fe de Antioquia. INGEOMINAS. Medellín
- Page, W. y M. J. 1981. The antiquity of erosion surfaces and late Cenozoic deposit near Medellín, Colombia: Implications to tectonic and erosion rates. Revista CIAF. Vol. 6 No. 1-3: 421-454.
- Zapata, R., H. González y A. Arias. 2003. Disolución de la caolinita en un perfil de meteorización de cuarzodiorita del batolito Antioqueño. Resúmenes IX Congreso Colombiano de Geología. p.178.
- USDA, NRCS, 1999. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Second edition. Agriculture Handbook 436. Washington D.C. 869 p.

APÉNDICE

EL RELIEVE Y LOS SUELOS EN EL EJE DE LA CORDILLERA CENTRAL **Guía de una excursión Medellín- Llanos de Cuiva.**

El recorrido se realiza a través de cuatro(4) tipos de relieves de primer orden:
El basín intramontañoso "valle de Aburrá".
El cañón lineal del río Medellín.
El altiplano de Santa Rosa de Osos.
El cañón lineal "Mocorongo" del río Grande.

1. El valle de Aburrá

El recorrido por el valle de Aburrá se divide en tres(3) tramos:

1.1. Tramo: El Poblado (La Aguacatala) - Universidad de Antioquia.

En este tramo se recorre a lo largo del nivel superior del fondo plano de este basín. En este tramo se presentan los siguientes rasgos mórficos:

El cerro "Nutibara" y el cerro "El Volador" localizados en la zona central del valle.

El cerro "Pan de Azúcar" localizado hacia la parte media del flanco oriental del valle.

Se puede visualizar la máxima amplitud que alcanza el valle, en el corredor comprendido entre la calle 30 y la avenida Colombia.

1.2. Tramo: Universidad de Antioquia- Estación "Madera" del metro.

En este tramo desaparece la configuración de fondo plano del valle y se presenta una sección transversal en "V" muy abierta en su parte media y cerrada en su parte inferior.

El río presenta una gradiente longitudinal mayor respecto a la del tramo anterior.

Este tramo marca la diferencia de altura entre los dos niveles del valle.

Las vertientes en este tramo están modeladas en depósitos de flujos de lodo muy alterados químicamente.

En la parte media del flanco occidental sobresale el cerro "El Picacho" modelado en roca fresca (anfíbolita) y en el cual el proceso dominante es la caída de bloques de roca.

1.3. Tramo: Estación del metro "Madera" - Niquía.

Se recorre por el nivel inferior del fondo plano del basín.

En este sector la franja que separa el fondo plano y las vertientes escarpadas de los respaldos es relativamente estrecha y esta constituida en unos casos por abanicos aluviales y torrenciales, por flujos de lodo y en otros casos por colinas saprolíticas.

Al igual que en el nivel superior, la amplitud del basín se hace más pronunciada cuando los flancos están modelados en rocas graníticas, como lo atestigua la ampliación hacia la cuenca de la quebrada La García modelada en las rocas graníticas del batolito Antioqueño.

2. Cañón del río Medellín.

En el sector de Niquía se presenta un cambio drástico en la orientación y amplitud de la cuenca por donde fluye el río Medellín.

El recorrido por este cañón se divide en dos tramos: Niquía- Hatillo y Hatillo- Alto de Matasanos.

2.1. Tramo: Niquía - El Hatillo.

A partir de Niquía se desarrolla un cañón lineal relativamente simétrico desde el punto de vista mórfico con las siguientes unidades de relieve:

Una llanura aluvial amplia en la cual se encaja el río (2-3 m), desarrollando un patrón meándrico.

Uno o dos niveles de terrazas aluviales bajas.

Uno o dos niveles de terrazas aluviales antiguas, cuyos sedimentos presentan una meteorización química intensa.

Abanicos aluviales antiguos y recientes de los tributarios, los cuales se presentan en distintos niveles altitudinales.

Colinas saprolíticas aisladas ocurren discontinuamente en el límite entre los rellenos aluviales y los flancos del cañón.

Hacia la parte media inferior de los flancos se presentan colinas escalonadas.

Hacia la parte media superior de los flancos se tienen vertiente muy larga y muy inclinadas.

A la altura de la población de Girardota, en la margen derecha del cañón se pueden observar vertientes planares muy largas y amplias modeladas en varias generaciones de flujos de lodo muy antiguos, cuyas parte distales se encuentran a 50- 70 m por encima del nivel del río. En las vertientes planares más antiguas se desarrollan oxisoles.

En el sector del "Hatillo" se podrá observar un abanico mixto con depósitos de flujos de lodo y depósitos aluviales que desciende desde la margen izquierda y se prolonga hasta el centro del cañón interrumpiendo la continuidad de la llanura aluvial del río.

2.2. Tramo: El Hatillo - Alto de Matasanos

Entre "El Hatillo" y "El Alto de Matasanos" se asciende por la margen izquierda del cañón hasta llegar al límite de este con el altiplano de Santa rosa de Osos.

En las partes inferiores del flanco las vertientes están modeladas en saprolitos y grus muy arenosos y poco evolucionados; hacia las partes medias del cañón se presenta un mosaico de vertientes saprolíticas (grus) y vertientes modeladas en roca que dan lugar a franjas escarpadas muy inclinadas y muy altas (posiblemente el nombre nada tranquilizador de "matasanos" expresa una valoración poco optimista de este relieve).

En algunos sectores de la mitad superior del flanco se presentan relieves ruiformes constituidos por acumulaciones de "bolas de roca" in situ que indican la intensidad de la remoción de los perfiles de meteorización en estas vertientes.

3. El altiplano de Santa Rosa de Osos.

En el Alto de Matasanos se podrá observar un rasgo característico de los límites entre los relieves de primer orden: son límites abruptos con transiciones de muy poca extensión.

Al adentrarse en el altiplano se transitara por varias de las zonas descritas en el documento de soporte de esta excursión.

3.1. Tramo: Alto de Matasanos - vereda Riogrande - partida a San Isidro.

Se transita por la de zona con encajamiento moderado de valles (zona III) caracterizada por la presencia de vertientes muy largas y poco inclinadas. El relieve colinado típico del altiplano presenta en este tramo las modificaciones más

pronunciadas, sin embargo, no se pierde la identidad del relieve de primer orden.

En la vereda Riogrande se presenta el contacto entre el altiplano y el cañón de Mocorongo.

Igualmente se podrá observar la cadena de inselbergs "Don Matías -Hoyo Rico" que corresponde a un cerro alargado modelado en rocas metamórficas y que sobresale unos 200 m por encima del nivel del altiplano.

En este sector la carga activa de fondo del río Grande consiste de arenas muy gruesas incluyendo además un porcentaje importante de materiales más gruesos (gravillas y gravas); esta fracción más gruesa está ausente en los sedimentos activos de la corrientes que drenan la zona central del altiplano (zona V).

3.2. Tramo: Partida a San Isidro - Partida a Guadalupe (El Roble).

Se transita por la zona central del altiplano (zona V). Entre la partida para San Isidro y la partida para Hoyo Rico se recorre un sector del altiplano con una red densa de valles que presentan encajamientos del orden de 70-90 m y una colinas alargadas de cima convexa. En algunas corrientes se podrá observar la ausencia de materiales más grueso que las arenas en la carga de fondo.

Entre Santa Rosa de Osos y la partida para Guadalupe se podrán observar los siguientes rasgos:

El sistema de colinas equialtitudinales con cimas planas y rampas amplias.

Las cadenas de inselbergs de San José y San Isidro.

El escarpe regional superior y el borde interno del altiplano (zona I).

Se visitaran dos taludes de carretera para observar las bonificación del perfil de meteorización y el desarrollo de Ultisoles kandicos.

3.3. Tramo: Partida a Guadalupe - Llanos de Cuivá

A lo largo de este tramo se observará una reducción gradual del encajamiento de los valles.

Entre el inicio de este tramo y el sitio "El Chaquiro" se podrá observar el escalonamiento de bloques colinados al interior de la zona central del altiplano.

En los taludes de la vía se presentan varios afloramientos de las rocas sedimentarias terciarias y el desarrollo de Oxisoles (plinthita) en ellas.

En Llanos de Cuivá se tiene la oportunidad de observar sectores de poca extensión con un relieve ondulado.

4. Cañón de Mocorongo

El cañón de Mocorongo presenta una sección transversal en "V" muy abierta, contrastando así con la morfología del cañón del río Medellín. Las vertientes de este cañón son largas y de inclinación uniforme con numerosas cicatrices de deslizamientos antiguos; en ellas se presentan abundantes "bolas de roca" (corestones), tanto in situ como rodadas. En el lecho del río se acumulan numerosas bolas de roca para formar un organal activo.

El contraste en la abundancia de bolas de roca entre las vertientes del cañón y las vertientes de la zona central del altiplano son un testimonio de la eficiencia contrastada de los procesos de remoción en ambos relieves.

