

1. *Fallas oblicuas* con rumbos N50°-80°E (fallas de gravedad y corrimiento) que se originaron por esfuerzos de compresión dirigidos en sentido NNW-SSE que plegaron los sedimentos del Grupo Caracas durante la Orogénesis Andina.
2. *Fallas longitudinales* con rumbo Este-Oeste (fallas de gravedad y de buzamiento con movimiento posterior a lo largo del rumbo) representadas por el sistema de fallas del Avila, que se extienden en ambos flancos del Macizo del Avila con una configuración escalonada en el flanco Norte y buzamientos, por lo general entre 40° y 60°, en el mismo sentido. En la zona de fallas se puede observar un intenso fracturamiento de las rocas. El origen de estas fallas se debe al empuje vertical producido por el magma granítico que intrusionó la Cordillera de la Costa a fines del Cretáceo Superior y durante el paroxismo de la Orogénesis Andina en el Eoceno. Los últimos movimientos de este sistema señalan la existencia de una componente horizontal dextral en dirección del rumbo. Estos últimos movimientos pueden estar asociados con los esfuerzos que originaron el tercer tipo de fallas.
3. El más joven de los tres sistemas es definido por las *Fallas transversales* con rumbo N60°W (fallas de rasgadura con movimientos verticales) y con persistente paralelismo entre sí. En origen fueron fracturas de tensión como consecuencia de esfuerzos cortantes con posterior desplazamiento lateral. Por tratarse de fracturas abiertas los cursos de agua han erosionado con cierta facilidad el sustrato rocoso en correspondencia de los planos de fallas borrando a la vez todo vestigio de los mismos.

Para los efectos del presente informe, la interpretación de los patrones geo-estructurales dominantes en el área es de gran importancia ya que no solamente definen la red hidrográfica sino que también permiten entender los mecanismos de ruptura que pueden haber actuado a lo largo y ancho del litoral metropolitano.

En el Mapa Geológico (Mapa 5.1) anexo se puede observar que el campo total de fracturas determina una especie de mosaico en donde la red hidrográfica ha tenido que desarrollarse obligatoriamente según la disposición de estas discontinuidades geo-estructurales.

Adicionalmente se puede observar una ausencia casi total de playas en la línea de costa al Este de Tanaguarena lo cual puede significar un hundimiento de un compartimiento emplazado justo por debajo de la actual línea de costa. De la misma forma, la fuerza de la disección torrencial que produce un volumen enorme de material contrasta con el reducido tamaño de los abanicos de explayamientos. La mayor parte de estos enormes aportes de materiales se precipita en el mar. Las dimensiones reducidas de los abanicos de explayamientos, con respecto al tamaño de las correspondientes cuencas, ponen en evidencia la influencia tectónica del hundimiento del Litoral. Por esta misma razón los asentamientos humanos ubicados en estos sectores pueden recibir, tal y como ocurrió recientemente, el violento impacto de estos aludes torrenciales que, por tratarse de la facies proximal caótica de estos depósitos, están constituidos por materiales a granulometría gruesa (bloques y detritos). Las facies media y distal, compuestas por materiales de granulometría más finas, con menor velocidad y poder destructivo, se van depositando en

el mar. Obviamente, el poder destructivo y los aportes están directamente relacionados con la conformación de las cuencas correspondientes.

Aparentemente, las mismas observaciones no son válidas para el sector ubicado al Oeste de Tanaguarena. En efecto, se puede observar que las dimensiones de los abanicos de explayamientos son mayores especialmente en el tramo comprendido entre Caraballeda y Macuto. Esto podría justificar una menor subsidencia de este sector y un mayor desarrollo de sedimentos en tierra firme y de importantes áreas aprovechables para fines habitacionales. Por estas razones en el área de Caraballeda probablemente se han registrado mayores daños estructurales en los edificios que han sufrido el impacto de los materiales gruesos de la facies proximal caótica. Los sedimentos más finos (facies distal) han sepultado más bien la red vial, las casas y vehículos y rellenado sótanos y áreas sociales de edificios terminando en descargar el remanente de la masa movilizada también en el mar.

5.4 Geomorfología

El análisis desde el punto de vista geomorfológico trata de explicar diferentes tópicos como, por ejemplo: la relación clima-biomasa-geoformas, inventariar los diferentes movimientos de masas que se han producido y cotejar los resultados con el marco geológico. La finalidad de esta tarea es aclarar no solamente cuáles fueron las causas fundamentales del evento, sino también jerarquizarlas para que sean consideradas adecuadamente en las fases de recuperación de las áreas afectadas.

El sector analizado, entre Punta Mulatos y Punta Tigrillo (ver Mapa Geológico), es bastante representativo de todo el área remanente de la Cordillera de la Costa y tiene como característica común que todos los ríos o quebradas escurren en típicos valles intramontanos con cortos recorridos y desembocadura directa en el mar. Todos ellos son de tipo *consecuente*, con muy pocas excepciones, y con pendientes casi siempre superiores a la inclinación de las capas (Figura 5.4).

En términos generales, un río completo se divide en *cuenca de recepción*, que constituye el curso superior; *canal de desagüe*, que corresponde al curso medio, y el *abanico de explayamiento* o cono de deyección o zona inferior. Debido a lo escarpado de la vertiente Norte de la Cordillera de la Costa, es posible que no todas las cuencas hidráulicas hayan desarrollado a plenitud estas tres zonas y, por lo tanto, pueden ser diferentes entre ellas las manifestaciones asociadas con eventos de esta naturaleza.

Las cuencas altas, o de recepción

Están emplazadas sobre materiales preferentemente esquistoso-gneisicos, conformadas por una serie de afluentes que definen un conjunto de pequeños valles estrechos y profundos alternados por filas secundarias. En este sector se produjeron deslizamientos superficiales acompañados de importantes caídas de bloques, en muchos casos favorecidos por el arreglo estructural, y flujos que arrastraron y lavaron la capa de suelo residual. En algunos lugares se produjeron deslizamientos

Figura 5.4 a
Modelo de evolución morfológica de bloque fallado y levantado

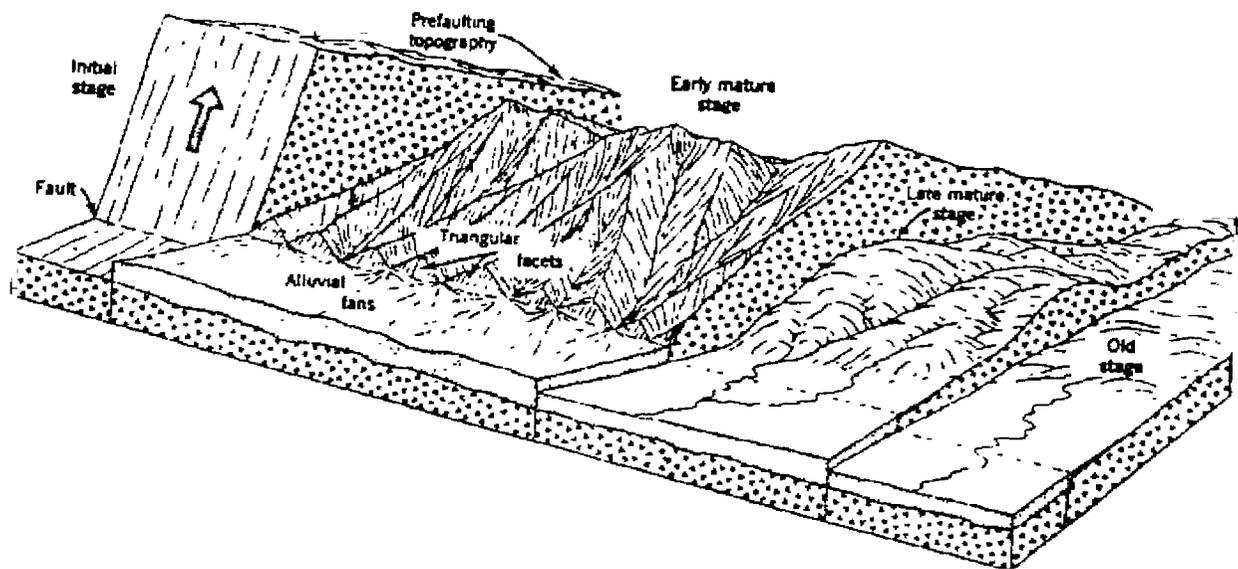
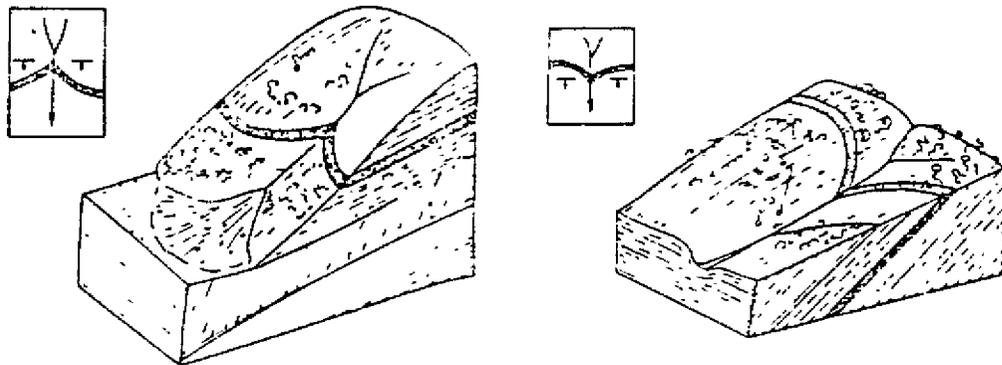
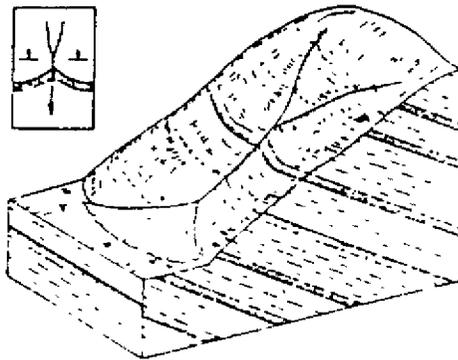


Figura 5.4 b
Modelo de evolución morfológica de bloque fallado y levantado



RIO CONSECUTIVO SOBRE CAPAS CON MENOR Y MAYOR INCLINACION QUE LA FALLA.



RIO OBSECUTIVO CON RESPECTO A LAS CAPAS

planares apreciándose a la vez cicatrices de antiguos deslizamientos que estaban probablemente en una etapa de recolonización, lo cual indica recurrencia de fenómenos parecidos al actual (Fotos 5.1 y 5.2).

Las zonas de transporte, o cuencas medias

Corresponden a los sectores en donde confluyen las pequeñas quebradas y vaguadas para formar los cauces mayores, presentando por lo general pendientes más suaves de las que se observan en las cuencas de recepción. El relieve está conformado también por valles de vega más ancha con algunos lugares incluso en donde se puede observar la presencia de algunas acumulaciones caóticas que han desplazado literalmente a los ríos que las han formado y que posteriormente han reentallado sus cauces.

En esta zona de transición, cubierta por vegetación de ladera de cobertura escasa intermedia, pueden registrarse fenómenos de repteo en tanto que en las zonas desprotegidas o de cobertura escasa, la erosión puede llegar a ser intensa con desarrollo de surcos, cárcavas y pequeños (relativamente) y localizados flujos o coladas de barro. De la misma forma en los extremos superiores de algunos valles, por efectos de la rotura de pendiente y la consecuente pérdida de energía, se han observado algunas acumulaciones de bloques de grandes dimensiones (hasta varios metros cúbicos de tamaño) mezclados con troncos de árboles. Hay que agregar finalmente los aportes laterales en forma de pequeños abanicos de explayamientos (o conos de deyección) reactivados que en realidad revisten menor importancia.

Las zonas de depositación

Ubicadas en los extremos Norte de la serranía, están emplazadas sobre abanicos, o conos, de explayamientos coalescentes de tipo coluvio-aluviales sobre los cuales se han desarrollado las urbanizaciones que conforman el litoral metropolitano. En este último tramo los ríos, o quebradas, y sus afluentes conservan el mismo patrón mencionado anteriormente. Por tratarse de un área de deposición los ríos definen nuevamente sus cauces mayores y, como ocurre siempre en estos casos, van depositando en el área cercana la carga más pesada compuesta de grandes bloques envueltos en una matriz arenosa y/o areno-limosa.

En algunas áreas proximales las construcciones, sufriendo los mayores daños, filtraron el flujo reteniendo los bloques mayores y permitiendo el avance de la matriz que terminó su proceso de deposición con el recubrimiento parcial o total de las viviendas que conforman los núcleos principales de las mencionadas urbanizaciones. Por la cercanía de la costa las facies distales de granulometría más fina, crearon la nueva línea de costa y/o se precipitaron en el mar (Fotos 5.3 y 5.4).

En general, en el área de estudio propiamente dicha se localizan un total de 10 cuencas y microcuencas. En el caso de algunas microcuencas, ellas presentan una longitud pequeña y no llegan a estar limitadas por las filas El Palmar y Maestra, que conforman el límite Sur de las demás cuencas. Y en lo relativo a los sectores

intercuencas, allí también se evidencia un fuerte control estructural. A este respecto debe resaltarse que las características de las diversas redes de drenaje de todas las cuencas están basadas en los mapas elaborados por Cartografía Nacional a escala 1:25.000, del año 1973. Al respecto, se considera aceptable el cartografiado de los diversos cursos de agua, aunque en algunos países existe el criterio de que las vaguadas de cursos de agua no pueden prolongarse a más de 4 curvas de nivel sucesivas y rectas, sin ninguna curvatura.

Con base en lo anterior y con un criterio de aplicación práctica, el análisis geomorfológico inicial se ha de llevar a cabo a nivel de cuenca hidrográfica, considerando que la misma es la unidad geomórfica básica y de cuya dinámica pueden estudiarse diversos aspectos o características:

En lo relativo a las propiedades lineales de los sistemas de drenaje, sus cauces se han de jerarquizar, siguiendo la metodología ideada por Arthur Strahler (1958), en un número «*x*» de segmentos «*N*», según la jerarquía de órdenes de magnitud «*u*». Lo anterior ha de permitir hacer ciertas inferencias acerca de la homogeneidad de la litología del área. Otra propiedad a considerar, es la densidad de drenaje, que se rige por la fórmula:

$$D = \Sigma L/A$$

En donde:

ΣL = representa la sumatoria de las longitudes de los cauces
A = área total de la cuenca

Lo cual arrojará también información relativa a las características litológicas de determinada cuenca y servirá de apoyo a los profesionales de hidrología y clima.

En general, y a medida que se vaya profundizando en el estudio de las cuencas, se debería hacer énfasis en otras características morfométricas de igual importancia y que se consideren sean de utilidad práctica para las diferentes actividades que se pretenden realizar, como por ejemplo: coeficiente de bifurcación, densidad de drenaje y textura topográfica, forma y área de las cuencas, longitud de los cauces, etc.

Finalmente se debe considerar que las cuencas no evolucionan en una secuencia ordenada y regular, ya que diversos eventos catastróficos, como el ocurrido recientemente, pueden alterar un supuesto equilibrio que en sentido morfométrico puede no detectarse, pudiéndose más bien desarrollar un nuevo ajuste o adaptación de manera relativamente rápida y difícil de interpretar.

De acuerdo con todo lo expresado, la descripción cuantitativa de cuencas de drenaje tiene un gran potencial para estudios geomorfológicos aplicados y la misma morfometría lleva a efectuar estimaciones rápidas para eventuales intervenciones preventivas y correctivas de cierta urgencia.

5.5 Algunas consideraciones morfométricas

En la búsqueda de las causas que han producido los aludes torrenciales (flujos o lavas torrenciales) y como una simple muestra aplicable a otras cuencas, se ha considerado de cierta utilidad analizar, desde un punto de vista morfométrico, la cuenca de la Quebrada de Uria con la finalidad de poder visualizar el nivel de madurez de la misma y sus consecuencias (Figura 5.5).

Como se dijo en párrafos anteriores y dentro del contexto tectónico, la Cordillera de la Costa ha sido sometida a un continuo levantamiento a partir del Cretáceo Inferior debido a una compresión dirigida en sentido NNO-SSE. Sucesivamente, durante el Terciario Inferior, se intensificaron las pulsaciones orogénicas y se intrusieron magmas graníticos que originaron el levantamiento del bloque del Avila, movimiento que todavía subsiste a una rata de un centímetro-año (Wehrmann, 1972: Memoria del IV Congreso Geológico Venezolano, *Geología de la región de Guatire-Colonia Tovar*, cf. Conclusiones, p. 2.119). Finalmente, en el Plio-Pleistoceno se producen los esfuerzos hacia el Este que dan origen a los movimientos transcurrentes de fallas como El Pilar y el sistema de fallas del Avila (véase Figura 5.4).

Por todas estas razones, y con la finalidad de aportar algunos datos adicionales, se ha realizado el presente ensayo considerando que la curva hipsométrica puede dar ciertos indicios con relación al efecto del tiempo en la morfometría de una cuenca.

La curva resultante representa una función continua que relaciona la altura y el área dentro de una cuenca y por lo tanto cambia su perfil con el tiempo a medida que la cuenca es sometida a una denudación. Sin embargo, debe tenerse presente que diversos sectores de una misma cuenca pueden estar evolucionando a diferentes velocidades.

La curva hipsométrica correspondiente a la Cuenca de Uria se aproxima a una etapa de madurez o de equilibrio relativo (Figura 5.6) y está evolucionando hacia una etapa de vejez.

En el croquis representativo de la cuenca, con una longitud total aproximada de 6.500 metros (véase Figura 5.5), se puede observar una conformación bastante atípica de la misma: la *cuenca de recepción* está conformada por un sector angosto de aprox. 2.500 metros de longitud y 1.000 metros de ancho, le sigue un sector medio de aprox. 2.500 metros de longitud, que todavía puede ser considerado como cuenca de recepción intermedia, con un ancho aproximado de 4.000 metros y terminando finalmente con el sector de cuenca baja que incorpora el abanico de explayamiento. El colector principal conserva una pendiente elevada a lo largo de aproximadamente 4.000 metros, presentando un desnivel aproximado de 1.910 metros (pendiente promedio 48%, equivalente a 26°) con un tramo final de 2.500 metros y un desnivel de 300 metros (pendiente promedio 12%, equivalente a 7°). Por lo tanto, se podrían adelantar las siguientes observaciones:

– Considerable aporte de material (bloques y suelo) desde la parte más elevada y con desplazamiento rápido.

Figura 5.5
Estudio morfométrico para evaluación del ciclo erosivo, cuenca del río Uria

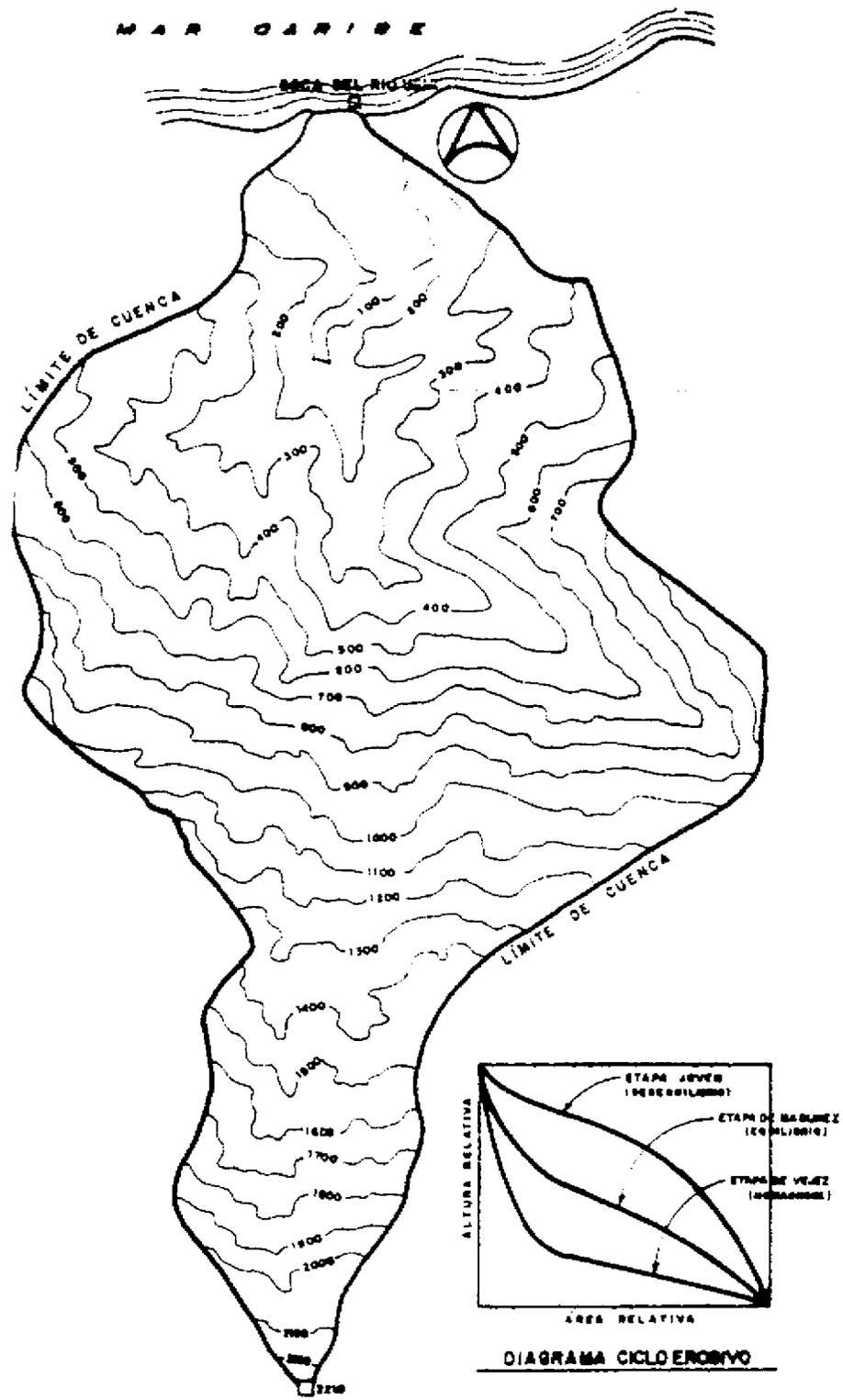
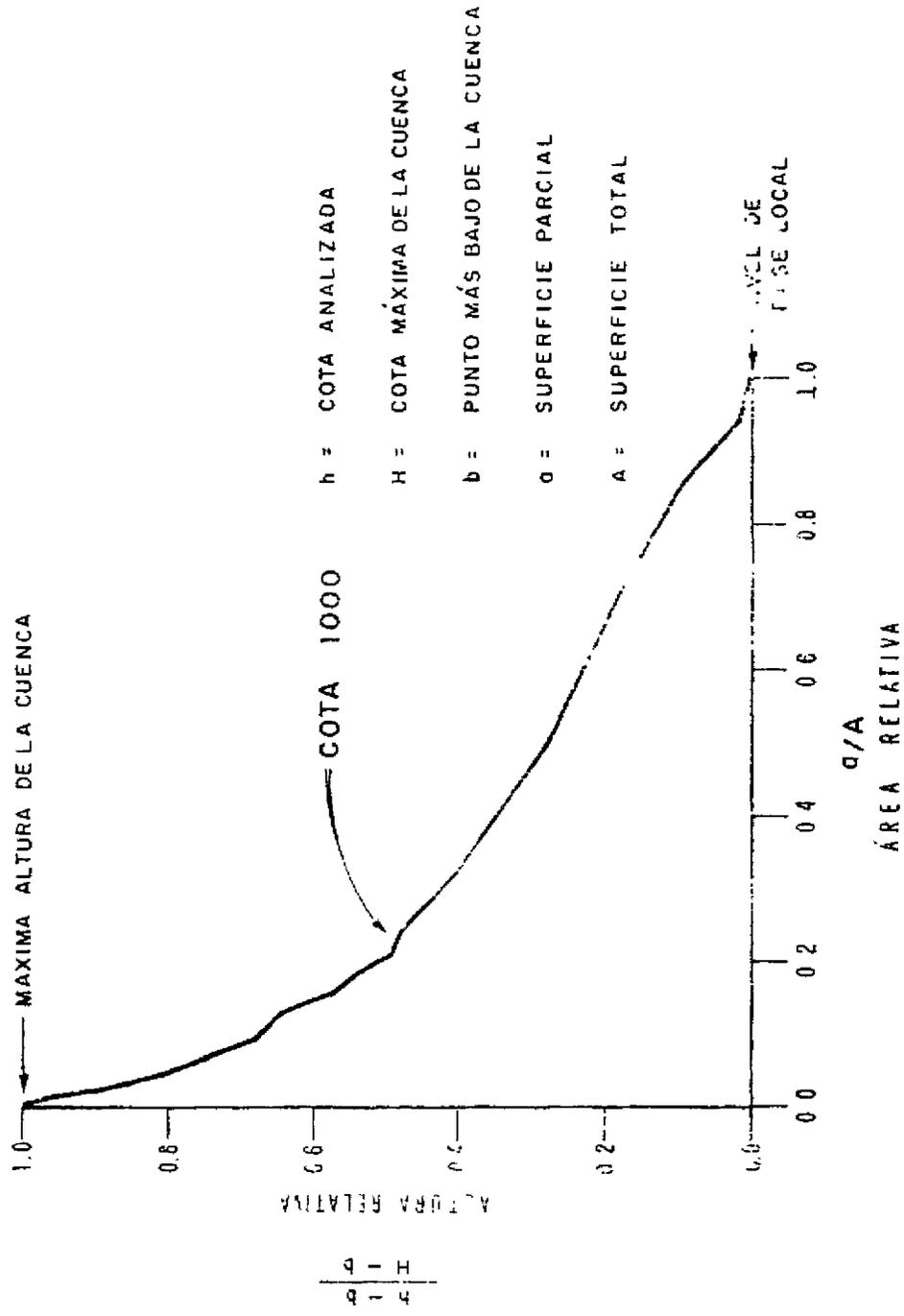


Figura 5.6
Diagrama del ciclo erosivo, cuenca del río Uria



– Grandes aportes desde la parte medio-alta por presentar laderas en clara cuesta de buzamiento de foliación, con cauces largos pertenecientes a microcuencas laterales amplias con respecto a la totalidad de la cuenca principal. Los colectores de las microcuencas están asociadas con fallas normales conformes y/o semiconformes.

– Estrangulación del colector principal a la cota 90 con curvatura en ángulo recto del mismo.

– La coincidencia del cauce principal y de los cauces secundarios con sectores de fallas le imprime a los materiales del sustrato rocoso un mayor desmejoramiento (meteorización + fracturación) y por lo tanto una mayor tendencia a generar movimientos de masas lentos y rápidos (deslizamientos y/o desplomes).

– Se reconocen dos puntos de confluencia a lo largo del curso principal: el primero a la cota 300 y otro a la cota 150, y un sector de difluencia, relativamente corto y estrecho, entre las cotas 90 y 30. Este último tramo se puede interpretar como insuficiente para disminuir la velocidad del flujo, lo cual implica un mayor poder destructivo, en correspondencia del pueblo de Carmen de Uria, y una mayor extensión del abanico hacia el mar (Fotos 5.5 y 5.6).

– Como última observación se debe considerar que la zona plana en donde se asienta el pueblo de Carmen de Uria fue ampliada artificialmente, por lo tanto los taludes de corte y las mismas laderas que la rodean presentaban un potencial incremento de la inestabilidad.

En la Figura 5.6 anexa se observa que, en líneas generales y con respecto al modelo de referencia, la cuenca en su parte alta y medio-alta se ubica en una etapa de madurez relativa con sectores aislados propensos a desequilibrarse entre las cotas 900 y 1.200; mientras que, en la parte topográficamente más baja de la misma, se observa una mayor tendencia a evolucionar con cierta regularidad hacia una fase de vejez y de equilibrio.

Obviamente el ensayo realizado es de mayor utilidad si se pudieran confrontar bases topográficas más confiables, de la misma escala y confeccionadas antes y después del evento.

5.6 Posibles causas preparatorias de los movimientos de masas

En lo relativo a los parámetros que definen la actitud de las rocas, al ser solicitadas, en producir movimientos de masas de distintas características y extensión, se debe reflexionar sobre las diferentes asociaciones litológicas que caracterizan el sustrato rocoso que aflora a lo largo y ancho del Litoral Vargas y que han sido descrita en el párrafo de geología correspondiente.

Dentro de este ámbito, la parte más relevante está constituida por el proceso de meteorización que han sufrido, de forma más o menos intensa, los diferentes litotipos que componen el mencionado sustrato rocoso y que será tratado en un párrafo aparte. Obviamente los cambios litológicos, por sí solos, producen respuestas distintas y en el área estudiada afloran, intercalándose frecuentemente entre ellos, metareniscas, meta-conglomerados, mármoles, esquistos, de diferentes composi-

ción y respuestas geotécnicas, así como gneises y augengneises. Definir porcentualmente los litotipos que componen un determinado afloramiento así como la posición de cada uno de ellos en el subsuelo puede ser determinante para los efectos de la estabilidad de una ladera.

De la misma forma se observa que la conformación geo-estructural del área es bastante compleja y se caracteriza por fallas, pliegues y otras discontinuidades como diaclasas continuas, regionales y locales, y discontinuas. Todo el conjunto, en unión con la disposición de las capas, definida por los planos de esquistosidad o foliación, representa lo que podría definirse como el escenario en donde se ubican los potenciales planos de despeje (superficiales, intermedios y profundos) de muchos de los movimientos de masas que han ocurrido y que seguirán ocurriendo.

Finalmente, la configuración topográfica representa el último de los tres elementos, prácticamente invariables en el tiempo, de los cuales depende la posibilidad de las rocas de movilizarse.

La ocurrencia, intensidad y dimensión de estos eventos depende por lo tanto de las condiciones de sitio y de otros factores variables en el tiempo como son, por ejemplo, las condiciones climáticas y la cobertura vegetal.

Dentro de los elementos variables en el tiempo hay que considerar las causas de los deslizamientos (Desio, 1971). *Cualquier acción que pueda modificar el equilibrio de una ladera debe ser considerado como causa desestabilizante.* Dentro de esta gama de causas se pueden subrayar las siguientes:

- *Aumento del peso de volumen o peso específico aparente* causado por presencia de agua en el terreno o por intensas precipitaciones.
- *Incremento de la inclinación del talud o ladera* por causas naturales (erosión al pie de la vertiente) o artificiales por actividades antrópicas.
- *Disminución de la cohesión* por efecto de las aguas subterráneas (vadosas) que actúan como solución del cemento que mantiene unidas las partículas, ablandamiento del material, ensanche de fracturas por acción solvente de las aguas, especialmente en rocas calcáreas.
- *Sobrecarga de la ladera* por superposición de nuevos materiales detríticos sobre otros más antiguos (materiales provenientes de un deslizamiento sobre otro más antiguo).
- *Disminución de la fricción entre una porción de ladera* (una capa o varias capas) y *el sustrato rocoso* debido a la acción erosiva de las aguas subterráneas especialmente por cambios litológicos.

En la búsqueda de las causas que pueden producir los diferentes movimientos de masas se debe hacer la siguiente distinción:

- Causas preparatorias (naturales y artificiales).
- *Causas determinantes u ocasionales (naturales y artificiales).*

Todas las *causas preparatorias* se vuelven *determinantes* cuando se están alcanzando las condiciones de equilibrio de una ladera o de una porción de ella.

Además de éstas, existen otras causas determinantes que pueden ser naturales o artificiales. Entre las primeras hay que recordar las sollicitaciones producidas por empuje directo provocado por avalanchas, caídas de bloques de las paredes roco-

sas superiores y otras con mecanismos algo más complejos como, por ejemplo: las vibraciones producidas por sismos y voladuras para la explotación en canteras. Por lo que se refiere a la parte sísmica hay bibliografía y estudios realizados por instituciones competentes en la materia que pueden aportar muchas y mejores informaciones. Está de más añadir que toda esta gran área está expuesta a riesgo sísmico y que por lo tanto las mismas medidas preventivas y correctivas pueden ser adoptadas para eventos de esta naturaleza.

En lo que se refiere a las canteras hay que hacer énfasis en que casi todas las quebradas (o ríos) que bajan desde El Avila hacia el Litoral Vargas tienen, o han tenido en algún tiempo, una cantera en explotación. En el mapa anexo se ubicaron solamente las que interesan el sector analizado. Para mayor información y desde Oeste hacia Este, las canteras son:

- Marapa I, II y III, situadas en el río Mamo que desemboca en Punta Pueblo Nuevo.
- Guaracarumbo, en un frente de montaña al Sur de la Autopista y cerca de la vieja carretera Caracas-La Guaira a cota 800 m.s.n.m.
- Curucutí, ubicada en la quebrada del mismo nombre que desemboca en Maiquetía, cerca de la autopista.
- Piedra Azul, en el río Piedra Azul que desemboca al Este de Maiquetía.
- Macuto (antigua Alamo), en la quebrada San José de Galipán que desemboca en Macuto.
- Camurí Chico, ubicada en la quebrada Camurí Chiquito.
- San Julián, ubicada en la quebrada homónima que desemboca en Caraballeda (Los Corales).
- Cerro Grande, ubicada en la quebrada Cerro Grande que desemboca en Tanaguarena.
- Camurí Grande, ubicada en la quebrada del mismo nombre que desemboca en Punta Camurí Grande.

Todas estas canteras presentan, o han presentado en algún momento, frentes de explotación que oscilan entre 60 y 200 metros de ancho y 15 y 90 metros de alto (cf. más adelante Tablas 5.2 y 5.3, INCOSTAS S.A., 1976).

En virtud de la magnitud del problema y los aportes de materiales provenientes de la serranía, sería absurdo considerar que las voladuras y la amplitud de los frentes de explotación hayan sido las causas determinantes. Sin embargo, sería conveniente revisar con sumo cuidado si han sido productoras de materiales gruesos (bloques de gran tamaño) que de alguna forma hayan ocasionado daños a las edificaciones ubicadas dentro de las mismas quebradas y relativamente cerca de estas actividades. De ser positivo el resultado, se debería prohibir una (explotación) u otra actividad (viviendas) y de todas formas investigar las medidas de seguridad adoptadas o por adoptar en el futuro. Dentro de las causas preparatorias artificiales de cierta importancia, hay que recordar sobre todo la deforestación, que facilita la erosión del suelo por parte de las aguas de escorrentía, la abertura de canales, caminos secundarios y servidumbres, y otras que podrían considerarse como de menor cuantía para las dimensiones del problema que nos concierne, pero

que localmente puede tener sus efectos desestabilizantes.

Con respecto a la cobertura boscosa existen opiniones encontradas sobre los efectos positivos o negativos que pueda ejercer, especialmente cuando se alcanzan situaciones extremas como las del pasado mes de diciembre.

Al respecto hay que señalar que, en la parte medio-alta de la serranía, debido a las condiciones climáticas existentes y de humedad durante todo el año, se observa el desarrollo de una vegetación de estrato alto y muy buena cobertura de copa. Sin embargo, algunas observaciones de campo ponen en evidencia la poca penetración de las raíces de estos árboles, que más bien tratan de expandirse horizontalmente aprovechando los nutrientes de una capa vegetal conformada por hojarasca, pequeñas ramas y micro fauna que puede oscilar entre 10cm y 30cm de espesor. Este hecho quiere significar que los árboles, a pesar de su envergadura y debido a la fuerte pendiente, son relativamente débiles. Es oportuno señalar que, en algunos casos, las raíces mismas se han encargado de ensanchar las diaclasas ubicadas a su alrededor en perjuicio de la estabilidad del sustrato rocoso.

5.7 Algunas observaciones sobre el proceso de meteorización y sus consecuencias

La meteorización, al igual que otros parámetros físicos básicos, debe ser analizada tomando en cuenta principalmente el *espesor* e la *intensidad* de este proceso. Como se dijo desde un principio, representa uno de los parámetros de mayor importancia y a la vez más difícil de explicar, sin embargo, se ha intentado una interpretación utilizando registros de perforaciones y muchas descripciones visuales de perfiles de meteorización en secciones típicas distribuidas en toda el Area Metropolitana de Caracas y Litoral Vargas. Debe tomarse en cuenta que la densidad y profundidad de los horizontes de meteorización pueden variar con mucha facilidad ya que dependen de múltiples factores entre los cuales cabe destacar el porcentaje de los componentes mineralógicos que definen las unidades litológicas, las variaciones horizontales y verticales de la litología en el perfil involucrado y el grado de fracturación del material.

Para estos fines se aconseja seguir el muy versátil modelo diseñado por D. U. Deere y F. D. Patton (1971), de fácil aplicación y manejo especialmente en lo que se refiere a aplicaciones de tipo geotécnico.

Los procesos de meteorización se subdividen, de manera esquemática, en aquellos que causan *descomposición* y otros que causan *desintegración*.

La *descomposición* se refiere a los cambios producidos por los agentes químicos (oxidación, hidratación, carbonatación y químicos de la vegetación); la *desintegración* se refiere a los producidos por agentes físicos (cambios periódicos de temperatura, congelación y fusión y efectos físicos de las plantas y animales sobre las rocas).

Durante los procesos de desintegración las rocas sufren un proceso de fatiga y empiezan a ceder por tensión. Dentro de estos procesos se incluyen aquellos provocados por el hombre cuando, por diferentes necesidades, se expone la superficie

de la roca a la acción de los agentes atmosféricos (explotación de canteras, vías de comunicación, presas, etc.). El efecto de la vegetación se considera subordinado aunque las raíces de algunos árboles puedan fracturar el sustrato rocoso y provocar situaciones de inestabilidad potencial.

Durante el avance de la descomposición, los procesos químicos, por su parte, se encargan de alterar el sustrato rocoso a través de algunas acciones debilitantes como, por ejemplo:

- La *oxidación* de los minerales de hierro por efecto de adición de iones de oxígeno.
- La *reducción*, que implica una extracción de los mismos iones de oxígeno.
- La *hidratación*, mediante la cual el efecto del agua produce una descomposición de los feldespatos que se transforman en un suelo residual arcilloso.
- La *carbonatación* que se encarga de disolver el material siendo sus efectos más fuertes en presencia de rocas con mayor contenido de carbonato de calcio. Los ácidos orgánicos, por su parte, tienden a incrementar el poder de disolución de las aguas naturales.

Los procesos de meteorización por descomposición pueden alcanzar grandes profundidades, hasta más de cien metros y en Venezuela, en particular en la zona de la Cordillera de la Costa, por tratarse de un clima cálido y húmedo, el proceso de meteorización por descomposición debe ser tratado con sumo cuidado.

Muy pocos minerales comunes resisten a la descomposición, entre ellos se encuentran el cuarzo (que sí puede ser desintegrado) y la muscovita. Los minerales carbonatados pueden ser eliminados totalmente por disolución. Los minerales silicatados en su mayoría pueden ser precipitados en forma de residuos insolubles tales como los diversos minerales arcillosos. La caliza puede ser fuertemente atacada por las aguas en presencia de anhídrido carbónico, cuyos efectos primarios son el ensanchamiento de los planos de diaclasado con un consecuente incremento de la inestabilidad del macizo rocoso.

En la práctica, la meteorización química, para los efectos de este informe, tiene un papel preponderante ya que al desmejorar la calidad de las rocas aumenta el nivel de inestabilidad de las laderas que conforman el Macizo de El Avila.

Como se señaló en un comienzo, en el área analizada el proceso de meteorización juega un papel muy importante, así que la interpretación de los diferentes perfiles propios de cada asociación litológica, con una ajustada visión de los horizontes que los componen, son el soporte para la evaluación de tipo geotécnico que se requiere en los futuros programas de recuperación.

La presencia de litotipos esquistosos y gnéisicos en casi toda la porción media y alta de las cuencas ha hecho posible el desarrollo de un suelo residual espeso, en muchos casos de tipo arenoso y limo-arenoso que representa finalmente la misma matriz que envuelve la porción gruesa de la masa desplazada.

Con respecto al factor meteorización y al suceso del pasado diciembre, se puede añadir que grandes volúmenes de materiales que pertenecían al perfil de meteorización han sido arrancados, no solamente del suelo residual sino también de los Horizontes II-A y II-B (Patton/Deere, 1971), pertenecientes respectivamente a la

Zona de Transición entre Saprolito y Roca Meteorizada (II-A) y a la Roca Parcialmente Meteorizada (II-B). Con respecto al material desplazado y, más específicamente, *dimensiones* de algunos bloques y la *esfericidad* de muchos de ellos, ha sido elemento de discusión entre los profesionales involucrados y la población en general. Por lo que se refiere a las dimensiones, hay que subrayar la presencia de materiales gnéisicos y esquistoso-gnéisicos fallados y fracturados, que en la parte alta de las cuencas, por efecto de unas combinaciones sumamente desfavorables de causas como las que se han descrito anteriormente, han hecho posible el desprendimiento de muchos bloques excepcionalmente grandes. Es muy probable también que los amplios frentes de cantera (especialmente en la zona de Caraballeda), por efecto de las voladuras estaban predispuestos a producir parte de estos materiales a granulometría ciclópea (ver Tablas 5.2 y 5.3).

En cuanto a la esfericidad de los bloques, sin tener algún respaldo técnico y/o estudio específico al respecto, se considera posible la existencia de un suelo descompuesto joven relativamente profundo en donde la misma meteorización, a través de una especie de descomposición esferoidal (típico en rocas ígneas y en algunas metamórficas), se ha encargado de limar los vértices y las aristas de cada bloque mediante la acción de las aguas que, penetrando en los intersticios de las diaclasas, lo separa desde todos los lados del resto del conjunto rocoso. Para una mejor comprensión de estas hipótesis se proponen algunos croquis que pueden ayudar a entender los mecanismos de ruptura y la profundidad de los deslizamientos (Figuras 5.7 y 5.8).

5.8 Conclusiones y recomendaciones

Eventos de esta naturaleza pueden ser divididos en tres fases:

- La *primera fase* o de preparación, la más lenta (puede durar años, décadas, siglos), pero más lento es el proceso de carga o recarga por parte de la cuenca y más destructores pueden ser los efectos cuando vuelve a descargarse.
- La *segunda fase* se refiere al paroxismo del evento, a la explosión de tanta carga o energía acumulada durante tanto tiempo. Es prácticamente instantánea, puede durar algunas horas, máximo algunos días. Sus efectos son desastrosos al igual o más que un sismo de intensidad elevada.
- La *tercera fase* es realmente la más difícil para el hombre: hay que cuantificar los daños, reconstruir, planificar, rectificar, prepararnos para un próximo evento. Se debe educar a la población sobre el significado de riesgos geológicos, sísmicos, climáticos; sobre los sistemas de alerta y sobre lo valioso y necesario que es conservar la infraestructura de control que nos puede ayudar a salvar vidas y bienes.

Sobre la base del análisis preliminar efectuado y de la también "torrencial" y cotidiana información recibida a través de distintas fuentes, se puede lanzar la hipótesis de que el fenómeno en estudio, producido por un evento climatológico *excesivamente* extremo, era de difícil predicción, en cuanto a magnitud se refiere (extensión del área afectada), aun cuando se tenga memoria histórica de sucesos

Tabla 5.2
Características geotécnicas de las canteras del Litoral Central (INCOSTAS, S. A., 1976)

Cantera	Acceso al Frente	Litología	Densidad	Resistencia al Desgaste %	Resist. Química	Distancia Diaclasas (Mts)	Deformación	Meteorización	Peso Max Bloques (Ton)	Tamaño Frente
Marapa I	Fácil desde abajo	Esquistos verde	-	-	-	Todas las direcciones	Foliato	Intensa	5	Medio
Marapa II	Idem	Esquistos	-	-	-	Todas las direcciones	Foliato	Intensa	5	Pequeño
Marapa III	Necesita deforestar	Esquistos	-	-	-	0.60	Fracturado	Meteorizado	5	Pequeño
Guaracarumbo	Fácil	Gneis	2.84	34	11	1.5-0.3	Macizo	Fresco	20	Grande
Curucuti	Necesita deforestar	Esquistos	-	-	-	Estrechos	Cizallado	Meteorizado	6	Grande
Piedra Azul	Necesita deforestar	Esquistos	2.68	22	6	0.40	Cizallado	Poco meteorizado	8	Grande
Macuto	Fácil	Esquistos	2.61	24	6	Muy estrechas	Fracturado	Intensa	3	Medio
Camurí Chico	Fácil	Esquistos	2.67	27	-	Muy estrechas	Fracturado	Intensa	5	Medio
San Julián	Fácil	Esquistos y Gneis	2.68	-	-	Ampliamente separadas	Macizo	Superficial	20	Grande
Cerro Grande	Necesita limpieza	Esquistos de desecho y Gneis	-	-	-	0.50	Macizo	Superficial	8	Medio
Camurí Grande	Fácil	Esquistos	2.65	30	13	Estrechos	Plegado	Meteorizado	12	Grande

En negritas se han enfatizado las canteras señaladas en el Mapa Geológico