APUNTES DEL CURSO DE GEOMORFOLOGÍA

UNIDAD 1: CONCEPTOS BÁSICOS

INTRODUCCIÓN

El estudio sistemático de las formas de relieve de la tierra se denomina geomorfología que proviene de las raíces griegas: geo = tierra, morphe = forma y logia = ciencia; pero bien *puede llamarse "el estudio del relieve"*.

Una definición de geomorfología puede ser la siguiente: La geomorfología es la ciencia que estudia las formas de la superficie terrestre y sus orígenes. Las formas del paisaje para ser mejor entendimiento tienen que dividirse en clases o grupos que incluyen a todas aquellas formas que son similares tanto en forma externa como en origen.

La geología física nos enseña que sobre las formas terrestres externas actúan diferentes procesos, estos procesos se dividen básicamente en dos grupos: los procesos endógenos y los procesos exógenos.

Los procesos endógenos trabajan desde el interior de la tierra. Ellos deforman la corteza y tienen una influencia importante sobre la forma del moldeado de la superficie. A ellos pertenecen la formación de montañas, los terremotos y el volcanismo.

Los procesos exógenos que son los más dinámicos actúan directamente en la superficie terrestre o desde el exterior de la tierra. A ellos pertenecen las fuerzas del agua, hielo, viento, gravedad y trabajo del hombre cuya presencia actúa sobre las formas terrestres. Los procesos exógenos se relacionan con la geografía física, sobretodo por la influencia de las variaciones del clima en estos procesos.

La geomorfología se desarrollo en primer lugar en una forma descriptiva. Se clasifico la superficie en tipos de paisajes y describió las formas del mismo sin que se profundice en la morfo-génesis.

Posteriormente se trato también de dar una explicación para las formas actuales. La metodología se baso principalmente sobre el principio del actualismo. Para tal estudio se observa los procesos que actúan sobre la superficie terrestre así como los paisajes resultantes. En base de estas observaciones se trata de reconstruir la historia de todos los procesos que han actuado sobre la superficie terrestre para obtener una imagen completa sobre la morfo-génesis.

Hoy día se ha dado a la geomorfología una base mucho más científica los procesos ya no se tratan únicamente de una forma cualitativa sino también cuantitativa. Además se acude en forma más intensiva a las otras ciencias de la tierra como la geología, edafología, mecánica de suelos, geología aplicada, neotectónica etc. para llegar a conclusiones más acertadas respecto al desarrollo de los procesos. En el presente estado de conocimiento se ha llegado a la posibilidad de proyectar al desarrollo de los procesos actuales hacia el futuro y predecir el peligro de la ocurrencia de ciertos procesos, sobretodo aquellos relacionados con los cambios en el medio ambiente.

En el cuadro 1 se sintetiza la relación del estudio de los paisajes con los procesos naturales de su formación.

CUADRO 1. Relación del estudio de paisajes y los procesos que los forman

PAISAJE	PROCESOS QUE LO FORMAN
Fluvial Glacial Gravitacional Eólico Litoral	Variaciones climáticas y precipitaciones. Variaciones de clima, glaciación Desarrollo de corrientes de aire y zonas áridas. Variación climática y la fuerza de la gravedad. Fuerza de corrientes de aire y variaciones climáticas.

RELACIÓN DE LA GEOLOGÍA CON OTRAS DISCIPLINAS DE LA CIENCIA DE LA TIERRA.

La relación entre geomorfología y geología es muy clara. La morfología fluvial por ejemplo, depende directamente y en gran parte de la erosión diferencial de los distintos tipos de rocas y de la disposición espacial de las mimas. Esta situación da al geólogo al estudiar los paisajes, la posibilidad de obtener informaciones sobre la litología y las estructuras de las rocas.

¿Qué importancia tiene la geomorfología en el estudio de los suelos?. La geomorfología se relaciona estrechamente con algunos factores formantes del suelo (clima, relieve, material parental, tiempo). Esos factores formantes del suelo gobiernan a su ves los procesos de formación de suelo. Así analizando la morfología y los procesos que actúan sobre ella, se puede seleccionar áreas dentro de las cuales una parte de los factores formantes del suelo son constantes (análisis de elementos y análisis fisiográficos).

En otras disciplinas como por ejemplo la ingeniería civil, la geomorfología suministra datos de carácter práctico como condiciones de drenaje, peligro de erosión o de derrumbamiento, presencia de materiales de construcción etc. Con la ayuda de la fotointerpretación, ele estudio de los paisajes es más sencilla y la elaboración de mapas preliminares no requiere mucho tiempo. El desarrollo de la infática permite reproducir mapas geológicos de alta calidad y en tiempo relativamente corto.

Es posible por supuesto, describir todas las formaciones del paisaje tabulando sus dimensiones, forma, ángulos de pendiente y orientación sin tener en cuenta su origen y desarrollo. Esto es una aproximación empírica a las ciencias naturales. Serían necesario volúmenes enteros de cifras para dar la descripción apropiada incluso de los accidentes. Más sencillos del relieve.

Si, por otra parte, se examina cuidadosamente el desarrollo del relieve se observa que las mimas series de formas se repiten con bastante similaridad una y otra vez en la naturaleza y en lugares geográficos distintos. Para describir con claridad si el número de formas en términos de secuencias ordenadas de desarrollo, se necesita una exposición breve que indique a) la estructura de la masa de rocas subyacente, b) el proceso que modeló el relieve, y c) el estado actual de desarrollo. Una descripción así es genética porque hace hincapié en la génesis u origen. Quien oiga o lea dicha descripción, conociendo como son las formas ideales, puede situar cualquiera de ellas en su lugar adecuado dentro de la clasificación natural.

El estudio de los relieves en relación con su origen y estado de desarrollo fue introducido por el profesor William Morris Davis, de la universidad de Harvard, hacia 1890. Su influencia ha sido tan señalada que muchos geomorfólogos anglosajones siguen los esquemas básicos que el expuso y que en este curso guía se incluye:

Agentes que intervienen en el moldeado del terreno

El moldeado de la superficie terrestre resulta por el trabajo de los procesos orogénicos que levantan y deforman las rocas dejando cadenas de montañas y depresiones, (p.e. la cordillera central y oriental con el valle interandino entre ellas), y por los procesos de erosión ejercidos sobre las rocas levantadas y posterior depositación del material erosionando en otros sitios. La manera como se desarrollan estos procesos de erosión depende principalmente de dos factores.

1 Factores estructurales: La importancia de los factores estructurales se manifiesta por:

a) La erosión diferencial:

Las diferentes rocas reaccionan de maneras diferentes sobre los procesos de erosión. Ciertas rocas poseen una resistencia más grande contra la erosión que otras, lo que resultará a lo largo del tiempo que las rocas más resistentes serán menos erodadas que aquellas que no tienen la misma resistencia. Expresado esto en formas de relieve implica que las rocas más resistentes tendrán un relieve más alto o más abrupto, mientras que las rocas más blandas tendrán un relieve más suave y a menudo más bajo.

b) Disposición de las rocas:

La disposición de las rocas dentro del paisaje determinará donde se hallan las rocas más o menos resistentes y como será la interrelación entre ellas. La disposición de las rocas depende de los procesos geológicos y tectónicos que han trabajado sobre ellas.

2 Factores climatológicos: El clima influye directamente en los procesos de erosión. El clima (temperatura, precipitación, viento) determina la intensidad de los procesos de erosión e influye en el tipo de erosión, transporte y sedimentación, que predomina.

Así cuando queremos comprender y explicar las formas del relieve y su desarrollo, será inevitable estudiar en primer lugar algunos principios de la geología, para después referirnos a la erosión y los procesos asociados como meteorización, remoción en masa, erosión fluvial y sedimentación.

Figura 1. Clasificación de las masas
Fuente: Geografía física de Sander and

PRINCIPIOS DE LA GEOLOGÍA

La sismología es la ciencia que estudia los terremotos. El estudio de las ondas provocadas por los terremotos nos enseña mucho sobre el interior de la tierra. Considerando las diferencias en velocidad de las ondas sísmicas, se estableció la siguiente construcción de nuestro planeta. (ver tabla 1).

Cuadro de distribución de las partes componentes del planeta tierra en base a la sidología.

Zonas	Profundidad Km.	Densidad G/ cm 3	Velocidad de las ondas primarias
Corteza	Variable	Variable según Composición 2, 7-3	Variable según densidad 2 – 7, 8
Disconti_ nuidad de Mohorovicic	Promedio 33	3,32	7, 9 –8, 1
Manto superior	984	4,64	11,42
Manto inferior Discontinuo	2898	5,66	13,64
De Oldham		9,71	8,10
Núcleo exterior	4703	11,76	
Zona de transición	5154	Aprox. 14	11,23
Núcleo interior	6371	Aprox. 16	

La corteza es la que nos interesa primoldialmente cuando estudiamos geología o geomorfología. Esta corteza tiene un espesor variable entre 10 y 50 Km., y está separada de las zonas interiores por una discontinuidad, que se denomina según el apellido de su descubridor, la discontinuidad de Mohorovicic.

La corteza consiste en dos unidades que difieren considerablemente en su composición. La primera unidad consta principalmente de material en donde predominan los elementos Si y Al. La densidad es aproximadamente 2,7. La segunda unidad con una densidad 2,8 – 3,0 es de una composición más básica. El silicio queda como elemento predominante, pero esa seguido en importancia por el conjunto Fe y Mg. Según la composición se conocen estas dos unidades respectivamente como SIAL y SIMA.

La corteza, ubicada bajo los océanos está constituida por una cobertura poco espesa de sedimentos, que se superponen a las rocas de composición básica definidas como el SIMA. En los continentes, la situación es más compleja. Existen regiones extensas con material de composición básica que afloran en la superficie, sin embargo, podemos decir que, las esferas más altas de los continentes se constituyen principalmente de rocas cuya composición ácida las define como SIAL.

En su totalidad se puede considerar que la corteza flota más o menos sobre el manto de la tierra según principios de isostacia, de manera a lo que ocurre con diferentes tipos de madera que tienen diferentes densidades y flotan en el agua.

Figura 2.
A disposición concéntrica del globo terrestre. La delgada envoltura negra, de espesor variable, es la corteza. E: epicentro de un sismo T1, T2, T3 : trenes de ondas sísmicas .
B. Esquema que muestra las relaciones entre las distintas partes de la corteza. Nótese como la escala de profundidades no es lineal.

En la corteza de la tierra se pueden distinguir tres tipos de rocas:

A. Rocas ígneas, formadas por enfriamiento de material fluido llamado magma
B. Rocas sedimentarías; formadas por sedimentación de material originado por meteorización, erosión transporte y sedimentación de precipitaciones químicas o material orgánico.
C. Rocas metamórficas; formadas por un proceso de transformación de las rocas ígneas, metamorfismo.

Las rocas ígneas se dividen en tres grupos según su génesis:

1. Rocas intrusivas, formadas por cristalización del magma en las partes más profundas de la corteza.
2. Rocas extrusivas, formadas por efusión de lavas y productos piroclásticos
3. Rocas hipabisales, formadas por cristalización relativamente cerca de la superficie terrestre.

Clasificación de las más importantes rocas plutónicas cuadro 3
Química de las rocas plutónicas.

Componente químico predominante	SiO2Libre>10%	SiO2Libre>10%	Ausencia SiO2 Libre	Ausencia de SiOLibre y minerales pobres en SiO2
Feldesp. Alkal. K-Ca	GRANITO	SIENITA		NEFELIN-SIENITA

Feldesp. Alkal. Pagioclass Na-AK	ADAMELITA Y GRANODIORITA	MONZONITA		NEFELIN & LEUCIT MONZONITA
Plagiocase Na-Ca	CUARZO-DIORITA	DIORITA y GABRO (1)		
Plagioclasa Ca-Na Min. máficos			NORITA PIROXENITA PERIDOTITA DUNITA etc. (2)	

1. La diferenciación entre Diorita y Gabro se puede hacer con la composición de las Plagioclasas Na-Ca, la ocurrencia de minerales máficos ó la textura.
2. La nomenclatura de estas rocas es según la composición de los minerales máficos y la presencia de algunas Plagioclasas.

NOTA: La clasificación dada no pretende sino orientar sobre las rocas plutónicas más importantes. Los nombres correspondientes de las rocas extructivas e hipabisales han sido omitidos en el texto pero pueden ser consultados en el libro de Geología.

Las rocas sedimentarias pueden originarse de varias maneras:

1. Sedimentos clásticos, formados por la deposición de material derivado de la erosión de otras rocas ígneas,
2. Sedimentos químicos, formados por precipitaciones desde soluciones (calizas y, evaporitas).
3. Sedimentos orgánicos, formados por material orgánico (fosfatos, carbón y ciertas calizas) de origen coralino.

Por el proceso de diagénesis, los sedimentos se transforman en rocas compactas con una estratificación que indica el plano de sedimentación. Entre las partículas encontramos a menudo un cemento que proporciona a la roca una mayor dureza. Este cemento puede ser silicio, óxido de hierro, calcáreo, o mismo puede ser formado por minerales arcillosos.

Las rocas metamórficas se froman por transformación bajo alta presión y/o temperatura y/o acción química de los primeros de dos tipos de rocas. Se distinguen principalmente dos formas metamórficas:

1. Metamorfismo regional
2. Metamorfismo de contacto

El metamorfismo regional ocurre en regiones orogénicas donde, durante el proceso orogénico, sedimentos y rocas ígneas se transforman bajo alta presión y temperatura, a veces, acompañadas por acción química. Dependiendo de las condiciones de temperatura y presión se forman esquistos, neigses y ultraneigses (granulina, migmatita, etc).

Hablamos del metamorfismo de contacto cuando las rocas están alternadas por la alta temperatura de un cuerpo ígneo-intrusivo que a perturbarlo en ellas. Este metamorfismo se limita en el presente caso a la zona marginal de las rocas encajantes.

Aparte de estas dos formas de metamorfismo, se puede distinguir todavía otras varias entre las cuales figuran:

a. Metasomatismo donde existe claramente un cambio en la composición química de la roca por una redistribución del material.
b. Metamorfismo de dislocación, un metamorfismo local, relacionado con grandes fallas y originando principalmente por una presión alta.

Localmente se reconocen así, anticlinales y sinclinales, como formas de plegamiento, o cuando las rocas se rompieron bajo las fuezas de comprensión ó tracción, hallamos fallas que se pueden diferenciar según el movimiento de un bloque con respecto a otro.

Estas dislocaciones locales pertenecen generalmente a grandes movimientos que afectaron regiones muy extensas. Esos movimientos se dividen en dos tipos; los que ocurren en lugares estables de la corteza (regiones geosinclinales). Esta diferenciación está basada tanto sobre las dimensiones y amplitudes de los movimientos como sobre el resultado de ellos.

En regiones de plataforma, las dimensiones de áreas en movimiento son muy grandes (p. E. 100*100 Km.), pero la amplitud no pasa de algunos kilómetros (hasta 3 Km.). Los movimientos producen hundimientos y solevantamientos sin que esto vaya acompañado por un plegamiento importante y sin la formación de regiones montañosas importantes.

En regiones geosinclinales de dimensiones son notablemente más grandes (aproximadamente unas decenas de kilómetros de ancho y varios centenares de kilómetros de largo) y la amplitud es mucho más grande (3 a 12 Km.). El desarrollo geosinclinal, conocido como ciclo orogenético, da origen a la formación de largas cadenas de montañas, acompañadas por plegamiento y fallamiento de importancia, por ejemplo La cordillera de los Andes.

Influencia de las rocas sobre el relieve

La roca madre influye fuertemente en la forma, tamaño y desarrollo de los paisajes. En algunos lugares la roca se presenta en forma de capas delgadas, dispuestas horizontalmente, inclinadas, plegadas o rotas. En ciertos lugares consiste en masas de gran espesor e irregularidades que llegan a grandes profundidades.

Algunas variedades de rocas son blandas y fácilmente erosionables por los agentes de denuación y otras son extremadamente resistentes a todos los agentes de meteorización y erosión. La resistencia o consistencia de las rocas está determinada en gran medida por su origen y edad.

Cuando afloran juntas, rocas suaves y resistentes, los agentes de denudación las erosionan según el grado de dureza y resistencia, tendiendo las rocas blandas a formar valles u otro tipo de depresiones, mientras que las resistentes sobresalen formando colinas, montañas o plataformas. Por lo tanto, el relieve refleja la forma y disposición de las rocas originales. El primer paso el estudio de la geomorfología es aprender los hechos fundamentales sobre las rocas de la corteza terrestre, su composición, propiedades físicas y químicas, procesos del origen y edad geológica.

Mapas y cortes geológicos

El geólogo debe entrenarse a comprender muchos tipos de masas y entre ellos el mapa geológico. Este indica, por medio de colores y signos, la distribución superficial de cada unidad litológica, destacando en especial las líneas de contacto entre las distintas rocas y sus correspondientes edades. Las fallas se indican por medio de líneas, mientras que la dirección y buzamiento de las capas tienen símbolos especiales.

La referencia a un mapa geológico proporcionará, a menudo, una explicación de la presencia de una variedad de relieve en una localidad o su ausencia en otra. Los escarpes prominentes, los salientes y valles reflejan generalmente contactos geológicos y fallas. Los tipos de suelo pueden resultar estrechamente relacionados con la litología en algunas regiones. La presencia combustibles y yacimientos minerales y materiales de construcción importantes económicamente pueden ser a menudo predichos o comprendidos a partir del conocimiento de las variedades litológicas de su área de distribución, como lo que ocurre en los cerros y canteras de los alrededores de Guayaquil.

La figura 3 es un simple mapa geológico de la misma zona que se observa en el bloque diagrama de la figura 4. Si la reproducción del mapa es solamente en blanco y negro se utilizan unas tramas especiales para diferenciar las unidades litológicas, pudiéndose añadir unas abreviaturas, a modo de clave, para distinguir las formaciones de diferentes edades. La dirección y el buzamiento de las capas vienen marcados en el mapa por unos pequeños símbolos en forma de T. El trazo largo de la dirección de las capas y el corto, que salen en ángulo recto de aquel, nos muestra la dirección del buzamiento. El valor de este último en grados se lee mediante un número al lado del símbolo. En este mapa existe una pequeña falla que atraviesa la zona con ángulo NW (Arr) o hacia abajo (Ab).

Figura 3. A mapa geológico que muestra la distribución superficial de estructuras y rocas. B el corte geológico nos enseña la disposición de las rocas en profundidad.

Figura 4. Muchas formas de relieve se originan mediante el lento proceso de erosión y transporte de las rocas blandas que deja a las más resistentes manteniéndose en forma de salientes o montañas

Para mostrar la estructura geológica de una zona el Ingeniero geólogo se vale de un corte geológico, que es una sección vertical imaginaria. Cuando un profundo desfiladero ha hecho aflorar un murallón rocoso como en el gran cañón de Arizona el geólogo solo necesita apuntar lo que se ve para hacer un corte preciso. Más a menudo, sin embargo, una sección de este tipo se construye solamente a partir de afloramientos superficiales y unos pocos sondeos.

La forma brve como han sido tratadas las rocas y las estructura en este capítulo no puede suplir un curso completo de principios de geología con estudios de laboratorios y excursiones en el campo, pero puede proporcionar vocabulario y explicaciones esenciales para la comprensión de las formas del relieve y su control por las estructuras .

Unidad 2 : DESTRUCCIÓN DE VERTIENTES

El termino vertiente, tal como se emplea en la ciencia de la geomorfología, designa algunos pequeños elementos o porciones de la superficie terretre que se inclinan Respecto a la *horizontal. Así hablamos de "vertientes de montaña", "vertientes de colina" ó "vertientes de las laderas de un valle" refiriéndonos a las superficies inclinadas* de terreno que se extienden desde las divisorias y cumbres hasta los fondos de los valle. Las vertientes son necesarias para que el flujo de agua superficial se mueva bajo la acción de la gravedad. Por lo tanto, las vertientes se relacionan para adoptar la forma de sistemas de drenje en los que el flujo de escorrentía convege a los ríos, que a su vez llevan el agua y los fragmentos de roca al océano y completan así el ciclo hidrológico. La naturaleza ha dotado de vertientes a la superficie de la tierra de una manera tan completa que las superficies perfectamente horizontales o verticales son extremadamente raras. Hemos de tener en cuenta que los métodos de representación del relieve curvas de nivel son insuficientes para representar las formas del paisaje formadas enteramente por planos horizontales y verticales, al estilo de una serie de cubos que descansan sobre la superficie de una masa.

En este capítulo se estudia el desgaste de las vertientes bajo la influencia dominante de la acción del agua en conjunción con la gravedad. Se pone especial atención en los lentos procesos mediante los cuales el substrato rocoso se transforma en manto residual. Este material es transportado a los cauces de los ríos, donde son arrastrados por la corriente a áreas todavía más distantes y más bajas. Las vertientes pueden ser también moldeadas por otros procesos como los glaciares el viento y las olas, que serán tratados en capítulos posteriores.

METEORIZACIÓN

La meteorización es el proceso de la desintegración de la roca en situ por acción de los agentes que modifican la superficie terrestre. Este proceso es causado por medios físicos, químicos biológicos. Se le puede considerar como la fase inicial de denudación, pues en la mayoría de los casos la roca debe ser meteorizada antes que actúen los otros procesos de denuación.

No obstante la meteorización se estudia en 3 partes (meteorización física, química y biológica), debe comprenderse que estos procesos se desarrollan juntos y que en la práctica muchas veces no son perfectamente separables. En una región puede dominar un cierto proceso sobre los otros, mientras que en otros sitios los diferentes procesos están estrechamente relacionados. Sobre todo es muy difícil distinguir entre procesos puramente químicos y los procesos de meteorización biológica.

Una característica diferente entre el resultado de los procesos de meteorización es que la meteorización física da origen a material granular con granulometría variable desde bloque de tamaño grande hasta arena fina sin que ocurra un cambio mineralógico de la roca; mientras que la meteorización química y a menudo también la biológica, producen una alteración de la roca que resulta en la formación de nuevos minerales y generalmente el material final es muy fino (arcillas).

Meteorización física

En la meteorización física, están presentes todos aquellos procesos físicos que actúan sobre la roca destruyendo su estructura y la masa rocosa.
Los principales son:

1. Expansión térmica
2. Congelación y derretimiento
3. Tensión en general

1. Expansión térmica.- Las rocas son muy malas conductoras del calor y por esto se suponía que las diferentes diurnas de temperatura, en regiones áridas hasta 60º C. Las variaciones térmicas que ocurren en la superficie, producían tensiones en las rocas. Si estas tensiones exceden un cierto límite, podrían causar la desintegración de la roca. Un factor también importante en este aspecto sería la diferencia en el coeficiente de expansión de los distintos minerales.

Por otra parte, experimentos en el laboratorio mostraron claramente que las rocas pueden soportar cambios de temperatura mucho más grandes que los de la naturaleza, sin que presente alguna forma de desintegración. (B.W. Sparks; 1960); Actualmente se supone que la meteorización en regiones desérticas si está relacionada con los cambios de temperatura, pero que la humedad, debida al roció matinal, es un factor indispensable en la meteorización; de tal manera que resulta dudoso que esta forma de meteorización sea puramente física.

Figura 5. Desintegración granular por exfoliación. Una combinación de meteorización física (cambios de temperatura) y meteorización química. Los agentes químicos trabajan desde la superficie y por la alteración de los minerales expande el volumen, que da lugar a una exfoliación. La penetración de los agentes depende de las variaciones de temperatura. (según Birot, 1968).

2. Congelamiento y derretimiento.- En regiones donde regularmente ocurren temperaturas cerca del punto de congelación del agua, el agua en los poros y fracturas de la roca congelará a menudo y por el aumento de su volumen ejercerá fuerzas sobre la roca causando una desintegración mecánica de esta.
3. Tensión en general.- Según el mismo principio del punto anterior, el crecimiento de cristales puede activar la meteorización, especialmente en regiones desérticas con presencia de sal; además las raíces de plantas pueden ejercer esfuerzos destructores sobre la roca. Una raíz de 10 cm de espesor y de 1 cm de longitud es capaz de elevar un bloque de 40 toneladas (P. Birot; 1962).

Figura 5. Exfoliación por descarga. Exfoliación paralela a la topografía en un antiguo valle glacial en Italia. El nuevo conjunto de diaclasas se formó después de una nueva incisión fluvial posterior a la glaciación. (según Ollier).

Meteorización química

Por la meteorización química se entienden todos aquellos procesos químicos que actúan sobre la roca alterándola.

Las formas conocidas de meteorización química son: hidratación, oxidación, carbonatación, hidrólisis y solución. En general, se puede decir que la meteorización química es más importante que la física. Hasta en regiones desérticas, esta forma de meteorización es activa, aunque en dicho ambiente no se produzca una meteorización química muy avanzada.

La hidratación implica la absorción de agua en la red de los minerales. Esta absorción va unida a un aumento del volumen y ocasiona tensiones y presiones en la roca.

Ejemplo: La conversión de hematita en limonita.

$2\ Fe_2O_3 + 3\ H_2O$ ---------------------- $2\ Fe_2O_3 .\ 3\ H_2O$

Otro ejemplo muy conocido es la formación de yeso

$Ca\ SO_4 + 2\ H_2O$ ---------------------- $Ca\ SO_4 .\ 2\ H_2O$

La oxidación es un proceso muy común, sobre todo en minerales ferruginosos que se encuentran superiores al nivel freático. Eso se nota claramente en la decoloración de arcillas con constituyentes férricos. Primero, muestran un color azulado o gris que cambia rápidamente por oxidación en pardo, como la meteorización de los cerros de Guayaquil, otro ejemplo, es la formación de martita por oxidación de magnetita.

$4\ FeO + O_2$ ------------- $2\ Fe_2O_3$

Hidrólisis, un proceso por disociación de iones H y OH, afecta a sales compuestas de un ácido débil y una base fuerte. Es un proceso sumamente importante en la meteorización de los feldespatos, constituyentes muy importantes en varias rocas.

$2Ka1Si_3O_8 + 2\ H_2O + CO_2$ ------------ $H_4A1_2Si_2O_9 + K_2CO_3 + 4$
Ortoclasa Caolin

SiO_2..

Del ejemplo anterior se puede notar que el carbón bióxido también influye en el proceso y en la realidad se trata de dos procesos de los cuales uno es hidrólisis y el otro carbonización.

La carbonización es muy importante en la descomposición de calizas y dolomitas.

El carbón bióxido en agua de lluvia y en aguas freáticas actúan como un ácido débil y convierte el carbonato de cal en bicarbonato de cal, un producto soluble.

Como el bicarbonato de cal es un producto inestable, será depositado más tarde en muchas ocasiones como travertino o tufa de cal.

Ejemplo: La carbonización de caliza

$\mathrm{CaCO_3 + H_2O + CO_2}$ ----------- $\mathrm{Ca(HCO)_2}$

La solución es un proceso que en si no tiene mucha importancia porque la mayoría de los minerales no son saludables en agua; Sin embargo, la solución puede ser importante en la remoción de ciertos productos derivados de otros procesos de meteorización.

La acción de ácidos húmicos, tiene seguramente un papel importante en la descomposición de las rocas. Su actividad ha sido poco estudiada hasta hora, pero la acidez del agua freática como resultado de esos ácidos debe tener efectos sobre todo en rocas calcáreas y rocas básicas. Además se sabe que estos ácidos pueden mantener un cierto grado de acidez, lo cual podría influir en el desarrollo de otros procesos químicos.

METEORIZACIÓN BIOLÓGICA

La meteorización biológica es la forma todavía menos conocida. Formas vegetales como algas, hongos y líquenes crecen sobre la roca desnuda y extraen elementos de los minerales a base de procesos químicos. De tal manera, estas plantas meteorizan los primeros centímetros o quizás milímetros preparando el terreno para plantas más evolucionadas. Más tarde, crecen sobre esta superficie plantas que tienen raíces con las cuales ejercen fuerzas sobre las fracturas en la roca (ya tratado bajo la meteorización física), pero alrededor de la raíces también existe la posibilidad de procesos químicos debido a intercambios de iones entre la raíz y el suelo. Además, queda la acción de las bacterias en los suelos; algo también poco conocido. Sin embargo se conocen bacterias que producen carbón bióxido y otros que forman ácidos sulfúricos, así que se puede suponer que estas bacterias también intervienen en los procesos de meteorización.

Factores que influyen en la meteorización

El grado y la rapidez de la meteorología dependen de varios factores:

1. Propiedades químicas y físicas de las rocas
2. El clima
3. La topografía

1 Propiedades de la roca .- La composición mineralógica es de primera importancia. Existe en los minerales más comunes de las rocas una secuencia relativa a sus estabilidades contra la meteorización . Esta secuencia es:

	Minerales oscuros	Minerales claros
	Olivino	Plagioclasa cálcica
	Augita	P.Cálcica-Sódica
Mayor susceptibilidad	Horblenda	P.Sódica-Cálcica
		P. Sódica
	Biotita	Ortoclasa
		Moscovita
Menor susceptibilidad		Cuarzo

(Según B.W. Sparks;1960).

De este cuadro se puede deducir que los minerales oscuros o básicos tienen en general menor resistencia contra la meteorización química que los minerales ácidos con colores claros. Sin embargo, eso no implica directamente que una roca compuesta principalmente de minerales ácidos como un granito, tenga necesariamente una mayor resistencia contra erosión que un gabro que está constituido principalmente por minerales básicos, pues también otras propiedades de las rocas como textura y estructura influyen sobre la rapidez de meteorización.

Figura 6. La formación de una regolita. La meteorización ataca la roca a travéz de un sistema intensivo de diaclasas y fracturas. Observe la formación de piedras de núcleo (core-stones) ovalos.

Por textura se entienden los aspectos geométricos de las partículas constitutivas, incluyendo dimensión, forma y distribución. En general se puede decir que las rocas de grano grueso se meteorizan más rápidamente que una roca de la misma composición con granos finos. Claro está que no todos los minerales en la roca meteorizan con la misma rapidez, pues muchas veces se encuentra en una roca que un mineral en particular queda muy meteorizado, lo cual debilita mucho la textura de la roca. Además, existe en rocas de grano fino muchas veces una textura entrelazada de minerales, lo cual disminuye la rapidez de meteorización.

Aún más importante son las estructuras en la roca como diaclasas, fracturas, planos de sedimentación, esquistosidad y foliación. Estas estructuras admiten un acceso a los agentes de meteorización y aumentan considerablemente la superficie de meteorización.

La evaluación de un canto es sondeado a partir de un bloque rectangular, limitado por diaclasas. Las zonas punteadas indican las capas que sucesivamente fueron meteorizadas.

En los sedimentos la matriz y el cemento entre partículas es muy importante. Además la permeabilidad y porosidad influyen considerablemente con la rapidez de la meteorización así como determinan el acceso de los agentes de meteorización.

2 El clima: La influencia del clima sobre la meteorización y los procesos de degradación en general se muestra por excelencia en las calizas. En un clima tropical húmedo una caliza será fuertemente meteorizada y formará finalmente una topografía negativa, es decir, que casi toda la caliza se ha disuelto y quedan únicamente restos en formas de colinas redondeadas. Mientras que una caliza bajo condiciones áridas formará una topografía positiva con escarpas, etc.

En general se dice que en regiones frías y secas la meteorización física predomina sobre la química, lo cual sería más importante en regiones templadas y climas tropicales húmedos.
Ciertamente la meteorización física es muy importante

La meteorización en relación con el clima (Temp.. y precipitación). Nótese las extremas de la meteorización química y física respectivamente de un clima trópico húmedo y periglacial.

FOTO 3
En regiones periglaciales por la acción de congelación y derretimiento; pero no obstante el tiempo de reacción lento debido a la temperatura baja, no se puede negar una meteorización química en estas regiones. Especialmente, el proceso de carbonización debe mencionarse,

pues la solubidad del carbón bióxido es dos veces mayor con una temperatura de 0ºC que con 20ºC. El efecto de la temperatura baja no elimina el efecto por el aumento de la solubidad. Así se explica la meteorización fuerte de calizas en altas montañas formando campos de lapiaces. Ver foto 4

En clima sumamente seco se atribuyó la meteorización casi enteramente a los cambios de temperaturas diurnas. Experimentos e investigaciones en varios sitios mostraron que la roca no se desintegra por cambios de temperatura únicamente, sino también por la influencia del rocío. Es muy posible que la hidratación, que tiene como resultado el aumento de volumen, sea un proceso importante bajo esta circunstancia.

Los climas templados favorecen tanto la meteorización química como la física. A pesar que la precipitación no es muy alta los suelos casi siempre están húmedos por la baja evaporación y en consecuencia la meteorización física ocurre sobretodo durante el invierno; otra vez principalmente por efectos de congelación y derretimiento.

En un clima tropical húmedo son la humedad, la temperatura y la vegetación abundante, los fenómenos que favorecen una meteorización química y posiblemente biológica muy rápida. Este proceso es común en la costa Ecuatoriana y región oriental.

3 Topografía: En primer lugar la topografía provoca cambios en el clima dando por resultado un microclima, como por ejemplo, lo que ocurre en el sector de Manglar alto y Olón en la península de Santa Elena ó también el microclima desarrollado en el sector de Mindo Ubicado en el flanco occidental del volcán Pichincha. Es conocida la meteorización más fuerte en las vertientes septentrionales de las montañas en el hemisferio norte. También se puede suponer que la meteorización sea más fuerte en la vertiente oriental de la cordillera oriental de la cordillera Oriental en Ecuador debido a una humedad considerablemente mayor del aire a este lado de las montañas.

Cuando la topografía es empinada, el transporte del material meteorizado será en general bastante rápido dejando la roca desnuda y fácilmente alcanzable para los agentes de la meteorización, de la misma manera, esta disminuira cuando la roca en regiones planas está cubierta por una capa espesa de material ya meteorizado.

Foto 5 paisaje típico de microclima en Mindo provincia de Pichincha.

EROSIÓN ACELERADA

La erosión acelerada es una erosión más fuerte que la normal (la erosión geológica), debido a un cambio brusco de las condiciones normales.

La definición difiere de la normalmente utilizada puesto que se considera la erosión del suelo como provocada por la actividad humana originando un desequilibrio ecológico (erosión antrópica de Derruau, erosión del suelo en los textos americanos sobre conservación de suelos). Sin duda la actividad humana es la causa más importante de la erosión acelerada, pero se estima que también existen otras causas que hicieron iniciar una erosión con las mismas características y por lo tanto deben ser considerados como erosión de suelo. Los cambios climáticos durante el pleistoceno, deforestaciones extensas debidas a tormentas eléctricas son procesos que contribuyen a la erosión acelerada. A lo mejor se deben las diferentes opiniones al hecho de que la erosión del suelo que normalmente afrontamos es originada por el hombre.

Diferencia entre erosión del suelo provocado por el agua y erosión eólica del suelo.

La erosión de suelos por el agua ocupa un lugar entre la remoción en masa y la erosión fluvial. La primera se distingue porque el agua es el agente de transporte, pero como el material se desplaza en cauces no bien definidos o causes incipientes, tampoco es una erosión fluvial, aparte todavía del aspecto típico que esta forma de erosión tiene inherente a su definición.

La erosión de suelos se subdivide en:

1. Erosión laminar
2. Erosión en surcos
3. Erosión en cárcavas

La erosión laminar es más o menos la remosión uniforme del suelo sin que se formen claramente canales por los cuales la erosión se ha presentado.

La remosión en surcos se desarrolla a partir de la erosión laminar y la formación del surco ocurre en una cantidad muy grande de pequeños canales donde se concentra la escorrentía.

La erosión en cárcavas es la remosión de grandes cantidades de material en cauces ya más o menos definidos y profundamente erosionados.

La erosión eólica del suelo ocurre sobre todo en áreas donde no existe una cobertura protectiva del suelo y la deflación por falta de cohesión entre las partículas puede llevarse las fracciones más finas dejando lo más grueso sobre el suelo.

El viento llevándose las partículas limosas y arcillosas forma tempestades de polvo y el material que queda es demasiado grueso para ser aprovechado por las plantas. Conocidos en este aspecto son los casos de erosión eólica en los estados del medio oeste en los Estados Unidos y la pampa Argentina. Fenómenos similares ocurrieron en Rusia después de la última glaciación.

Los factores de erosión del suelo

En la erosión del suelo existe una interacción de dos factores la lluvia y el suelos. Se sabe que un aguacero es capaz de provocar una erosión mucho más fuerte que otras lluvias juntas, mientras al otro lado la misma lluvia puede tener efectos muy diferentes sobre dos tipos de suelo. Por lo tanto si queremos estudiar la erosión del suelo hacemos bien de separar estos dos factores. El factor que se relaciona con la lluvia se denomina erosividad, mientras que el factor relacionado con el suelo se denomina erodibilidad. Les podemos definir de la siguiente forma: La erosividad es la capacidad de una lluvia para producir erosión del material superficial de los terrenos.

La erodibilidad es la susceptibilidad del suelo a la erosión. La erodibilidad es función de las características del suelo y uso potencial, manejo de la cuenca de drenaje y características topográficas del relieve.

Erosividad

El poder erosivo de las lluvias se origina por el impacto de la gota de agua que cae sobre la superficie del suela y la escorrentía difusa del agua sobre el suelo. El impacto de agua sobre la roca es responsable del desprendimiento de las partículas que posteriormente se transportan debido a la escorrentía del agua (Ellison, 1944). Estudios realizados por varios autores nos enseñan que la erosividad se relaciona directamente con la energía cinética de la lluvia. Sin embargo, existen lluvias suaves que no tienen poder erosivo, de tal forma que se introduce un valor límite de erosividad que equivale a una intensidad de 25 mm/hora.

Así que todas las lluvias con una intensidad menor a 25/mm/hora no se tiene en cuenta en la computación de la erosividad. Conociendo los datos pluviométricos de un sitio geográfico se puede calcular el poder erosivo de la lluvia durante un cierto periodo.

La introducción de un valor límite de la erosividad es de una suma importancia para explicar la gran diferencia en la ocurrencia de erosión del suelo entre climas templados y climas semi áridos y tropicales. Aunque la energía cinética se relaciona con la intensidad de la lluvia, también se debe observar que en climas templados aproximadamente el 95% de las lluvias no exceden el límite de la erosividad, mientras que en un clima tropical el 40% de las lluvias son erosivas.

Estas observaciones hacen suponer que la erosión del suelo, ocurre sobre todo durante aguaceros excepcionales. Datos de estaciones experimentales dentro de la Cuenca del Guayas indican efectivamente que uno o dos aguaceros fuertes son responsables por 50% de la erosión en todo el año, sin embargo, existen otros datos que no son tan concluyentes en este aspecto.

Erodibilidad:

La susceptibilidad del suelo a la erosión se relaciona en primer lugar con las propiedades físicas y mecánicas del mismo. Como fue mencionado se necesita para una erosión del suelo tanto el desprendimiento de las partículas como su transporte.

Generalmente se observa que el desprendimiento es más fácil mientras aumenta el tamaño de las partículas (hasta cierto grado), mientras que el transporte es más fácil cuando las partículas son más pequeñas. Aunque no se puede negar estas relaciones, parece mejor relacionar la erodibilidad con la cohesión del suelo, una relación que también fue mencionada por Goosen (1972). Eso explicará también las diferencias en susceptibilidad a la erosión durante el curso del año en el mismo suelo, lo que relaciona con una disminución de la cohesión, debida a una pérdida de material orgánico que se queme durante el período seco. Una indicación para lo anterior podría ser la erosión reticular en los suelos orientales que son tan susceptibles a la erosión hídrica. Además el mismo fenómeno es importante en la erosión eólica del suelo (Derrau, 1966).

Aparte de la cohesión es también la permeabilidad del suelo que influye en la erodibilidad, aunque la infiltración del agua durante un aguacero disminuye rápidamente con el tiempo y es más o menos independiente del suelo.

Un trabajo exhaustivo sobre las diferentes maneras para estudiar la erodibilidad fue publicado por (Bryan, 1968).

Aparte de las propiedades físicas del suelo la erodibilidad de este se relaciona estrechamente con el uso y el manejo del suelo. Se puede decir que debido al uso y el manejo se pueden obtener diferencias en erosión mucho más grandes que las diferencias de erosión en diferentes suelos con el mismo manejo.

Ecuación para pérdida del suelo

La erosión es algo normal; mientras ocurre en forma lenta no será dañina. En el caso de erosión del suelo eso no es el caso y tanto para el estudio del proceso como para fines de conservación es necesario llegar a datos cuantitativos. Para este fin se elaboró la ecuación universal para pérdidas de suelo. La ecuación es la siguiente:

$A = R \times K \times L \times S \times C \times P$

A = Pérdida de suelo en toneladas por superficie

R = Índice de erosividad de la lluvia

K = Índice de la erodibilidad del suelo

L = Factor de longitud de la pendiente (la relación que compare la pérdida del suelo con esta en una pendiente de 22,6 metros).

S = Factor de pendientes (la relación que compare la pérdida de suelo con esta en una pendiente de 9%).

C = Factor relacionado con uso y manejo de tierra

P = Factor relacionado con medidas de conservación.

De la ecuación se observa que pendiente y longitud de pendientes también influyen en la pérdida de suelo. A menudo se junta estos factores en uno que refleja el efecto combinado. Observándolos por separado se puede decir que la relación entre la erosión y la pendiente o su longitud es :

$E = S^a$ y $E = L^b$ en la cual,

$a = 1{,}5\text{-}2$ y $b = 0{,}6$ (Hudson, 1971)

Hay que notar que la fórmula utilizada para predecir la erosión únicamente es válida para tierras arables, sin embargo, la fórmula da una buena impresión sobre los parámetros que influyen en este problema.

Destrucción de vertientes

En todas partes de la superficie terrestre la gravedad empuja continuamente a los materiales hacia niveles inferiores. El substrato rocoso es generalmente tan fuerte y está tan bien sostenido que permanece inmóvil en un sitio, pero si una vertiente se hiciera demasiado escarpada por la remoción de las rocas de la base, las masas del substrato se fracturarían y caerían o se deslizaría hasta encontrar una nueva posición de reposo. En los casos en que están implicadas enormes masas de substrato rocoso, el resultado puede ser catastrófico en lo que se refiere a la pérdida de vidas humanas y a propiedades en pueblos y aldeas situadas en la trayectoria del desprendimiento. El suelo y el manto detrítico, al constar de material poco unido, son mucho más susceptibles a los movimientos gravitatorios. Existen numerosas pruebas de que en la mayoría de las vertientes se están produciendo, a cada momento, al menos pequeños movimientos descendentes, muchos de ellos son imperceptibles, pero en otras ocasiones el suelo o el manto se desprenden y deslizan rápidamente.

Considerándolos en conjunto, los distintos tipos de movimiento descendente en las vertientes tienen lugar bajo la acción de la gravedad y colectivamente los designamos como movimientos de derrubios y constituyen un importante proceso en la destrucción de vertientes. A continuación se describe las formas más comunes de movimientos de gravedad y sus formas geomorfológicas resultantes.

MOVIMIENTOS DE MASA

Por remoción en masa se entiende el desplazamiento del material pendiente hacia abajo por acción de la gravedad, que actúa contra la fuerza del suelo.

Los procesos de remoción en masa rápidos, son ampliamente conocidos por sus efectos espectaculares y a veces desastrosos; sin embargo, los procesos lentos son igualmente importantes, pues cuando se observa la cantidad de material transportado, ellos exceden seguramente al primer grupo, son ellos los principales responsables por el transporte de material en los interfluvios, al lado de la erosión por escorrentía difusa.

Los principales factores que intervienen en la remoción en masa son:

a) Material: La remoción en masa ocurre en toda clase de material. La podemos distinguir en material rocoso, más o menos desintegrado, hasta en material suelto y fino. Es evidente que cierta clase de material es más susceptible a remoción en masa que otro. En este aspecto son importantes las características físicas del material, como la fricción interna y la cohesión, permeabilidad que constituyen la fuerza del suelo.
b) Pendiente: Remoción en la masa ocurre en cualquier pendiente. Conocemos importantes movimientos en masa de pendientes hasta 1º (Goosen, 1972), sin embargo, se concentrará en pendientes relativamente fuertes como simple consecuencia de un mecanismo, la gravedad. En estas pendientes el vector del peso del material paralelo a la pendiente será más grande que en pendientes suaves.
c) Condiciones del suelo: Cuando consideramos a la gravedad como el principal mecanismo de remoción en masa, el agua es en varios casos un agente indispensable. Al llenarse los poros con agua la cohesión se reduce por efecto de la tensión capilar, mientras que la fricción disminuye debido al efecto florante (ley de Arquímedes), que trae como resultado la disminución de la presión ínter granular. Además, el agua

hace aumentar el peso del material que resulta en un vector más grande a lo largo dela pendiente. El agua también funciona a menudo como lubricantes en el plano de deslizamiento. La humedad del suelo influye en la susceptibilidad a un desplazamiento y en ciertos casos el suelo debe estar más o menos saturado antes de que ocurra la remoción en masa.

La clasificación de los diferentes tipos de remoción en mas ha sido hecho por varios especialistas. Una clasificación basada en las condiciones regionales y que permita clasificar el tipo de movimiento sobre criterios simples y fácilmente reconocibles en el terreno es la propuesta por Záruba y Mencl, presentada en 1969.

a) Movimiento en depósitos superficiales

1. Reptación
2. Deslizamientos del manto
3. Flujos de tierra y escombros

b) Deslizamiento en material pelítico poco consolidado (arcillas, margas, lutitas, etc)

1. Con movimiento rotacional, cuando se excede la resistencia al cizallamiento.
2. En planos predispuestos por condiciones deposicionales
3. Deslizamiento en bloque debido a que rocas blandas infrayacentes se encuentran comprimidas.

c) Movimiento de roca firme

1. En planos PRE-existentes (estratificación, fallas, diaclasas o clivaje)
2. Desprendimiento de rocas

d) Tipos especiales

1. Solifluxión
2. Flujos de lodo originados por desastres naturales.

a. 1. Reptación

La reptación es un movimiento lento casi imperceptible de material compuesto por suelos y escombros. El movimiento se origina por varias razones. En primer lugar puede ocurrir, por un decrecimiento de la cohesión y /o fricción permitiendo el movimiento. Eso tiene lugar por ejemplo, en climas templados y frios cuando se libera mucha agua al derretirse la nieve; pero tambien ocurre en regiones tropicales durante las estaciones húmedas. Este tipo de movimiento se produce en los suelos coluviales que existe en los cerros de Guayaquil.

Además, están comprometidos dentro de la reptación los movimientos debidos a la deformación plástica del material arcilloso, la expansión de arcillas, el relleno de grietas, la acción por el impacto de gotas de lluvia, etc.
La reptación del suelo y sus características en el terreno (según Gastón Proaño).

El movimiento no es homogéneo y dentro de la masa se distingue varios movimientos parciales.

Las características para el reconocimiento de la reptación se encuentra en las capas con efecto de torción en la dirección del movimiento; la torción de árboles y la destrucción lenta de construcciones. En el terreno se reconocen zonas afectdas por reptación por una superficie irregular, algo arrugada.

a. 2. Deslizamiento del manto

Entre los deslizamientos de manto se incluye el movimiento de material superficial ya sea suelo o escombros que reposan sobre la roca firme. Los deslizamientos de manto se producen por movimientos más rápido que la reptación y se origina también por un decrecimiento de la cohesión y fricción del suelo; normalmente está situación ocurre por una excesiva humedad del suelo. Además una lubricación del plano de contacto entre los dos medios pueden favorecer mucho el movimiento.

Entre las diferentes partes de la masa deslizada ocurren movimientos diferenciales, dando lugar a una topografía rugosa e irregular. Además pequeñas escarpas detrás del material en movimiento, así como pequeños pasos con diferentes niveles dentro de la masa, son fenómenos característicos en ese tipo de remoción en masa, dentro de este tipo de remoción en masa se podría clasificar la formación de terrazas.

a. 3. Flujos de tierra y escombros

Cuando el suelo en las pendientes queda saturado con agua puede ourrir que la frición interna y la cohesión se reducen a cero y por lo tanto el material sólido se comporta como líquido. Esta conversión de sólido a líquido se llama licuefacción. Este proceso ocurre (1) por sobresaturación del suelo de tal manera que se excede el índice de licuefacción

$$\left(I1 = \frac{W - W_p}{Ip} \right)$$

Tchebotarioff, 1951 o (2) por una perturbación de la Estructura del suelo por ejemplo debido a un terremoto o cualquier otro movimiento (Krynine & Judd; 1957; Goosen, 1972). También es posible que en arenas saturadas con agua bajo una presión hidrostática, estas sufren una licuefacción debido a una reducción completa de la fricción intergranular por la presión del agua (arenas movedizas).

La forma como se desarrolla un flujo de tierra depende principalmente de la pendiente en la cual ocurre. Cuando las pendientes son más fuertes se originan flujos que se concentraran en arroyos y valles por los cuales siguen su camino abajo. Característico para ese tipo es el lóbulo de material depositados en la parte baja del valle.

Sobre este lóbulo se distinguen muchas veces estructuras de flujo. Normalmente el sistema de drenaje es desordenado o incipiente sobre el material depositado según la edad del flujo. Además los flujos recientes carecen de vegetación. Finalmente los flujos dejan normalmente huellas muy claras a lo largo de todo su camino y tienen escarpas en su raíz.

La ocurrencia de flujos de tierra se encuentra sobre todo en deposiciones que son caracterizadas por una baja cohesión y fricción como por ejemplo deposiciones eólicas (cenizas volcánicas), sedimentos lacustres (Goosen, 1972), y en algunas arcillas marinas.

b. 1. – b. 2. Deslizamiento rotacional y planar

Es característico de estos deslizamientos que toda la masa se mueva aproximadamente con la misma velocidad. El movimiento ocurre a lo largo de un plano de deslizamiento.Cuando se forma un plano de cizallamiento, en un material más o menos homogéneo por la presión de la masa, este tendrá una curvatura tal que el movimiento será rotacional.

Tambien es posible que el material se deslice en masa a lo largo de un plano predispuesto; p. e. Por condiciones de posicionales, el contacto de suelo con roca firme o un antiguo plano de deslizamiento. Las condiciones bajo las cuales se origina un deslizamiento son generalmente muy complejas; sin embargo, no es más que un cizallamiento que se origina cuando la tensión en el plano de ruptura exceda la resistencia al cizallamiento en este plano. Esta situación se presenta en uno de los siguientes casos o por combinación de ellos.

a. Aumento en el peso de la masa a punto de deslizarse; p. e. Por absorción de agua.
b. Decrecimiento de la resistencia al cizallamiento y por la lubricación del plano de ruptura por agua y presencia de arcillas
c. Decrecimiento de la masa de contrapeso; por erosión o excavación al pie de esta masa.

En el caso de que el material es más o menos saturado con agua, el primer movimiento puede originar una reorientación de las partículas produciendo una disminución brusca de la fricción y cohesión de tal forma que el material se convierte en un flujo de tierra (licuefacción).

Las características de deslizamiento en el terreno son: grietas detrás de sitio donde se origino el deslizamiento, un escarpe limitado la parte superior de la región deslizada, una topografía irregular en el área donde el material deslizado fue depositado y un sistema de drenaje desordenado sobre el material deslizado.

b. 3. Deslizamiento en bloques sobre material blando y plástico

A menudo ocurre que rocas blandas y plásticas como arcillas, margas o lutitas son comprimidas por el peso de las rocas suprayacientes en el fondo de un valle o en excavaciones. El movimiento de las rocas blandas puede ser considerado como una deformación plástica a lo largo de muchos y pequeños planos de movimiento. Eso produce que bloques enormes de las capas subrayacentes se desprenden y se deslicen lentamente sobre ese material plástico.

c. 1 Movimientos de roca siguiendo planos PRE-existentes

Los deslizamientos de roca firme a lo largo de planos PRE-existentes difiere poco de la forma rotacional. En ese caso, el plano consiste en uno de estratificación; falla, diaclasa, clivaje, etc. El movimiento es relativamente lento hasta rápido y ocurre sobre todo cuando el plano de cizallamiento se lubrica. Las características mecánicas en el terreno son a menudo por la desintegración del bloque deslizado.

c. 2. Desprendimiento de rocas

Los desprendimientos de roca ocurren en pendientes muy empinadas. La meteorización a lo largo de planos existentes en la roca o la erosión originan el desprendimiento que se efectúa más o menos en caída libre.

d. 1. Solifluxión

La solifluxión es un tipo especial de flujo de tierra que se restringe a las zonas donde una parte del suelo queda congelado durante todo o mayor parte del año. Los suelos congelados se descongelan únicamente en parte durante el verano así que el hielo derretido, y el agua de lluvias saturan el suelo debido al subsuelo impermeable. Este proceso continúa hasta que ocurre una licuefacción debido a una saturación del suelo con agua, produciendo un flujo de tierra hasta en pendientes muy suaves. El movimiento ocurre según las condiciones del suelo y de la topografía en mantos o restringido en depresiones naturales como una corriente.

Se estima que este proceso es de suma importancia en la formación de muchos paisajes en particular donde la extensión tuvo lugar durante los primeros glaciales.

d. 2. Flujos de lodo originados por desastres naturales

Los flujos de lodo se originan cuando por un desastre natural se libera de un momento a otro una gran cantidad de agua. El agua se lleva en su peso todo el material que encuentre y se transforma en un flujo de lodo, que por su densidad más alta tendrá efectos todavía más desastrosos. Ejemplos son:
La ruptura de una presa, la quiebra de un lago, etc. Conocido es el ejemplo de Callejón de Huaylas (Perú) durante el sismo del 31 de mayo 1970. El deslizamiento en Cuenca La Josefina.

Descubrimiento de un deslizamiento durante la exploración de un sitio para la construcción de una represa.
1- granito, 2- areniscas, 3- calizas, 4- gravas, 5- lutitas deslizadas.

Factores que influyen en los movimientos de masa

La susceptibilidad a la remoción en masa de un suelo depende en primer lugar de sus características físicas, o dicho de otra manera de su resistencia contra la remoción en masa. Esta resistencia del suelo contra la remoción en masa proviene de dos fuentes:

1. La fricción interna
2. La cohesión
3. La presión de roca
4. La permeabilidad

La fricción y la cohesión dependen a su vez de otras características del material como se muestra en el gráfico siguiente:

Resistencia- Contra la Fuerza cortante — Cohesión y Fricción

- I Materia mineral
  - 1.- Granulometría
  - 2.- Textura
  - 3.- Mineralogía
- II Factores relacionados con la pedogénesis
  - 1.- Meteorización
  - 2.- Lixiviación
  - 3.- Estructura
  - 4.- Cementación
  - 5.- Incorporación Materias orgánicas
- III Condiciones de Humedad

De esta forma se llega a algunos suelos que por sus propias características son más o menos susceptibles a remoción en masa como p. e. Cenizas volcánicas y depósitos eólicos en general, sedimentos lacustres y suelos altamente lixiviados. Sin embargo, debe indicarse que en suelos con condiciones aparentemente estables según la posición fisiográfica (pendientes) se puede originar remoción en masa de considerable magnitud.

Diagrama de la fuerza cortante de algunas arcillas con diferentes contenidos de agua (según Goosen, 1972).

Finalmente se observa que una capa de vegetación forma generalmente la mejor protección del suelo contra la remoción en masa, pues le dá una consistencia mucho mayor. Sin embargo, en un clima tropical húmedo se encuentra, sobre suelos profundamente meteorizados, a veces hasta 70 metros, una remoción en masa bajo las raíces de la capa vegetal, además no todo tipo de vegetación es una protección contra remoción en masa, la vegetación de raíces superficiales no dan necesariamente una mayor cohesión del suelo pero un manto de agujas de coníferas tienen un alta retención de agua que puede producir un incremento considerable del proyecto.

LAS AGUAS DE ESCORRENTÍA Y SATURACIÓN

En capítulos anteriores hemos seguido el ciclo hidrológico desde que el agua se hallaba en fase de vapor en la masa de aire, pasando por su precipitación y evapotranspiración, hasta su infiltración en forma de agua subterránea. El ciclo se completa ahora con las aguas de escorrentía, que comprenden todos los flujos de agua superficial, ya sean los que corren por las vertientes o los que poseen un cauce fijo. El agua de escorrentía puede derivar directamente de una excesiva precipitación que no ha podido infiltrarse en el suelo o puede originarse por la salida al exterior del agua de saturación a lo largo de las líneas de intersección del nivel freático con la superficie del terreno.

Intentando escapar a niveles progresivamente inferiores y finalmente al mar, el agua de escorrentía llega a ordenarse en sistemas de drenaje, que podemos describir como áreas más o menos periformes limitadas por líneas divisorias, dentro de las cuales las vertientes y las redes ramificadas de cauces están ajustadas para disponer tan eficientemente como le es posible de las aguas de escorrentía y de su carga de partículas minerales, y de este modo erosionar progresivamente las superficies del terreno hasta lograr la meta del proceso de denuación, la formación de la penillanura poco elevada sobre el nivel del mar. La mayoría de los sistemas de desagüe poseen una salida restringida, generalmente la boca de una corriente principal, donde se reúne con una gran masa de agua. Por tanto, un sistema, un sistema de desagüe es un mecanismo de convergencia en el que se van adicionando las formas de escorrentía más débiles y difusas originándose cursos progresivamente más profundos y de actividad más intensa.

El estudio de los sistemas de drenaje nos pone en contacto con dos ramas de la ciencia, la hidrología. Gran parte del estudio del agua, particularmente en lo que atañe a las cantidades de agua implicadas en la escorrentía y a sus variaciones respecto a la precipitación, lo realizan los hidrólogos, qué están relacionados con la profesión del ingeniero civil. El estudio de las corrientes de agua en su erosión y transporte de materiales, para moldear las formas de los sistemas de drenaje parte de el estudio de hidrólogos y geólogos.

Escorrentía y Geomorfología

Para el estudiante de Geomorfología, la escorrentía es un tema de vital importancia, ya que de ella dependen los recursos básicos naturales sobre los que se apoya en gran parte la agricultura, desarrollo industrial y ele estudio de impacto ambiental. El agua d escorrentía mantenida en reservas o embalses asegura las necesidades de agua de los grandes centros urbanos; distribuida en lagos, canales abastece el agua de riego a las tierras áridas para hacerlas más productivas, como ocurre en la península de Santa Elena. A todas estas aplicaciones se adiciona la fuerza hidroeléctrica, en los lugares donde el desnivel del río es elevado; o las rutas de navegación fluvial donde apenas existen dichos saltos, caso del sistema fluvial el río Guayas, como es el caso del proyecto hidroeléctrico Daule-Peripa.

Al igual que en el agua subterránea los recursos disponibles de agua superficial están siendo explotados rápidamente en la áreas densamente pobladas. Se están dedicando mayor y mayor atención al modo de reducir las variadas formas de perdida de agua útil, haciendo aprovechables para usos productivos en una mayor proporción. En los países subdesarrollados, como Ecuador muchas d las mejoras que se persiguen en el campo de la economía agraria e industrial requieren el aprovechamiento de las reservas de agua superficial y subterránea. Si visitamos el Ingenio San Carlos en el sector de Milagro comprobaríamos que tanto el agua de los ríos y el agua subterránea es es utilizada en

Variedades en agua de arroyada

Las aguas de escorrentía que corren por las vertientes de los terrenos en forma de hilillos o riachuelos más o menos diseminados se denominan aguas de arroyada, en contraposición a las aguas encauzadas o cursos de agua, en los que el agua discurre por unos estrechos cauces delimitados por márgenes laterales. Dentro de esta amplia definición, las aguas de arroyada pueden adoptar diversas formas. En los lugares donde el suelo o la roca superficial es extremadamente lisa adopta la forma de una fina película continua de agua, denominada arroyada de manto, pero donde la tierra es áspera o con desniveles, el agua se desdobla en una serie de finos riachuelos que conectan unas depresiones llenas de agua con otras. En una vertiente cubierta por la hierba, el agua de arrollada se subdivide en un sinnúmero de delgados hilillos que discurren por entre los tallos. Incluso en las lluvias fuertes y prolongadas, las aguas de arroyada que descienden cada vez en mayor cantidad por las vertientes cubiertas de hierba son invisibles para el observador casual. En las vertientes cubiertas de espeso bosque que poseen un grueso manto de hojas caídas, ramas y troncos, el agua de arroyada discurre casi enteramente oculta bajo esta cobertera.

En una situación intermedia entre el agua de arroyada y el agua encauzada se haya la arroyada en surcos, que puede erosionar las superficies de las colinas mediante la excavación de un sistema de largos canales paralelos. En algunos casos, estos surcos son fenómenos meramente estacionales desarrollados durante los periodos de lluvias torrenciales como lo que ocurre en el Valle del río Guayllabamba en el sector de Ozocoto al norte de Quito. La arroyada en surcos puede representar de hecho un cambio permanente causado por la deforestación o el cultivo, en el que nuevos cauces estén en proceso de formación.

El cauce de las corrientes superficiales

El cauce de una corriente de agua puede considerarse como un largo y estrecho canal tallado por la fuerza del agua mediante el que se hace más efectivo el movimiento de la misma y de los sedimentos aportados desde la Cuenca. Los cauces pueden ser tan estrechos que pueden pasar unos por encima de otros, o llegar a 1.5 Km de ancho en los grandes ríos como el Amazonas. Si consideramos que toda la gama de anchuras de cauces naturales puede estar comprendida entre 30 cm y 1.5 Km, que la diferencia puede llegar a ser hasta 5000 veces.

Los ingenieros hidráulicos que deben medir las dimensiones del cauce y la cuantía del flujo han adoptado una serie de términos para describir la geometría del cauce. La profundidad se mide en metros o pies y se considera en cualquier lugar como la distancia vertical desde la superficie hasta el fondo. La anchura es la distancia a través del río desde una orilla hasta la otra. El área transversal, A, es el área en metros cuadrados o en pies cuadrados de una sección transversal del río medida en un punto determinado del mismo. El perímetro de mojado P, es la longitud de la línea de contacto entre el agua y el cauce medida en la sección transversal. Una característica importante de las corrientes es el radio hidráulico R, que se define como el cociente entre el área transversal A y el perímetro de mojado P, es decir , $R=A/P$. Otra importante relación que define la geometría del cauce es la relación de forma, definida como la razón existente entre la profundidad p, y la anchura, a, o sea, p/a. La relación de forma se expresa como fracción del siguiente modo: 1/100 ó 1:100, que significa que el cauce es 100 veces más ancho que profundo.

Finalmente una medida sumamente importante es la pendiente, S, (o gradiente), que es el ángulo que forma la superficie del agua con el plano horizontal. La pendiente puede medirse en metros por kilómetro o bien por milla. Así una pendiente de 5 m por Km significa que la superficie del cauce desciende 5 m respecto a la vertical en cada Kilómetro horizontal. La pendiente también puede expresarse en tanto por ciento, modalidad muy usada en ingeniería. Un gradiente de 3% ó 0.03, significa que la pendiente del río desciende 3 m cada 100 m de recorrido horizontal.

MORFOLOGÍA FLUVIAL

Lejos de ser sistemas de eliminación de exceso de escorrentía, los ríos son importantes agentes del moldeado terrestre, los principales transportadores de materia mineral desde las tierras a los océanos. Este papel erosivo no es solo de interés para el geomorfólogo, que estudia las formas del moldeado, sino que también lo es para el estudiante de geología histórica que deben interpretar los estratos sedimentarios de eras geológicas pasadas que, en muchas ocasiones, son depósitos originados por los ríos a partir de antiguas masas continentales.

La naturaleza nos confronta con una gran variación de diferentes ríos que además cambian continuamente en su apariencia. Las características de un río dependen de una cantidad de factores como p. e. el régimen del río, el gradiente y el material de que consiste el lecho. Los cambios continuos del lecho de un río se relacionan sobre todo con el carácter dinámico del movimiento del agua y de sedimento. Además, el caudal del río cambia a menudo, lo que causa también cambios en la forma del lecho.

El caudal de un ríos puede variar considerablemente, cuando ocurre una precipitación sostenida, la magnitud de las variaciones depende del tipo de régimen y de la superficie de la cuenca. Generalmente se diferencian los ríos en dos grupos según el régimen. El primero recibe la mayoría de sus aguas debido a cambios de temperatura estacionales, mientras que el otro tipo depende de la precipitación en la cuenca hidrográfica. Es el último tipo que conoce las mayores diferencias dentro del régimen caudal y a ese tipo pertenecen también todos los grandes ríos de Ecuador.

Tanto en el plano occidental como oriental de la cordillera de los Andes Ecuatorianos, las precipitaciones ocasionan incremento del caudal de los ríos y generalmente en la época lluviosa estos provocan inundaciones y daños a las vías de comunicación, principalmente.

La superficie de la cuenca se relaciona de manera inversamente proporcional con los cambios máximos en el caudal. La tabla da una impresión de las variaciones que pueden ocurrir.

Cuadro 4 Variaciones del caudal en una misma cuenca

Río	Superficie de La cuenca Km^2	Caudal Min. m^3 / Seg.	Caudal Max. m^3 / Seg.	Relación Min. y Max.
Rin	160.000	500	12000	1:24
Magdalena (Neiva)	16.500	84	6090	1:72
Río Negro (Cundina Marca)	3.500	7	2964	1:423

La descripción de los fenómenos se dificultan enormemente por las variaciones del caudal. Se han hecho muchos intentos de aproximación de un caudal constante que sería responsable para la mayoría de los procesos activos en el río (caudal dominante: de Vries, 1972, Prins and de Vries, 1971), sin embargo, este procedimiento se tropieza con grandes dificultades. Las variaciones del caudal originan una dependencia del tiempo de varios parámetros del río como el nivel del hecho, al ancho del río, la velocidad del flujo y su distribución. Se comprende ahora que el caudal dominante, definido como un caudal constante, no puede representarse como una dependencia con el tiempo, la única esperanza es que varios parámetros se encuentren en un valor promedio utilizando el caudal dominante.

EL DINAMISMO DE CORRIENTES FLUVIALES

Últimamente se hacen muchos estudios relacionados con el flujo del agua en ríos y quebradas para tener una mejor idea sobre el proceso de la erosión fluvial.

La velocidad del agua de una corriente fluvial está dada por la fórmula de Chezy (ya establecida en 1775);

$v = CVR* I$, en la cual

v = La velocidad media

C= El coeficiente de rugosidad del lecho

V=............

R= El radio hidráulico o sea el cociente del área del caudal (s) por su perímetro (p)[10].

I= La independiente.

Por mecánica de fluidos se conoce que el flujo de las aguas puede ser tanto laminar a turbulento ocurre cuando la velocidad excede una cierta velocidad crítica que se alcanza con el número de Reynolds (Re) de aproximadamente 500.

Tipos de flujo en canales abiertos

Subcrítico – laminar	$Re < 500$
Subcrítico – turbulencia	$Re > 2000$

Ahora es necesario inmaginar que la velocidad del flujo de una corriente fluvial no es igual en todas partes. Así por ejemplo, cerca del fondo y también cerca de los lados del lecho, la velocidad queda disminuida por la fricción contra las paredes. Alejándose de esta zona la velocidad aumenta primero rápido y después más gradualmente. De esta manera al mirar la velocidad de la corriente en un río se distingue una capa fronteriza con flujo claramente más lento en las orillas que la velocidad en el sector medio de la corriente. El flujo en esta capa fronteriza puede ser tanto laminar como turbulento y en general se subdividirá en una parte laminar, muy cerca de los límites del flujo y en una parte turbulenta más lejana.

$R = \frac{S}{P}$; Cuando el río es muy ancho $\frac{S}{P}$ (radio hidráulico equivale Aproximadamente a la profundidad).

Irregularidades del fondo del lecho, tan normales en toda corriente fluvial, intervienen en el modelo descrito arriba.

Por razones prácticas se considera el flujo en cada corriente fluvial enteramente turbulento, pero ahora ya podemos notar la influencia de los parámetros en el dinamismo de corrientes fluviales, siendo la velocidad y el radio hidráulico (o profundidad del río) los que tienen gran importancia en los estudios de la erosión fluvial.

LA POTENCIA DE CORRIENTES FLUVIALES RELACIONADA CON EL PÉRFIL LONGITUDINAL.

La potencia para erosionar una corriente fluvial es consecuencia de la pendiente del cauce. Cada masa de agua que se desplaza pendiente abajo obtiene una cierta potencia. Esta potencia se puede considerar como potencia bruta del agua y se relaciona directamente con la cantidad del agua que pasa cada segundo por un cierto punto, ó expresado en fórmula:

$P = S*\overline{V}^{3}$

P= Potencia bruta

S= La superficie mojada

V= La velocidad media

Ahora el agua pierde una cantidad de potencia absorbida por rozamiento, tanto interno como el fondo. Además, el transporte de material absorbe potencia. Todo ello nos conduce a definir la potencia neta que será igual a la potencia bruta menos la potencia absorbida por rozamiento y transporte. La potencia neta puede ser positiva, negativa o cero.

Cuando la potencia neta es positiva, habrá una cantidad de potencia disponible para que la corriente fluvial arrastre material y lo lleve en transporte. Eso implica que la corriente esta excavando su cauce, cuyo resultado será una disminución de la pendiente y por consiguiente una pérdida de potencia. Cuando la potencia es negativa, la corriente aparentemente lleva demasiada carga y depositará parte de ella en el sitio que la potencia neta sea cero.

En ambos casos este proceso se prolonga hasta que se produzca una situación de equilibrio en la cual la potencia neta será cero. Eso no quiere decir que en este punto no habrá erosión ni sedimentación, pero si que la cantidad de material transportado y arrastrado equivale a la cantidad sedimentada. En el punto donde ocurre esta situación hallamos lo que se llama pendiente de equilibrio. En el desarrollo morfológico de un río, cada punto de su trazado se dirigirá hacia este equilibrio llegando finalmente hasta un perfil longitudinal del río que se encuentre enteramente en esta situación.

Alcanzar el perfil de equilibrio no implica que no habrá más modificaciones en el perfil longitudinal del río, ya que el río siempre obtendrá carga en la parte alta de su cauce (erosión) y siempre depositará material en el mar (sedimentación). Unicamente en el caso de que la energía del río se utiliza para llevar el agua y no más que el agua hasta el mar no habría más modificaciones en el perfil longitudinal, pero eso implicaría un gradiente muy pequeño que en la práctica no ocurre.

En el desarrollo del perfil de equilibrio cada punto del río es móvil y se establece en relación con los otros puntos del río según la potencia y la carga de este. Sin embargo, existe un punto fijo para el perfil que se elabora en función suya; este es el punto de la desembocadura del río en el mar. Este punto se denomina como el nivel de los océanos por debajo del cual la tierra firme no puede ser erodado por corrientes de agua.

El perfil longitudinal de un tributario de un río o de un río que desemboca en un largo se establecerá sin embargo, en función del punto de su desembocadura. Este punto es por lo tanto también un nivel de base pero dado sus características se puede denominar como un nivel de base local o mejor todavía un nivel de base transicional. La palabra transicional ya indica que por el momento el punto puede ser el nivel de base de un río, pero que en el transcurso del desarrollo Geomorfológico se adaptará a las nuevas condiciones.

F. 11 Diagrama de erosión sedimentación en relación con el diámetro de las partículas y velocidad del agua.

3.3 PATRONES DE DRENAJE

Con el patrón de drenaje se indica la configuración de un río o un sistema de drenaje como el que se aparecerá visto desde un avión, (Leopold, 1964).

Los patrones de drenaje se describen en términos descriptivos como dendrítico, paralelo, anostomosado etc.

En la naturaleza se diferencian los patrones de drenaje originados por ríos erosionables y por ríos deposicionales.

Entre los patrones erosionables tenemos:

- Dentríco, sub-dentríco
- Paralelo, sub-paralelo
- Radial
- Anular
- Enrejado o trellis
- Rectangular o angular
- Anostomosado
- Otros

Los primeros dos patrones (dendritico y paralelo) tienen sus formas intermedias (subdendrítico y subparalelo) que indican normalmente condiciones homogéneas del área drenada. El patrón paralelo se forma en áreas donde existe o existió una pendiente regular y constante. De suma importancia en la evaluación de estos patrones es el estudio de la densidad.

Fig. 12 PATRONES DE DRENAJE

La densidad del drenaje nos dice mucho del grado de uniformidad del patrón. Ambos factores dan indicaciones respecto a las condiciones litológicas del paisaje.

Los demás patrones erosionales normalmente con un control geológico impuesto al drenaje por la erosión diferencial de las rocas.

Los ríos deposicionales se clasifican según su patrón, en meándricos, trenzados y rectos, aunque existen muchos que muestran en tramos relativamente cortos característicos a veces de dos o tres patrones.

Debido a que un río se desarrolla libremente muestra pocas veces un lecho recto durante una distancia más grande que diez veces su anchura, únicamente se tendrá en cuenta los patrones meándricos y trenzados.

El río meándrico se distingue por la relación existente entre la longitud del lecho y la longitud del valle, lo que se denomina la sinuosidad. Ríos que tienen una sinuosidad mayor a 1,5 se clasifican como meándricos. Aparte de esta condición parece que no obstante las irregularidades, existe una gran relación en las propiedades geométricas de los meandros de diferentes ríos. La fig. 19 muestra la relación entre la longitud de un meandro (L) y la anchura del lecho (B) y además la relación entre L y el radio promedio de las curvaturas.

Fig. 13 CARACTERÍSTICAS DE LOS MEANDROS (Según Leopold et al)

Los ríos trenzados se caracterizan por frecuentes bifurcaciones de su lecho en diferentes canales que se unen nuevamente aguas más abajo.

Más importante sin embargo, es la información derivada de esta clasificación, la diferenciación entre ríos meándricos y trenzados se hace sobre una relación entre el gradiente del río y su caudal que corresponde con el nivel máximo en el lecho. Además, de esta diferenciación entre los ríos meándricos y trenzados existen todavía unas características típicas para uno u otro río. Para que se forme un meandro debe existir un cierto estado de equilibrio entre la pendiente, el caudal, la carga y la resistencia de las márgenes (Derruau, 1966), lo que implica que las fluctuaciones en caudal no serán muy grandes y la carga de sedimento debe ser más o menos constante. El río trenzado a su vez se caracteriza por las fluctuaciones importantes de la frecuencia en su caudal regular.

Con su caudal en iguales condiciones, el río meándrico tendrá un menor gradiente que el trenzado (Véase fig. 20); De lo que podría deducirse que el primero transporta material más fino que el segundo. Sin embargo, la exactitud de tal afirmación es relativa, ya que un río como el Magdalena, con características típicamente trenzados transporta en su parte baja grandes cantidades de material fino en suspensión.

Fig. 14 PATRONES DEL RÍO (Según Leopold et al).

La diferencia en el camino lateral del cauce constituye un factor de mucha importancia. En el caso de un río meándrico existe una relación entre la amplitud de los meándros y la longitud de un meandro. Si la amplitud excede el valor de la relación, el río normalmente estrangulará este meandro, lo que restringe los movimientos laterales del cauce. En el caso de un río trenzado podemos observar desplazamientos considerables en una dirección lateral.

EROSIÓN FLUVIAL

Las corrientes fluviales erosionan de varias maneras, que dependen de la naturaleza de los materiales del cauce de la pendiente y de los materiales que arrastre la corriente. Por sí sola, la fuerza del agua en movimiento, chocando con el fondo y ejerciendo sobre el una acción de arrastre, pude erosionar los materiales aluviales mal consolidados, tales como arena, grava fina y arcilla, mediante el proceso denominado acción hidráulica. Donde las partículas de roca transportadas por la veloz corriente golpean contra las paredes del cauce formadas por rocas, arrancan pedazos de las mismas. La rodadura de los guijarros y cantos sobre el lecho del río los machaca y rompe en granos más pequeños, estableciendo una gran variedad de tamaños de granos. Estos procesos de desgaste mecánico se reúnen bajo la denominación de corrosión o absorción, que es el principal medio de erosión de un lecho rocoso demasiado resistente para ser afectado por simple acción hidráulica. Finalmente, los procesos químicos de meteorización de las rocas como las reacciones ácidas y disoluciones, son efectivos para la remoción de la roca del cauce del río y se designan bajo el nombre de corrosión. Los efectos de la corrosión son muy acusados en la caliza, roca dura y no fácilmente atacable por la abrasión, pero que reacciona rápidamente ante la acción del ácido carbónico en disolución con el agua de los ríos.

Unas formas interesantes originadas por la abrasión del río son los pilancones ó marmitas de gigante, oquedades cilíndricas excavadas en el lecho rocoso por una corriente rápida (figura). Las dimensiones de los pilancones oscilan entre unos pocos centímetros y varios metros, pudiendo tener los más grandes unos cuantos metros de profundidad. A menudo en el interior de las marmitas de gigantes suelen encontrarse una piedra esférica ó disciforme que evidentemente es el instrumento con el que son cavadas dichas cavidades. La corriente espiral de agua que tiene lugar en el interior del pilacón origina el movimiento de rotación de la piedra en la base de la oquedad perforando así gradualmente la roca. La abrasión crea otras muchas formas, tales como cascadas, cavidades en la base de estás, etc., que prestan variedad al cauce rocoso de los rápidos ríos de montaña.

El ciclo de erosión

El ciclo davisiano

En una cordillera los ríos se erosionan profundamente por el gran poder erosivo del agua, mientras también los otros procesos de degradación serán activos en los interfluvios. Cuando este proceso se continúa en el tiempo, el fuerte relieve de la cordillera disminuirá. El relieve será más suave y redondeado, la red de drenaje se habrá jerarquizado, pero sin embargo, continuará la degradación del relieve. Este proceso continua hasta que hemos llegado a una llanura en donde ya no existen diferencias de relieve de el agua importancia, una llanura que se denomina penillanura. Cuando en este momento la región es bruscamente levantada o si desciende el nivel de base, la excavación de los ríos comienza y el relieve se renueva. En este momento se ha cerrado el ciclo de erosión como nos fue enseñado por el geomorfólogo americano W.M. Davis.

La teoría de Davis se fundamenta principalmente en tres fases:

1. Formación del relieve; Normalmente de origen geológico y el un periodo relativamente corto.
2. Degradación del relieve; Los procesos erosivos degradan el relieve originado en la fase anterior. Es un periodo geológicamente tranquilo y se desarrolla en un periodo largo. El proceso termina cuando ha desaparecido todo el relieve y se formó la penillanura.

Fig. 15 El clásico ciclo de erosión según Davis.

3. Rejuvenecimiento del proceso: un cambio brusco del nivel de base generalmente de origen geológico (levantamiento de la región) y una regeneración del relieve por los procesos erosivos.

Los paisajes se desarrollan según este concepto por fases que se denominan como estado de juventud, madurez y vejez.

El trabajo de Davis fue fuertemente criticado. El origen de esto se debe en primer lugar a la simplificación que se da al desarrollo morfológico en esta teoría. Además la geomorfología se desarrollo más bien como una ciencia en la *cual se estudio el "como" y "porque" en forma regional sin tratar de encontrar conceptos universales. Sin embargo,* el trabajo de Davis fue el primero en darnos una idea sobre el complejo de construcción y degradación del relieve.

El desarrollo conjunto de los procesos de erosión y sedimentación

En una región de relieve pronunciado los ríos principales se erosionan rápidamente e incisan valles profundos dentro de la cordillera debido a su alto poder erosivo (mucho agua y gran pendiente). Desde el valle incisado se desarrollarán las quebradas por una erosión regresiva.

En un principio la red de drenaje será constituida por unos ríos principales (colectores) y una gran cantidad de tributarios cortos con gradientes muy altas y cauces bastante rectos. Los valles principales son caracterizados por su forma de V. En los interfluvios la erosión será principalmente por deslizamiento debido al relieve fuerte ya algo por escorrentía difusa. El hecho más notorio es el desequilibrio que existe entre los valles principales de los tributarios (Estado de juventud). Posteriormente son sobre todas las quebradas que se desarrollan. La incisión de las quebradas sigue, algo más rápido debido al tamaño de la cuenca y la erodibilidad de las rocas (erosión diferencial). De tal forma ocurrirán capturas por retrocesos de las cabeceras y el drenaje se quedará más jerarquizado. En general el relieve se suavizará y sobre todo en los valles más grandes se perderá la forma típica de V. Las vertientes tienden a desarrollar una parte convexa en la parte alta V cóncava en la parte baja. A menudo los ríos principales ya no pueden transportar todo el material aportado por sus tributarios y habrá sedimentación en los valles hasta adentro del ámbito de la cordillera. Estos ríos muestran entonces el patrón típico de un río trenzado.

Debido a las pendientes menores, la meteorización química aumentara en importancia en los interfluvios y los procesos de remoción en masa obtendrán una función más grande en el proceso de degradación.

La mayor parte del material erosionado ha sido transportado a zonas bajas

Únicamente las cimas más altas quedarán como montañas aisladas en este mar de material aluvial.

Una vez que se ha obtenido una red de drenaje bien jerarquizado y que a la vez se perdieron las pendientes fuertes con sus valles característicos de forma V, se ha obtenido el estado de madurez en la formación del paisaje.

Fig. 16

A continuación el relieve disminuirá aún más y por la erosión diferencial de las rocas se obtendrá una máxima expresión de la geología en la morfología.

Al final del proceso el relieve termina de atenuarse y el paisaje será redondeado y bajo o casi plano con algunas montañas que quedaron en esta penillanura como restos aún no erodados.

Fig. 17

Modificaciones sobre el ciclo de erosión

La complejidad del paisaje actual se debe al hecho de que en la práctica el famoso ciclo davisiano de erosión nunca transcurre con toda tranquilidad. A menudo se originan factores sean locales o regionales que interfieren en el ciclo y que dejan por lo tanto sentir sus influencias sobre el moldeado del paisaje.

Los factores que modifican el ciclo de erosión son:

1. Levantamientos geológicos
2. Cambios climáticos
3. Cambios de régimen fluvial

1. Los levantamientos geológicos pueden ocurrir de una forma local o regional, pero en cada caso significará un cambio del nivel de base de erosión y por lo tanto implicará un rejuvenecimiento de la erosión en el bloque levantado.

2. Cambios climáticos: sobre todo en la historia más reciente (los últimos 2 millones de años) hemos vivido en la tierra grandes cambios climáticos. Estos cambios influenciaron en primer lugar el nivel de los océanos y por lo tanto el nivel de base. Además los cambios de clima se dejaron sentir también en los cambios en el caudal de los ríos, el

cual a su vez se relaciona con el régimen de erosión y sedimentación del cauce y áreas aledañas. En este aspecto se puede decir que periodos fluviales ocasionaron en general un rejuvenecimiento del ciclo erosivo.

3. Cambios de régimen fluvial: aparte del caso mencionado anteriormente, un cambio de régimen fluvial puede tener dos causas. La primera causa y posiblemente la más común en el caso de captura. Cuando un río por erosión de retroceso capta una parte de una cuenca que pertenecía a otro río, cambiará bruscamente su caudal y eso resultará en un rejuvenecimiento dentro de su propio valle.

Otra causa muy común en los países andinos se relaciona con el volcanismo. Debido a la actividad volcánica se encuentra en la cordillera grandes cantidades de material suelto y fácilmente erosionables como las cenizas y tobas volcánicas. Según la disponibilidad de este material los ríos transportan poco o mucho sedimento así que todo régimen de sedimentación y erosión depende de esta disponibilidad de material volcánico. Este fenómeno es importante porque la actividad volcánica ocurrió alternativamente con más y menos intensidad. Paisajes de este tipo son fácil obtener en la vía Panamericana que une a Quito con Ibarra.

Terrazas

Un rejuvenecimiento de la erosión por un movimiento negativo del nivel de base o por otra razón, producirá una incisión del río en su lecho. En este caso es posible que el río erosionara por completo su antiguo valle, pero igualmente es posible que en el paisaje quedan restos testigos de esta antigua llanura por donde corrió el río, estos restos de erosión son terrazas.

Las terrazas son formas planas que muestra un antiguo nivel de río. Al lado del río la terraza es limitada de otras terrazas o del actual nivel del río por una escarpa. Sobre la terraza podemos encontrar una capa de material aluvial depositado allí por el río (terraza de acumulación) pero también es posible que la terraza está tallada en las rocas (terraza de erosión). Como se trata de restos de erosión no es necesario que encontremos la misma terraza a ambos lados del valle, y tampoco es necesario que la encontremos a lo largo de todo el valle.

Fig. 18

Observando el perfil longitudinal del río se comprende que por colmatación es posible que una terraza en la parte alta de la cuenca se encuentra enterrada debajo aluviones más recientes.

El estudio de las terrazas es sobre todo de importancia en la determinación de la historia de un valle y su relación con actividades relacionadas a fallas activas.

Dentro de la cordillera, a menudo, la observación de las terrazas es más difícil debido a la alta energía del relieve y ls valles angostos, la erosión será más efectiva y dejará menos vestigios del antiguo lecho del río. Sin embargo, se podrán observar indicaciones para el rejuvenecimiento.

Muy típicos aspectos son las pendientes del valle con un hombro. La parte superior al hombro nos indica el valle antiguo dentro del cual se erosionó, entonces el valle nuevo está caracterizado todavía por su forma de V. Otra dirección es el hallazgo de suelos paleosuelos con un perfil que muestra un desarrollo pedogenético que no coincide con el aspecto de juventud del paisaje. Normalmente los paleosuelos se encuentran en las partes más altas donde han sido preservados de la erosión.

Foto 9

EL TRANSPORTE FLUVIAL

La carga de una corriente puede ser transportada de tres formas. La materia disuelta es transportada invisiblemente en forma de iones químicos. Todas las corrientes llevan sales disueltas resultantes de la descomposición de las rocas. La arcilla y la arena fina son transportadas en suspensión, es decir, mantenidas por los elementos ascendentes del flujo en los turbulentos remolinos de la corriente. Está fracción de materia asi transportada se denomina carga en suspensión. La arena, la grava y los fragmentos todavía mayores quedan confirmados en la base del cauce constituyendo la carga de fondo y se desplazan por rodadura, deslizamiento o saltos bajos ocasionales.

Incluir gráfico

La carga total transportada por la corriente varía enormemente en cantidad total y en el tamaño de los fragmentos, ya que depende de la descarga y del nivel del río. En épocas de crecida, cuando en los grandes ríos se originan velocidades de hasta 6 m/seg o más, el agua se enturbia debido a la carga de material que lleva en suspensión. Los cantos rodados de gran tamaño, si el gradiente del río es acusado, pueden llegar a desplazarse sobre el lecho. Frederick S. Dellenbaugh, miembro de la tripulación del mayor Powel, que atravesó el Gran Cañón descendiendo por el río Colorado en 1871 y 1872, escribió que mientras descansaban por la noche en la orilla del río, podían oír los secos y atronadores impactos que causaban los grandes cantos al rodar por el fondo del cauce en los rápidos del río.

La acción hidráulica de las aguas de crecida es capaz de arrastrar en poco tiempo enormes cantidades de materiales no consolidados. El agua no solamente profundiza el cauce, sino que, además, socava las márgenes y origina el desprendimiento de grandes masas de aluviones que son rápidamente disgregadas y entran a formar parte de la carga del mismo. Este proceso, denominado excavación de las márgenes, es una importante fuente de sedimentos durante los periodos de crecidas del río y se asocia a los rápidos desplazamientos laterales que experimenta el cauce del río en las partes externas de los meandros.

El transporte y el arrastre dependen en primer lugar de la velocidad del flujo. Además la profundidad del cauce influye sobre la carga de material en transporte. Estudios realizados en varios ríos demuestran que con velocidades menores a 0.75 m/s, el material en transporte disminuye con un aumento de la profundidad. Cuando la velocidad es mayor a 0.75 m/s, ocurre lo contrario y la capacidad de carga aumenta con mayor profundidad, (Leopold et al, 1964).

EQUILIBRIO DEL RÍO

El estado de madurez se alcanza cuando la corriente ya ha completado su periodo de rápido excavado y ha suavizado su gradiente. Se halla entonces en el estado de equilibrio, durante el cual la cantidad media de materiales rocosos que van a parar al río procedentes de la destrucción de todos los afluentes y de las vertientes de estos es igual a la velocidad media a la que el río puede transportar la carga. En otras palabras, la capacidad de carga del río se satisface con los materiales a él aportados.

El perfil longitudinal, que representa el cauce del río desde su nacimiento hasta la desembocadura, se denomina perfil de equilibrio (Fig. 18). Puede decirse también que la corriente está nivelada, que significa simplemente que ha alcanzado su perfil de equilibrio.

Es importante tener en cuenta que el equilibrio entre la capacidad de carga de la corriente y la carga total transportada es solo como una condición media en periodos de muchos años. Como ya se ha explicado, los ríos excavan sus cauces en los periodos de crecida y depositan su carga cuando el caudal es bajo. Debido a esto, una corriente raramente está en equilibrio en un momento dado, pero en largos periodos de tiempo, la corriente nivelada mantiene su nivel reponiendo los sedimentos del cauce que fueron removidos por la excesiva energía del agua en las épocas de crecida.

Cuando se ha conseguido este estado de equilibrio, la corriente sigue excavando la parte cócava de las márgenes. No puede continuar excavando el fondo sin que se destruya la condición de equilibrio, pero la erosión lateral no afecta materialmente el equilibrio.

DESARROLLO DEL LECHO DE INNUNDACIÓN

Deposiciones aluviales

Agradación es el proceso constructivo sobre la superficie terrestre por deposición, esta puede ser de agua, aire o hielo. Nos interesa en primer lugar la deposición de corrientes de agua, también conocidas como deposiciones aluviales.

Las principales causas de deposición se presentan cuando:

1. El río pierde su capacidad de transporte
2. Cuando los tributarios llevan más material hacia la corriente principal que su capacidad de transporte.

La pérdida del poder de transporte de un río tiene varios orígenes

1. La disminución de la velocidad debido a:

a. El cambio de gradientes
b. Obstáculos
c. Diseminación del agua
d. Pérdida de agua

2. Por la cesación de flujo

La llanura de desborde es una zona de terreno casi plano y bajo que se forma en las dos márgenes del río y que es inundable durante los desbordes de este (Leopold et al, 1964). Su formación se debe a los desplazamientos laterales del río (erosión) y a la sedimentación dentro del cauce durante los periodos de desborde.

La llanura de desborde está caracterizada por la presencia de los siguientes fenómenos:

a) Lecho del río
b) Cauces abandonados debidos a la estrangulación de un meandro. Los cauces abandonados se caracterizan por su forma semilunar y pueden presentarse como lagunas dentro de la llanura de inundación o ellos se llenaron con material turboso y sedimentos muy finos. Su drenaje es generalmente muy malo.
c) Complejos orillares: barras de una forma semilunar en la parte convexa (interior) de un meandro. Estas barras se originan debido al desplazamiento de la línea del flujo máximo hacia la parte cóncava de un meandro y una disminución de flujo en la parte convexa acompañada por una sedimentación. Las barras constan de material relativamente grueso y tendrán por consecuente un drenaje bastante bueno.
d) Diques naturales: diques a ambos lados del río formados por la sedimentación del material más grueso durante los desbordes del río. Constituyen la parte más alta de la llanura de desborde y por consecuencia tiene generalmente un drenaje perfecto.
e) Vertederos y deltas de desplazamiento: los Vertederos son brechas en los diques naturales originados durante el desborde del río, mientras que los deltas de desplayamiento son construidos detrás del vertedero y forman la conexión entre el dique y las zonas bajas. Su morfología se parece mucho a los deltas de ríos. Su drenaje es imperfecto cerca de los diques hasta malo cerca de las zonas bajas inundadas.
f) Basines: Zonas más bajas entre los diques naturales y el límite del valle o las terrazas. Es la zona que después de las inundaciones queda mucho más tiempo inundada y por donde se depositan los sedimentos más finos. Debido a su posición topográfica y al material depositado allí el drenaje es malo hasta muy malo.

Fig.

Las pruebas inmediatas de que están alcanzando las primeras fases del estado de madurez del río es el comienzo del desarrollo de un valle de fondo horizontal. Cuando se ensancha un recodo del río, el cauce se erosiona por la parte externa de la curva mientras que construye una franja de terreno relativamente llano en la parte interior de la misma denominada lecho de inundación (fig. 19). Este lecho está formado por barras compuestas en gran parte por arena y grava transportadas como carga de fondo arrastradas desde las partes externas de la cuenca de drenaje inmediatamente río arriba. La inundación de este lecho, que tiene lugar generalmente una vez por año, hace que se deposite sobre su superficie arena fina y arcilla que, a la vez incrementa la altura del lecho y cubre los aluviones de mayor tamaño.

Al seguir actuando la erosión lateral de la corriente, las fajas del lecho de inundación se va ensanchando y se unen para formar franjas más o menos continuas a uno y a otro lado del cauce. Las curvas del río son ahora mayores y más redondeadas. En este caso las curvas reciben el nombre de meandros. Al seguir progresando el desarrollo del valle, el lecho de inundación llega hacer lo suficiente ancho como para que los meandros puedan acomodarse a él sin limitar su forma. El río ha pasado entonces del periodo de madurez temprana al de madurez plena.

La fase de madurez temprana de un río es importante desde el punto de vista Geomorfológico. En el lecho de inundación, aunque estrecho, se pueden construir vías y líneas férreas. El perfil nivelado del río garantiza la escasa pendiente que poseerá la carretera. La agricultura, imposible en las escarpadas vertientes de un valle joven, pueden ya desarrollarse en las estrechas franjas del lecho de inundación. A medida que aumenta la madurez del río, el valle donde se forma el lecho de inundación adquiere mayor importancia como zona productiva y es poblado por un número de habitantes relativamente mayor que el que vive en las áreas altas existentes entre los valles. Además, la ausencia de rápidos en el curso del río hace que la navegación sea factible, si bien los ríos en su fase de temprana madurez necesitan de esclusas para asegurar la navegabilidad.

Después de que un río ha alcanzado su plena madurez, su principal actividad es ensanchar el echo de inundación. Al final, el lecho de inundación alcanza una amplitud varias veces superior a la del diámetro del meandro. Por diámetro del meandro se entiende la porción de terreno comprendida entre dos líneas trazadas por las orillas del río de tal modo que unen los puntos más exteriores del meandro. Algunos geomorfólogos consideran que un río ha alcanzado su estado de senectud cuando el lecho de inundación es un número determinado de veces (5 a 8) más ancho que el diámetro del meandro. Como es una apreciación artificial, sirve de poco para reconocer el estado de senectud. Por tanto, en la práctica el ingeniero hidráulico suele designar a estos ríos de grandes meandros y lecho de inundación muy desarrollado con el nombre de ríos aluviales.

La última meta a la que tiende a llegar el perfil de un río es adoptar la forma de una gran llanura ideal situada a nivel del mar. Por debajo de este nivel, que los geólogos denominan nivel de base, ya no podrían continuarse profundizando los valles. El punto de desembocadura de un río en el mar está en el nivel de base. Aunque teóricamente el resto de corriente podría alcanzar al final el nivel de base, todos los ríos aluviales poseen un ligero gradiente debido al lecho de que las tierras que lo proveen de agua están sobre el nivel del mar.

Origen de la erosión y sedimentación en la llanura de inundación

El proceso de erosión y sedimentación en la llanura de inundación es bastante complejo. No obstante quedan aún muchas dudas por ejemplo sobre el origen de los meandros en un río. El flujo del agua en el río nos explica bastante bien el desarrollo y origen de los patrones de erosión y sedimentación asociados.

El desplazamiento lateral y la emigración, aguas abajo en un meandro se explica por el desplazamiento de la línea de flujo máxima en el río. La línea de flujo máxima no coincide con la parte central del cauce sino que tiende hacia las orillas cóncavas, (exterior). Este desplazamiento no es exactamente en la fase de formación de las curvas del río pero viene un poco más tarde. Eso nos explicaría una erosión en la curva exterior tanto por erosión por socavación y un deslizamiento posterior de la orilla. Está erosión resultará entonces en una emigración de la curva hacia fuera y la dirección general del flujo (aguas abajo).

El desplazamiento de la tierra de flujo máxima trae como otra consecuencia una disminución de la velocidad del flujo en la parte convexa de la curva (parte inferior). Además hay que observar que el transporte máximo de material no experimenta el mismo desplazamiento que la línea de flujo máxima, lo que resulta en un exceso de carga en la parte interior de la curva y un defecto de carga en la parte exterior. La consecuencia lógica es una sedimentación en la parte convexa de la curva.

El desplazamiento de la línea de flujo máxima se debe a las fuerzas centrífugales, que también originan un nivel de agua ligeramente superior en la cóncava de la curva que trae como resultado un flujo de agua de lado cóncavo hacia la orilla convexa en la superficie y uno en sentido opuesto por el fondo, formando una corriente helicoidal. Esta corriente sería responsable por la pendiente suave de la orilla al lado convexo (de Vries, 1972).

Las irregularidades en el lecho, las fluctuaciones en el caudal y la exageración de las curvas por erosión excesiva son las causas que el patrón no será perfectamente sinuosidad y de que el río corte sus propios meandros dejando cauces abandonados. Estos cauces abandonados se tapan rápidamente con sedimentos gruesos por una disminución rápida de la velocidad del flujo en ellas y se separan así del río quedando lagunas que posteriormente se rellenan con sedimentos finos obtenidos durante desbordes y con turba por la vegetación que se muere en ellas.

Durante los desbordes del río, la sedimentación no estará limitada en el cauce si no que ocurrirá también fuera del lecho. En el momento en que el río se desborde, el agua se esparcirá sobre una superficie mucho más grande y perderá parte de su capacidad de transporte. Primeramente será depositado el material más grueso fuera del cauce construyéndose así, a ambos lados del cauce, un dique natural. Es evidente que el dique natural del lado cóncavo nunca se desarrollará hasta dimensiones muy grandes por la erosión lateral continúa. Más allá del río se depositarán los sedimentos más finos en las partes bajas de la llanura de inundación. De igual manera se llenarán los cauces abandonados.

Sobre los diques naturales se encuentran a menudo sitios por donde preferencialmente pasará el agua durante los desbordes. Estos sitios se denominan vertederos naturales y detrás de ellos se forma como en los deltas o abanicos, los deltas de desplayamiento. Esta zona es una transición entre el dique natural y los basines.

Como el proceso de erosión y sedimentación en el río es un proceso continuo, el patrón de sedimentación en la llanura de inundación puede complicarse mucho. Durante el desarrollo el río buscará continuamente nuevos caminos en sus propios sedimentos, cortando complejos de diques, atravesando cauces abandonados y formando nuevos diques en sitios donde anteriormente había sedimentos que pertenecen a la sedimentación en el fondo de su lecho. Se comprende que se formará un sistema muy complicado de sedimentos que durante la construcción de obras civiles los profesionales deben tomar en cuenta.

CONFIGURACIONES RELACIONADAS CON EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN

El patrón meándrico de un río refleja un cierto equilibrio. Lo cual puede decirse también del río trenzado. Dentro de este estado de equilibrio puede dominar un ambiente de erosión o de sedimentación. Como caso extremo de un río meándrico con predominancia de erosión puede tomarse un río con sus meandros encajados.

La predominancia de uno de estos dos procesos se refleja también en los fenómenos de la llanura de desborde. Cuando la erosión domina sobre la sedimentación, se encontrarán bien representados los complejos orillares que corresponden a una sedimentación en el lecho del río relacionada con la erosión lateral pronunciada, una exageración de los meandros que resultará en estrangulaciones de los meandros y la formación de cauces abandonados. Por lo tanto, la ocurrencia de muchos cauces abandonados indica también una predominancia de la erosión. Los diques naturales que se originan por una sedimentación activa durante los desbordes se desarrollarán menos y al ocurrir con frecuencia, taparán los orillares con sus sedimentos. Una prolongación de este régimen de erosión resultará que el río se encontrará en un nivel topográfico bajo en relación con su llanura aluvial y que las inundaciones se limitarán a la llanura de inundación relativamente estrecha limitada por terrazas.

De la misma manera, se entenderá que en un régimen de sedimentación se desarrollarán sobre todo los diques naturales con vertederos, deltas de desplayamiento y basines. Este proceso puede llegar a una elevación considerable del lecho por encima de su llanura de desborde, lo que resulta en inundaciones extensas o en el desplazamiento completo del cauce. El área de la cuenca baja del río Guayas es un ejemplo típico de esta situación.
Las diferencias en la configuración de la llanura de desborde se encuentran frecuentemente representadas en un mismo valle, lo que indica condiciones diferentes en el régimen del río. La predominancia de erosión o sedimentación depende de una relación compleja entre el caudal, carga de material, pendiente del río, y frecuencia de crecientes. Cambios en estos parámetros resultarán en cambio del régimen del río, así que se observarán fenómenos que se relacionan con ambos sistemas típicos.

Abanicos aluviales

Cuando los ríos y quebradas, cargados de material, bajan de las montañas y llegan a la llanura, hay un fuerte cambio en el gradiente y en consecuencia pierden una gran parte de su poder de transporte. El resultado es que una parte del material será sedimentado y se formará una acumulación de material en el lugar donde el río llega a la llanura. Los ríos que nacen en la cordillera occidental, conducen las aguas a la cuenca del río Guayas representan ejemplos reales de este tipo de fenómeno.

Además el agua que estaba primeramente encausada en su lecho rocoso, se despliega en una multitud de cauces pequeños cuando llega a la llanura. Así pues, la deposición del material no se concentrará en un lugar sino que se extenderá en forma de abanico desde el lugar donde el río entra en la llanura. Esta división del agua en varios cauces es además otra razón de la sedimentación.

La tercera causa de sedimentación en un abanico aluvial es la pérdida de agua por infiltración en el sedimento. A veces el río puede perder todo el agua por infiltración y entonces todo el material llevado hacia abajo será sedimentado.

Es claro que el material más grueso será el primero en depositarse, localizándose por consiguiente más cerca del apéndice. Dirigiéndose hacia abajo se hallarán sedimentos más finos. El tipo de sedimentos en un abanico depende enteramente del material transportado por el río y por eso es posible que en el apéndice se encuentren materiales relativamente finos. También sucede que en un perfil se encuentre material fino por encima del grueso, lo cual se puede explicar por las diferentes condiciones estacionales (húmedo con material grueso y seco con material fino) o por un cambio de las condiciones erosionables aguas arriba.

El perfil longitudinal de un abanico muestra siempre una pendiente cóncava de la cual el gradiente varía según la granulometría del material depositado.

La parte alta del abanico tendrá normalmente un drenaje perfecto ya únicamente por su posición respecto a la llanura. La parte baja del abanico tendrá un drenaje menor tanto por su posición topográfica como debido al material más fino que se depositó en ese sitio. A menudo el uso de tierra sobre el abanico indica algo respecto a estas condiciones de drenaje.

Como se ha dicho los sedimentos se despliegan desde el apéndice frente a las montañas. En el caso que los sedimentos de varios abanicos se unen, se formará una llanura que baja lentamente desde la cordillera a la zona plana. Esta llanura se denomina llanura de piedemonte o glacis de acumulación. Los materiales acumulados a lo largo de los cerros de la formas parecidas también se desarrollan sin que ocurre una acumulación de material. En este caso los procesos erosivos se erodan en frente de la montaña una llanura directamente en la roca infrayacente. Estas llanuras se denominan glacis de erosión o glacis de denuación. Igualmente existen formas intermediarias en donde se encuentra una llanura de aplanicimiento que consta parcialmente de acumulación de material fluvial y que por otra parte es erodada en las rocas.

Deltas

Cuando un río desemboca en un lago o en el mar hay una sensación casi total del flujo y se depositará el material sólido llevado por el río, pero de ello no resulta necesariamente la formación de un delta, lo que únicamente ocurriría bajo las siguientes condiciones.

1. La cantidad de material llevado por el río deberá ser mayor que el material que pueda ser arrastrado por las corrientes litorales.
2. El espesor del material llevado por el río tendrá que ser superior al total del hundimiento causado por diagénesis de los sedimentos y/o la subsistencia del fondo.

Teóricamente la sedimentación en un Delta es la siguiente:

Al llegar el agua del río al mar se deposita en primer lugar el material más grueso, mientras tanto, el material fino y muy fino es llevado más alla de la desembocadura (a veces 15 – 20 Km) y será sedimentado en capas muy finas en el fondo del mar. Cerca de la desembocadura se formará de esta manera algo que se puede considerar como una prolongación de la llanura de inundación. Luego el material más grueso será depositado frente a estos sedimentos y sobre el material muy fino depositado en el fondo del mar. Así pues, podemos distinguir los siguientes sedimentos:

1. Sedimentos finos y muy finos depositados en el fondo del mar (sedimentos inferiores)

2. Sedimentos más gruesos depositados frente al Delta (sedimentos frontales)

3. Sedimentos depositados sobre el Delta que se diferencian poco del material en la llanura de inundación (sedimentos superiores)

Los Deltas se encuentran en formas muy distintas sin duda originados por condiciones diferentes en cada sitio. En su estudio hay dos factores que son de primera importancia, a saber:

a) Condiciones litorales
b) Condiciones fluviales

a) Sin ninguna duda las condiciones litorales influyen en gran parte en la información de una Delta. En costas donde existen fuertes corrientes litorales o corrientes debidas a las mareas, la formación de Delta se imposibilita o la forma del Delta queda seriamente influenciada por estas corrientes. Ejemplos clásicos de una corriente litoral no demasiado fuerte se encuentra en el delta del río Nilo y en el delta del río Guayas
b) El tipo de material transportado por el río y el régimen del río son los más importantes factores fluviales en la formación de un delta.

Cuando el material transportado por un río es relativamente grueso, la mayor parte del material se sedimentará en la desembocadura del río y se formará un delta de forma análoga a un abanico aluvial. En el caso que el río transporta su material principalmente en suspensión, se obtendrá un líquido con una densidad notablemente más alta que además difícilmente con el agua del mar. La sedimentación por floculación se concentrará cerca de los cauces y originará la formación de un delta del tipo estuario del río Guayas.

ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LOS SISTEMAS DE DRENAJE

En las unidades anteriores se ha tratado a fondo el modelado del paisaje bajo la acción combinada de la meteorización, remoción en masa, escorrentía superficial y de los ríos, de un modo cualitativo y con estilo descriptivo. Este método de entender la morfología se basa en el sistema explicativo – descriptivo introducido por el profesor Willian Morris Davis en 1890. La mayor parte de los geomorfólogos siguen las directrices de Davis. Durante varias décadas, la clasificación y descripción de las formas del paisaje fue verbal y casi totalmente carente de mediciones que no fueran algunos parámetros descriptivos como pueden ser la longitud aproximada, anchura, altitud y extensión de los elementos que constituían el paisaje. Las comparaciones se llevaba*n a cabo mediante adjetivos como "más abrupto" ó "más suave", "más rápido" ó "más lento", "bien ajustado" ó "deficientemente ajustado".*

Adviértase que ciencias como la climatología o la hidrología, íntimamente ligadas a la geomorfología, progresaron rápidamente desde sus albores gracias a sus relaciones cuantitativas. Las medidas de la temperatura del aire, presión, vientos, humedad, nubosidad y precipitación fueron recogidas pacientemente y elaboradas sus medias durante décadas. El caudal de los ríos se midió regularmente para conocer sus valores todos los estudios posteriores de escorrentía superficial, fueran de aguas de arroyada o encauzadas, han sido tratados por los ingenieros hidráulicos en términos rigurosamente cuantitativos. Históricamente, pues, la geomorfología ha seguido hasta hace poco un curso muy diferente del de las ciencias como la climatología e hidrología con ella relacionadas. La edafología, que se ha preocupado hasta ahora de la clasificación y distribución de los grandes tipos de suelos, también ha sido hasta hace poco eminentemente cualitativa y descriptiva. Pero el método está cambiando en todos estos campos clásicos de la geología, al igual que lo hace en los de la geografía humana. La cuantificación ha comenzado a imponerse. Los métodos de estadística matemática son hoy en día pura rutina. En todas las ramas de la geología los investigadores tratan de convertir las relaciones naturales que observan a modelos matemáticos. Una primera introducción del estudiante de las ciencia de la tierra debe incluir, por tanto, una breve ojeada a los nuevos métodos de geomorfología.

SISTEMA DE EROSIÓN FLUVIAL

Aunque los métodos de estudio cuantitativos pueden aplicarse a cualquier grupo de formas de modelado secuenciales producidas por cualquier proceso de erosión o deposición, esta unidad se limita a considerar el modelado debido a procesos de erosión y deposición provocados por el agua en movimiento. En una cuenca, las aguas de arroyada aportan agua y productos de desintegración de las rocas a los cauces de los ríos, que a su vez transportan estos materiales fuera del sistema. A este sistema lo denominaremos aquí sistema de erosión fluvial, ya que la acción predominante la lleva a cabo el agua en movimiento. Los papeles que juegan la meteorización, reptación del suelo y otras formas de remoción en masa, aunque importantes, se consideran aquí de importancia secundaria con respecto al agua en movimiento del sistema fluvial.

El sistema de erosión fluvial ideal que se emplea para el análisis, es el descrito en los capítulos anteriores como perteneciente a la fase de madurez y etapas posteriores del ciclo de denudación en clima húmedo. Las figuras 23 A y 23 B son ejemplos de relieves maduros. En estas zonas, el proceso de denuación ha actuado un tiempo lo suficientemente largo para que toda el área este ocupada por cuencas de drenaje muy próximas unas a otras. Excepto en las zonas relativamente pequeñas del lecho de inundación de los ríos más grandes, predominan en el paisaje las formas de erosión y el transporte de agua y derrubios por los cursos de agua principales de la región. Las formas como los abanicos aluviales, deltas y fondos de valles aluviales no se incluyen en este sistema: son formas deposicionales.

El sistema fluvial arriba descrito también se encuentra en ambientes áridos y semiáridos. Por ejemplo, las masas montañosas en estado de madurez de la fig. 24 han sido desecadas por sistemas de erosión fluviales. Suponiendo que el análisis se limite a estás áreas, excluyendo el piedemonte, abanicos aluviales y zonas de playas, podrán aplicarse los mismos principios que en una región húmeda que posea un gran excedente de agua anual. Es cierto que las laderas de las montañas de una zona desértica carecen totalmente de cubierta vegetal y los suelos están pobremente desarrollados y son de textura gruesa. También es cierto que el flujo de agua subterránea hacia los cauces de los ríos es de poca importancia en las zonas áridas, y de aquí que el flujo basal sea prácticamente inexistente. No obstante, a pesar de las visibles diferencias superficiales, los sistemas fluviales de clima húmedo y árido tienen una geometría notablemente similar si se comparan las zonas de relieve maduro.

Como se describe en las unidades posteriores, la diferente resistencia de las masas rocosas a la meteorización y erosión del agua ejerce un fuerte control sobre las formas de modeladlo del paisaje. Para introducir los principios de un sistema de erosión fluvial ideal, se supone generalmente que el substrato rocoso de la zona es de composición y estructura uniforme en toda su extensión.

ELEMENTOS DE MORFOLOGÍA FLUVIAL

La medida de la forma o geometría de cualquier forma natural – sea planta, animal o relieve – recibe el nombre de morfometría. Emplearemos el nombre de morfometría fluvial para denotar la medida de las propiedades geométricas de la superficie sólida de un sistema de erosión fluvial.

La morfometría fluvial puede parecer, a primera vista, una disciplina terriblemente compleja. Todos reconocemos que no existen dos relieves exactamente iguales y que cada panorama difiere algún detalle del siguiente. De igual manera, no existen dos caras humanas exactamente iguales ni dos ciudades idénticas. Es la particular configuración de un determinando conjunto de formas la que hace posible el reconocimiento de gentes y lugares. Sin embargo, los componentes básicos que integran cada forma compleja son esencialmente idénticos y pueden describirse y clasificarse de un modo sistemático.

¿Cuáles son los elementos básicos de un paisaje de erosión fluvial?. Los primeros y más simples son las propiedades lineales del sistema de cauces del río. Consiste en analizar un sistema ramificado de líneas. Si no tomamos en cuenta las diferentes anchuras de los cauces, todos los ríos pueden considerarse como simples líneas de amplitud extremadamente pequeña. Las propiedades lineales quedan, pues, limitadas a cifras, longitudes y a combinaciones de las diferentes series de segmentos lineales. Aunque estas líneas, de hecho, se inclinan respecto a la horizontal (todos los ríos deben tener un gradiente), el análisis de las propiedades lineales se lleva a cabo con las proyecciones del sistema de cauces al plano *horizontal. Este estudio se denomina planimétrico, que significa "medida de un único plano".*

El segundo tipo de elementos de un sistema de erosión fluvial lo constituye las propiedades superficiales de las cuencas de drenaje. De nuevo se proyecta la superficie del terreno en un plano horizontal; por tanto, el estudio es planimétrico. Las propiedades superficiales de las cuencas de drenaje y la descripción de las formas (contornos) de estas cuencas. El área es una propiedad bidimensional. El producto de la longitud por la anchura, mientras que las líneas tienen una sola dimensión, la longitud. Como generalización puede decirse que el área tiene la función de interceptar la precipitación y aportar derrubios, mientras que las líneas (cauces) cumplen mejor la función de transportar el agua y los derrubios fuera del área.

El tercer tipo de elementos lo constituye las propiedades del relieve del sistema fluvial. El relieve se refiere a las alturas relativas de las superficies y la líneas con respecto a la base horizontal de referencia. Las propiedades del relieve pueden considerarse relacionadas con la tercera dimensión, perpendicular a la base horizontal sobre las que se llevan a cabo las mediciones planimétricas. Un grupo de elementos sería un estudio del propio relieve, definido como la altura de un punto dado con respecto a la base planimetrica, o como la diferencia de altura entre dos puntos dados. En otras palabras, el relieve expresa la magnitud de la dimensión vertical del paisaje. Otro grupo de elementos de esta clase lo constituyen los gradientes, o pendientes de las superficies topográficas y de los cauces fluviales. Estos parámetros condicionan la velocidad de la escorrentía y constituyen medidas de la intensidad del proceso de erosión y de transporte.

En las páginas que siguen se comenta los estudios morfométricos más importantes que se llevan a cabo en sistemas fluviales, tomando en consideración una serie de leyes o generalizaciones. Además, como un parámetro morfológico no tiene configuración estática, será preferible tener en cuenta el modo en que estas formas cambian con el tiempo. Si el paisaje fluvial cambia con el tiempo, como implica el ciclo de denudación descrito por el profesor Davis, deberá ser posible medir tales cambios y definir sus diferentes estados en términos rigurosamente cuantitativos empleando los datos morfométricos recopilados en distintas zonas. La morfometría se hace de mayor interés científico cuando la forma se halla relacionada a procesos hidrológicos. Por ejemplo, podemos averiguar la relación existente entre el área de la cuenca de drenaje y el caudal del cauce principal.

CUENCA, ORDEN, LONGITUD, DENSIDAD, PENDIENTE

El orden de los cauces

Al comenzar con las propiedades lineales de un sistema fluvial, la primera consideración a tener en cuenta es la de analizar la composición de los sistemas de cauces, considerándolos como líneas situadas sobre un plano.

Si nos dan un mapa con el sistema fluvial completo, podemos subdividir los diferentes ríos que lo integran en segmentos de cauce según la jerarquía de órdenes de magnitud asignándoles una serie de números a los órdenes, como se representa en la fig. 25. Cada cauce extremo se denomina segmento de primer orden. En la conjunción de dos segmentos de primer orden se forma un cauce de segundo orden y se prolonga hasta que se une con otro cauce de segundo orden, de lo cual se origina uno de tercer orden, etc. Sin embargo, si un segmento de primer orden se une a otro de segundo orden, a partir del punto de unión no se produce incremento de orden. El río principal de la cuenca es el que tiene el número más elevado de todo el sistema. Los cauces de primero y segundo orden solamente suelen llevar agua en tiempo de lluvias.

Si en una región dada, gran parte del sistema de cauces se halla dividido en segmentos y a cada uno de ellos se le ha asignado un orden deacuerdo con las reglas antes expuestas, será posible llevar a cabo algunas generalizaciones acerca de la forma y dimensiones del sistema de drenaje característico de la región. Primero se tiene en cuenta la distribución del número de segmentos de cada orden que existe en cada cuenca. El orden de un segmento es designado con el símbolo u; el número de segmentos de un orden dado, por el símbolo N_u.. A la proporción existente entre el número de segmentos de un orden dado y los del orden inmediato superior se la denomina relación de bifurcación (símbolo R_b). Así pues, la relación de bifurcación entre órdenes sucesivos es definida como:

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

El estudio de numerosos sistemas fluviales confirma el principio de uqe en una región de clima, litología y estado de desarrollo uniformes, la relación de bifurcación tiende a permanecer constante de un orden al siguiente. Los valores de esta relación que oscilan entre 3 y 5 son característicos de los sistemas fluviales.

A un conocido ingeniero hidráulico, Robert E. Horton, se le atribuye la formulación de la ley del número de cauces, que puede ser enunciada así: El número de segmentos de órdenes sucesivamente inferiores de una cuenca dada tiende a formar una progresión geométrica que comienza con el único segmento de orden más elevado y crece según una relación constante de bifurcación. Por ejemplo, si el radio de bifurcación es 3 y el río principal es de sexto orden, el número de segmentos será de 1, 3, 9, 27, 81, 243.

Una progresión geométrica de números (tales como 1, 3, 9, 27, 81, y 243) representan una relación de incremento constante. Es decir, que cada número que esta por encima del 1 es tres veces mayor que el inmediato inferior que le precede. Cuando una progresión geométrica se representa en una gráfica cuya escala es de relación constante (logarítmica), los números de la serie se sitúan de manera que guardan en la escala intervalos de distancia iguales. Compongamos entonces una gráfica en la que representaremos en el eje vertical, a escala logarítmica, el número de cauces (N_u), y en el horizontal, a escala aritmética, el orden del cauce (u). Aunque la relación entre los órdenes y el número de segmentos de cauce sigue una progresión geométrica basada en un modelo matemático que se conoce con el nombre de función exponencial negativa. La formalización matemática de la ley de Horton de las corrientes fluviales es, pues, como sigue:

$$N_u = R_b^{K-u}$$

Los símbolos N_u,, u y R_b se han definido en párrafos anteriores. El símbolo k es el orden del cauce principal; designa el segmento de cauce de orden mayor. Existe, desde luego, un único cauce principal.

Puede llevarse a cabo un sencillo análisis de la ecuación exponencial de la manera siguiente. Supongamos un río ideal cuya relación de bifurcación vale exactamente 3 y el orden máximo, k , 5.

Cuadro 5. Cálculo de relación de bifurcación para un cono ideal

Orden de la corriente, u	Número de segmentos, N_u	Relación de bifurcación, R_b
1	81	3.0
2	27	3.0
3	9	3.0
4	3	3.0
k =5	1	
	N_u =121	

Supongamos que deseamos determinar el número de segmentos de segundo orden (N_2), conociendo solo que la relación de bifurcación es 3 y que k = 5. Sustituyendo en la ecuación:

$$N_2 = 3^{(5-2)}$$
$$N_2 = 3^{(3)}$$
$$N_2 = 27$$

Horton observó, además, que el número total de segmentos de cauce de la cuenca entera de drenaje puede expresarse como sigue:

$$\sum N_u = \frac{R_b^k - 1}{R_b - 1}$$

El símbolo $\sum N_u$ *significa "La suma de segmentos de cada orden" (la letra griega sigma se* adopta como símbolo sumatorio). Aplicando está fórmula al ejemplo ideal anterior en el R_b valía 3, obtenemos:

$$\sum N_u = \frac{3^5 - 1}{3-1}$$

$$\sum N_u = \frac{243 - 1}{2} = \frac{242}{2}$$

$$\sum N_u = 121$$

Longitud de los cauces

Volviendo de nuevo al mapa del sistema de drenaje de la una región se puede observar que los segmentos de cauce de primer orden son, por termino medio, los de menor longitud, y esta se va incrementando a medida que se hace mayor el número de orden.

La longitud media de los segmentos de cauce se triplica aproximadamente cada vez que aumenta el número de orden. Esta razón de incremento de longitud se denomina relación de longitud (símbolo, R_l) y tiende ser aproximadamente constante para cada sistema de drenaje. Las variaciones accidentales que son de esperar en cualquier sistema de drenaje darán lugar a irregularidades en la relación de longitud observada de un orden respecto al siguiente.

La definición de relación de longitud se asemeja a la de relación de bifurcación y vale:

$$R_L = \frac{\overline{Lu}}{\overline{Lu} - 1}$$

El símbolo $\overline{Lu}$ representa la longitud media de todos los segmentos de cauce de orden u. En la práctica, cuando se lleva a cabo un estudio de una cuenca de drenaje, se emplea un instrumento integrador (medidor de mapas) que se hace correr sobre el mapa por todos los segmentos de cauce de un orden determinado, leyéndose al final la distancia total recorrida. Esta longitud total se divide a continuación por el número de segmentos de cada orden y se obtiene la longitud media. Expresándolo de un modo más riguroso:

$$\overline{Lu} = \frac{\sum L_u}{N_u}$$

Donde $\sum L_u$ *es “La suma de las longitudes de todos los segmentos de cauce de orden u”.*

El estudio de numerosos sistemas de drenaje permitió a Horton formular una ley de la longitud de los cauces, que con las necesarias modificaciones puede enunciarse como sigue:

La longitud media acumulada de segmentos de cauce de órdenes sucesivos tiende a formar una progresión geométrica cuyo primer término es la longitud media de los segmentos de primer orde*n y tiene por razón una relación de longitud constante. La palabra “acumulada”* de esta ley indica que las longitudes medias se van sumando progresivamente a partir del segundo orden. En el orden 2 se suman las longitudes medias de los segmentos de cauce de primero y segundo orden; en el orden 3 se suman la de los cauces de orden 1, 2 y 3.

Al igual que la ley del orden de los cauces, la ley de la longitud también puede expresarse matemáticamente mediante una ecuación de regresión exponencial. L figura es una gráfica en la que se han dispuesto en ordenadas logarítmicas las longitudes medias acumuladas de los cauces, y en abscisas el orden de los mismos con escala aritmética. Si los puntos siguen aproximadamente una línea recta, puede considerarse válida la ley de Horton. Como cada segmento de cauce de primer orden tiene el origen libre, no resulta fácil determinar su longitud con precisión y, por tanto, existe siempre la posibilidad de que no se mida la longitud completa de muchos segmentos de este orden. Adviértase que las longitudes medias de los cauces de un mismo orden difieren notablemente de una cuenca a la otra. Este hecho nos lleva a la conclusión de que los segmentos de un sistema fluvial cubren una amplia gama de dimensiones.

La ley de Horton de la longitud de los cauces se expresa matemáticamente con la siguiente ecuación:

$$\overline{L}u = \overline{L}_1 R_L^{(u-1)}$$

Donde $\overline{L}_1$, es la longitud media de los segmentos de primer orden; los otros símbolos ya se han definido anteriormente.

Localización de las cuencas

Volviendo de nuevo a las cuencas de drenaje, podemos estudiar las relaciones existentes entre el área media de una cuenca de un orden dado (símbolo, A_u) y el propio orden. En muchos aspectos, esta relación presenta la misma forma que la existente entre la longitud media de los cauces y sus órdenes respectivos. Ante todo, es preciso examinar cómo influye el área de la cuenca en su número de orden.

En cada cuenca de primer orden, toda la superficie de la misma, drena directamente hacia el cauce de primer orden. En las cuencas de segundo orden, consideradas en toda su extensión, sólo una parte de las aguas de arroyada van a parar directamente a los cauces de primer orden. Se dan, además, dos zonas triangulares o trapezoides en las que las aguas de arroyada pasan directamente al cauce de segundo orden. Estas zonas superficiales se conocen con el nombre de zonas de intercuenca. Veamos, pues, que la superficie de una cuenca de segundo orden es la suma de las cuencas de primer orden más todas las zonas de intercuenca contenidas en su perímetro.

En las cuencas de orden mayor existirán zonas de intercuenca que drenarán directamente al cauce de orden mayor. En resumen, la superficie de una cuenca de orden u se define como el área total superficial que drena a todos los cauces de primer orden, más el área de todas las zonas de intercuenca. En la práctica se necesita tener únicamente el trazado del perímetro de la cuenca en cuestión, ya que su área puede medirse con un planímetro. La superficie de una cuenca es, pues, la suma acumulativa de todas las cuencas de orden menor en ellas contenidas.

La ley de Horton de la longitud de los cauces puede convertirse en una ley del área de las cuencas cambiando algunas palabras: las superficies medias de las cuencas de segmentos de cauce de órdenes sucesivos tienden a formar una progresión geométrica cuyo primer término es el área media de las cuencas de primer orden y tiene por razón una relación de incremento de área constante. La definición de relación de área, R_a , es:

$$R_a = \frac{A_u}{\bar{A}_u - 1}$$

En la que $\bar{A}_u$ es el área media de las cuencas de orden u. Por analogía con la ley de la longitud de los cauces, la ley del área de las cuencas se puede expresar:

$$\bar{A}_u = \bar{A}_1 R^{(u-1)}$$

El símbolo $\bar{A}_1$ representa el área media de las cuencas de primer orden.

Caudal del río y área de la cuenca

Uno de los fines de la morfología fluvial es obtener información cuantitativa de la geometría del sistema que pueda correlacionarse con la información hidrológica.

Un ejemplo lo constituye la relación que existe entre el caudal Q del río y el área de la cuenca. El sentido común nos dice que el caudal de un río se incrementa al aumentar el área de la cuenca de drenaje. Queda por determinar que modelo matemático define este incremento.

Si el sistema fluvial se estudiase con estaciones de aforo en la parte baja de cada uno de los segmentos de cauce, el estudio podría llevarse a cabo en cada una de las cuencas. En la práctica, las estaciones de aforo y meteorológicas se sitúan en puntos muy diversos del sistema fluvial. Por consiguiente, solo podemos relacionar el caudal con el área total de cuenca existente por encima de la estación de aforo.

En la figura 26 se representa la relación observada entre el caudal medio Q y el área de drenaje A, en la cuenca del río Milagro, provincia del Guayas. Cada punto simboliza una estación de aforo. Lógicamente, las estaciones situadas en la cabecera de la cuenca se disponen en la parte inferior izquierda de la gráfica, mientras las situadas río abajo lo hacen en la superior derecha. Aunque los puntos presentes marcadas desviaciones respecto a la línea recta dibujada, la dirección es clara. Esta recta viene definida por la ecuación potencial:

$Q = aA^b$

En la que a es una constante numérica y b un exponente. Como la recta encontrada tiene una pendiente aproximada de 45º a medirse, puede decirse que el valor de b es exactamente 1. El significado de que el exponente sea 1 es que el caudal se incrementa en razón directa al área. En realidad, en otras cuencas de drenaje se han observado valores de b que difieren algo de 1.

Un uso práctico de la ecuación matemática que relaciona el caudal de un río con el área de su cuenca es el que permite al hidrólogo estimar el caudal medio en cualquier punto del sistema midiendo únicamente el área de cuenca existente por encima de ese punto. El conocimiento de ese dato resulta esencial a la hora de diseñar estructuras hidráulicas tales como presas, puentes y canales de riego, obras civiles de importancia en nuestro medio.

Densidad de drenaje y textura topográfica

Si estudiamos un área de bandlands, las intrincadas formas de erosión que se desarrollan en las regiones áridas de materiales arcillosos, no podemos menos que quedar impresionados al contemplar el gran parecido que tienen con montañas en miniatura. Innumerables hililllos de agua excavan pequeños valles y reproducen a pequeña escala los grandes cañones y alineaciones montañosas tales como la cordillera de lo Andes en América del Sur. Evidentemente, la naturaleza sigue las leyes numéricas de las corrientes fluviales que afectan a sus longitudes, áreas y gradientes, prescindiendo de si la cuenca de drenaje de primer orden es tan pequeña que uno puede abarcarla con las piernas extendidas o de si tiene más de un Km. de ancho. Como estas similitudes geométricas prevalecen en las masas erosionadas que se hallan en estado de madurez, es necesario conocer y describir los modos que existen de medir la magnitud de estas formas.

Si en el mapa de drenaje del ejercicio en clase medimos la longitud total de los cauces expresada en kilómetros y la dividiéramos por el área total del mapa en kilómetros cuadrados, obtendríamos la densidad de drenaje:

$$\text{Densidad de drenaje} = \frac{\text{Longitud total de los cauces (Km)}}{\text{Superficie (Km}^2\text{)}}$$

Expresado en símbolos:

$$D = \frac{\sum L_k}{A_K}$$

Donde D es la densidad de drenaje en kilómetros por kilómetro cuadrado, $\sum L_k$ representa la longitud total de todos los cauces de todos los órdenes y A_k es el área de la cuenca.

Supongamos que se ha obtenido A_k una densidad de drenaje de 12; se interpreta como que existen 12 kilómetros de cauce en cada kilómetro cuadrado del terreno. El área y la longitud se miden en el mapa, pero como este es una proyección horizontal de las vertientes montañosas y de los gradientes de los ríos, las cantidades medidas son algo menores que las reales, ya que dependen de lo abrupta que sea la zona.

En los mapas topográficos del Instituto geográfico Militar se observa una gran variación de la densidad de drenaje. El mapa A es de una región de baja densidad de drenaje, ya que contiene 3 a 4 Km. de cauce por kilómetro cuadrado. Este ejemplo pertenece a una región formada enteramente por estratos de arenisca dura y masiva cubiertos de espeso bosque. Este tipo de regiones de baja densidad de drenaje se dice que poseen textura grosera, ya que los elementos individuales de la topografía son de gran tamaño.

El mapa B muestra una región de densidad de drenaje media, comprendida entre 12 y 16. Esta zona está formada por delgados estratos de arenisca y gruesos lechos de material arcilloso que son relativamente fáciles de erosionar ya que se hallan bajo la protección de un bosque denso de hoja caduca. Este tipo de región se denomina de textura media.

El mapa C representa una región de alta densidad de drenaje, o de textura fina, desarrollada en los estratos débiles fácilmente erosionables, donde la vegetación es escasa. La densidad de drenaje en tales condiciones oscila entre 30 y 40. En los badlands se dan valores mucho más elevados, que pueden ir desde 200 hasta 500 Km., o más, de cauce por kilómetro cuadrado de superficie. Este tipo de topografía se puede denominar de textura ultra fina.

El mapa D, tomado de la región de bandlands de Dakota del Sur, ilustra la apariencia que adquieren en los mapas estas tierras con respecto a las otras texturas topográficas dibujadas a la misma escala, pero muchos detalles intrincados faltan porque es imposible, en un mapa de esta escala, dibujar los diminutos recortes de las curvas de nivel. Por esta razón no se ha reseñado las líneas de drenaje, pero en la Fig. puede observarse un fragmento de una fotografía aérea que abarca 1 km^2 de una zona cercana en el Bandlands National Monument de Dakota del Sur.

¿Qué factores controlan la densidad de drenaje? Uno de los más importantes es la litología de la región. Los materiales duros y resistentes tales como el granito, gneiss, arenisca y cuarcitas tienden a originar bajas densidades de drenaje (textura grosera). Esto es debido a que la erosión fluvial es difícil y solo pueden subsistir los cursos de agua relativamente grandes. Por lo tanto, las cuencas de primer orden son de gran tamaño y aportan gran cantidad de agua a los cauces. En materiales blandos, tales como margas y arcillas que existen en las cuencas, por pequeñas que sean, pueden suministrar la escorrentía suficiente como para erosionar el cauce.

Un segundo factor es la facilidad de infiltración del agua de lluvia bajo la superficie del terreno hasta alcanzar el nivel freático. Los materiales muy permeables, como las arenas y las gravas, tienden a originar una densidad de drenaje muy baja debido a que la infiltración es grande y, por lo tanto, queda muy poco agua en superficie que pueda alimentar los cauces. Las arcillas y las margas, por otro lado, proporcionan una cantidad de escorrentía grande y esto se combina con su poca consistencia para dar alta densidad de drenaje.

Un tercer factor es la presencia o ausencia de cobertura vegetal. Una roca débil producirá mucha menos densidad de drenaje en un clima húmedo, donde una espesa cobertura de bosque y hierba protege el material subyacente, a diferencia de una región árida, donde no existe esa cobertura vegetal. Por este motivo, los bantlands son característicos de los climas áridos, y la densidad de drenaje tiende allí a ser mucho más elevada en todos los tipos de roca, incluso en las más resistentes.

La pendiente de los ríos

El perfil de un río en equilibrio es una curva cóncava hacia arriba que va disminuyendo progresivamente su pendiente río abajo. Esta consideración nos lleva a buscar la relación existente entre la pendiente del cauce y su número de orden. Para ello se mide el valor medio del gradiente de todos los segmentos de cauce de un orden dado de la cuenca de drenaje.

La pendiente o gradiente del cauce se define aquí como la razón entre el desnivel vertical y la distancia horizontal, medidos desde el extremo superior al inferior de un único segmento de cauce de un orden dado. La pendiente se indica con una S. El gradiente es una razón o proporción y por tanto carece de dimensión. Asi un gradiente de 0.01 implica una razón de 1:100, es decir, por ejemplo, una caída vertical de 1 m cada 100 m de distancia horizontal.

Si se mide al gradiente de todos los segmento de cauce de primer orden y se calcula su medida, se obtiene el valor del gradiente medio de este orden, y se denota con el símbolo S_1. La misma operación se efectúa para las pendientes de los cauces de orden 2, 3, 4 etc. La Fig. 28 es un esquema de la operación que se ha llevado a cabo. Cada uno de los triángulos de la gráfica representa un orden. El cateto vertical del triangulo es el desnivel medio(H_u) que salva cada orden; el horizontal, el recorrido medio de cada uno de ellos, que coincide con la longitud del cauce, L_u. La hipotenusa del triángulo constituye la pendiente media, S_u. En la figura se indican los valores S_u para cada orden.

El gradiente de los segmentos de cauce de la Fig. 29 tiende a dibujar aproximadamente una curva cóncava hacia arriba que va haciéndose cada vez más horizontal río abajo. En este aspecto se parece al perfil continuo del río de la Fig. 30. Construyamos ahora una gráfica en la que colocaremos en ordenadas, a escala logarítmica, el gradiente medio de cada orden, S_u y en abscisas el número de orden, u, tal como hemos hecho en las gráficas anteriores en las que habíamos representado el número de cauces, su longitud y el área de las cuencas.

Basándose en datos como los de la Fig. 28, Horton formulo la ley de los gradientes de los cauces de los río que dice: Los gradientes medios de segmentos de cauce de órdenes cada vez más elevados tienden a formar, en una misma cuenca, una progresión geométrica inversa que decrece deacuerdo con una relación de gradiente constante. Expresada en forma de ecuación, la ley de los gradientes de los cauce sería:

$$\bar{S}_u = \bar{S}_1 R_S^{(u-1)}$$

El símbolo R_S representa la relación de gradiente y se define como $R_S = \left(\bar{S}_u / (\bar{S}_u - 1) \right)$. La relación de gradiente suele ser inferior a 1. Los valores más típicos son los comprendidos entre 0.3 y 0.6. Como indican los cuadros 26 y 27, las relaciones de gradiente difieren de orden a orden debido a las variaciones de resistencia que presentan los materiales por los que discurre el cauce. En la ley de Horton de los gradientes de los cauces se supone un único y constante valor para la relación de gradiente. Aunque los datos de las pendientes presentan un alto grado de variabilidad en cuencas de grandes dimensiones, la ley parece seguir siendo generalmente válida.

La pendiente de las paredes de los valles

Complementándose con el gradiente de los cauces se halla la pendiente de las paredes de los valles que encierran cada segmento de cauce. La pendiente de los cauces, junto con la de las vertientes de los valles, proporcionan el gradiente necesario para que tenga lugar el flujo de agua y se produzca el transporte de derrubios en el sistema fluvial.

Resulta obvio hasta para un observador casual cualquiera que la pendiente característica que las paredes de los valles difiere de una región a otra. En una región de montañas escabrosas – como la de los Andes del Ecuador, la inclinación de las paredes de los valles es muy pronunciada, de hecho, que es difícil ascender o descender por ellas a pie. Cuando el tiempo es seco, los derrubios sueltos ruedan y se deslizan libremente por estas vertientes. En contraste, las paredes de los valles de la Península de Santa Elena son relativamente suaves. Ofrecen menos resistencia a ser transitadas y se hallan muy cultivadas. Como se indicó en el párrafo anterior, las vertientes abruptas son típicas de la fase juvenil o de madurez temprana del ciclo de denudación; las vertientes suaves, de la fase final de madurez o de la senectud.

Durante los últimos años, los geomorfólogos han emprendido una medición sistemática y detallada de la inclinación de las paredes de los valles con el fin de relacionar estos datos con otros elementos del sistema fluvial. Directamente en el campo o empleando mapas detallados de alta calidad, el investigador mide el ángulo de la vertiente en su punto máximo a lo largo de un determinado perfil desde la divisoria de aguas al cauce adyacente. Estas mediciones se repiten a intervalos regulares a lo largo de las vertientes del valle de una región hasta que se ha efectuado un muestreo suficiente. A continuación se calcula el valor medio de las medidas tomadas. El símbolo S_g se emplea para designar la inclinación de la pared de un valle en contraposición a S_c que representa el gradiente del cauce; ambas se miden en las unidades dimensionales antes explicadas. Sin embargo, podemos medir estas inclinaciones en grados de arco, como tienen por costumbre hacer los geólogos con el buzamiento de los estratos. Para designar el ángulo en grados de una vertiente se emplea la *letra griega* θ*. Así pues,* θ_c *y* θ_g simbolizan respectivamente el ángulo medio de inclinación del cauce y de la vertiente. (La barra que se coloca sobre un símbolo significa su valor medio calculado a partir de un cierto número de observaciones).

La pendiente del cauce y de la vertiente no pueden ser totalmente independientes una de otra. Las paredes de valles pronunciadas aportan gran cantidad de agua y derrubios groseros; se necesita, pues, un fuerte gradiente del cauce para transportar todo esto e impedir que los derrubios taponen el valle. Los valles de vertientes suaves aportan poca cantidad de derrubios y son de tamaño pequeño; de aquí que los cauces puedan actuar a bajos gradientes.

Las observaciones de la inclinación media de las paredes de los valles y del gradiente medio de los cauces efectuadas en una amplia gama de localidades pueden compararse en una misma gráfica con el fin de estudiar estas relaciones. La Fig. 31 es una de estas gráficas. Cada punto representa una localidad. En la escala vertical se colocan los valores medios de los ángulos de inclinación de las paredes del valle; en la horizontal, el gradiente medio del cauce correspondiente. Para que la comparación entre una región y otra sea representativa, todas las observaciones se han limitado a cauces de segundo orden y a sus correspondientes paredes de valle. La representación gráfica se efectúa en escala logarítmica. Los puntos quedan bien representados por una línea recta que asciende hacia la derecha, aunque existen desviaciones moderadas respecto a la citada recta. La relación se considera como significativa y coincide de manera general con la relación que se esperaba encontrar basada en la consideración de las actividades de un sistema fluvial.

La ecuación matemática de la línea recta de la figura 28 es de forma potencial

$$\overline{\theta}_g = a\ \overline{\theta}_C{}^b$$

donde a, una constante numérica , tiene un valor de 0.6. El exponente b vale aproximadamente 0.8. La ecuación es estrictamente empírica, es decir, está basada en datos observados y no en una teoría física. Si se representan los datos de otras localidades, cambiarán los valores de a y b de esta ecuación potencial. Gran parte de la geomorfología cuantitativa es una búsqueda continua de nuevos y mejores datos que aporten nuevas bases para construir ecuaciones empíricas de mayor calidad.

Ahora es posible relacionar las fases de ciclo de denudación continental con la información representada en la figura 28. Una región que haya estado sometida a un fuerte levantamiento y haya alcanzado el comienzo de su madurez poseerá vertientes abruptas y cauces con elevados gradientes. Estas condiciones son las representadas en el extremo superior derecho de la recta de la figura 28. Son todo zonas de bandlands. Se trata, en efecto, de cadenas de montañas en miniatura que pueden considerarse como modelos a escala de las grandes alineaciones montañosas. La velocidad de erosión es muy elevada en estas condiciones y la superficie va siendo arrasada rápidamente.

A medida que el relieve disminuye con el tiempo, el punto de la gráfica que representa una determinada región se desplaza línea abajo hacia el extremo izquierdo. Tanto la inclinación de las paredes de los valles como el gradiente de los cauces disminuirá de manera constante a medida que transcurra el tiempo y se pase al estado final de la madurez. La fase de senectud, periodo de pendientes suaves, está representada por un punto en el extremo inferior izquierdo de la recta. Como las escalas logarítmicas no tiene un punto cero, no se ha prevenido en este modelo la posibilidad de que la pendiente del terreno sea nula, es decir, perfectamente horizontal al nivel de base. Por el contrario, se ha representado una penillanura en la que su suave pendiente se amortigua con extrema lentitud.

Como se ha descrito anteriormente, la ley del crecimiento alométrico puede aplicarse a las variaciones dependientes. Hemos advertido antes, que la ley del crecimiento alométrico relaciona las magnitudes de dos elementos morfológicos de un mismo sistema. Donde se aplica el principio del crecimiento alométrico se obtiene una ecuación potencial. Estas condiciones la satisfacen las relaciones de pendiente representadas en la figura 32. Sin embargo existe el problema de que, a medida que transcurre el tiempo, el punto que representa a la región en evolución pasa de tener valores de pendientes elevados a otros mucho más bajos. En el crecimiento de los sistema de drenaje de la figura 28, los cambios de longitud del cauce y de área de la cuenca son en dirección de magnitud creciente. Es evidente que el crecimiento alométrico de un sistema puede ser positivo (las magnitudes se incrementan con el tiempo) y negativo (las magnitudes disminuyen con el tiempo).

Parece ser que, cuando un sistema de erosión fluvial comienza a crecer y a desarrollarse (fase de juventud), el moldeo matemático aplicable es el de crecimiento alométrico positivo, mientras que una vez que ha ocupado toda la extensión posible (comienzos de la madurez) sigue el modelo del crecimiento alométrico negativo. En la fase actual en la que se hallan nuestros conocimientos sobre las formas, estas generalizaciones sobre la aplicabilidad de modelos de crecimiento alométrico positivo y negativo no pasan del nivel de puras hipótesis de trabajo.

MORFOLOGÍA GLACIAL

Muchos de nosotros conocemos el hielo solamente como un frágil sólido cristalino ya que estamos acostumbrados a verlo sólo en pequeña cantidad. Donde existen grandes acumulaciones de hielo, del orden de 60, 90 o más metros de espesor, el que está situado en el fondo se comporta como un material plástico que se mueve lentamente, lo que origina que la masa de hielo se extienda por un área mayor o que adquiera un movimiento de descenso a favor de la vertiente en que esté situado, según el caso. Este es el comportamiento que caracteriza a los glaciares, que pueden definirse como grandes acumulaciones naturales de hielo situadas en tierra firme que se hallan o se hallaron animadas por un movimiento de traslación.

La condición que se requiere para que sea factible tal acumulación de hielo glaciar es simplemente que la cantidad de nieve caída durante el invierno exceda a la fundida y evaporada durante el verano. (El término ablación es el que se usan los glaciólogos para indicar los fenómenos de fusión y evaporación de la nieve y el hielo). De este modo, cada año se va superponiendo una masa de nieve a la ya acumulada. A medida que esta se va compactando, debido a la fusión superficial y a la recristalización, se transforma en hielo granular, que a su vez es comprimido por toda la masa helada que yace sobre el hasta que se convierte en hielo cristalino. Cuando este hielo llega a ser tan espeso que sus niveles inferiores adquieren la plasticidad, comienza a desplazarse a favor de las pendientes y se convierte así en un glaciar activo.

En altitudes lo suficientemente grandes, independientemente de su latitud, se pueden formar glaciares, ya que la temperatura es baja y las montañas reciben gran cantidad de precipitaciones. Los glaciares que se forman en las altas montañas son característicos largos y estrechos debido a que ocupan los valles formados con anterioridad y transportan el hielo plástico fo5rmado en las alturas hasta alcanzar niveles más bajos, donde la temperatura es mayor y el hielo desaparece por ablación este tipo de masas de hielo se denomina glaciares de valle o glaciares alpinos.

En las regiones árticas y polares, las temperaturas predominantes son lo suficientemente bajas para que el hielo pueda acumularse donde quiera que existan zonas elevadas capaces de interceptar la intensa precipitación es forma de nieve. El término casquete glaciar se aplica generalmente a una acumulación de hielo limitada por montañas elevadas y mesetas.

Durante los periodos glaciales, un casquete glacial avanzó sobre las zonas bajas adyacentes englobando todas las formas de relieve que encontró a su paso y detuvo su avance solo cuando la velocidad de ablación de su borde externo se equilibró con la velocidad a la que se desplazó. A consecuencia de esto, zonas de muchos miles de kilómetros cuadrados quedaron enterradas bajo estas gigantescas masas de hielo cuyo espesor pudo alcanzar una potencia de muchos centenares de metros. Este tipo expansivo de masa de hielo se denomina glaciar continental.

GLACIARES ALPINOS

Para estudiar las formas del paisaje originadas por los glaciares alpinos lo mejor es emplear una serie de diagramas fig.29 que comiencen mostrando la región antes de ser atacada con la fase de glación y modelado del relieve y terminen ofreciendo una visión del paisaje una vez que el hielo ha desaparecido.

La fig. 29 muestra una región montañosa esculpida enteramente por la meteorización y por las corrientes fluviales. Las montañas presentan un aspecto suavemente redondeado y las divisorias no son abruptas en ningún caso. Aunque este aspecto no se da siempre, es típico de las montañas desarrolladas en clima húmedo como pueden ser, por ejemplo, los montes Great Smoky del sur de los Apalaches. Imaginémonos ahora que tiene lugar una variación climática que hace descender la temperatura anual por debajo de su nivel corriente y que, por lo tanto, comienza a acumularse nieve en las cabeceras de los valles más elevados. A la derecha del bloque B puede observarse la primera fase de la glaciación en la que la nieve se acumula en las depresiones excavadas por el movimiento del hielo y por la fragmentación de los materiales por el hielo cerca de las masas de nieve compactada.

En el bloque B glaciares han llenado los valles y se han convertido unos en tributarios de los otros como si se tratara de un sistema fluvial. Los glaciares tienen, desde luego, mucho más espesor que los ríos, ya que el lentísimo movimiento del hielo requiere de una sección transversal mucho mayor para que posean una descarga equivalente a la de una corriente fluvial de curso rápido. Los glaciares tributarios que confluyen con el principal lo hacen de un modo tranquilo y concordante, pero, como veremos, los fondos de sus respectivos valles difieren considerablemente de nivel.

El rápido helamiento y deshielo del agua de fusión procedente de las nieves situadas en las grietas superiores de las paredes del circo, rompen la desnuda roca en fragmentos angulosos que caen o se deslizan sobre las zonas de nieves y se incorporan al glaciar. La fracturación de las rocas por el hielo también afecta a las paredes sobre las que descansa la neviza. De este modo, los circos van haciéndose cada vez mayores. Sus escarpadas y rugosas paredes pronto reemplazan a las lisas y suaves vertientes de la masa montañosa original. El lugar donde se interceptan las paredes opuestas de los dos circos glaciares se denomina arista. Si se desarrollan juntos tres o más circos se origina un pico puntiagudo en la intersección de sus aristas. En los Alpes suizos a este tipo de picos se le conoce con el nombre de Horn fig. 35. Uno de los más conocidos es el impresionante Matter-Horn (Monte Cervino). Si la intersección de los circos ha sido excesiva se forma una especie de paso o desfiladero llamado col.

El movimiento del glaciar va excavando y ampliando constantemente su cauce, de modo que, cuando que, cuando desaparece el hielo, se ha originado un profundo valle glaciar, cuya sección transversal tiene una forma de U característica fig. 36. Los glaciares tributarios también excavan valles en forma de U, pero su sección transversal es más pequeña y sus fondos se hallan a gran altura con respecto al nivel que ocupa el fondo del valle principal, por lo que reciben el nombre de valles suspendidos. Los ríos que ocupan más tarde estos sistemas de valles glaciares, dan lugar a hermosos saltos de agua y cascada al pasar de un valle suspendido al valle principal. Estas corrientes fluviales vuelven a excavar rápidamente el valle y modelan su fondo en forma de una pequeña V.

Los espolones de los valles que primitivamente se extendían hacia el cauce principal antes de que tuviera lugar la glaciación han sido biselados por la abrasión del hielo y, por ello, reciben el nombre de espolones truncados. Bajo la acción de un glaciar el substrato rocoso no siempre es excavado de modo uniforme, de manera que el perfil longitudinal del valle se reduce a una serie alternativa de umbrales y cubetas. Así, los circos y las partes superiores de los valles están ocupados por numerosos lagos de pequeño tamaño denominados tarns fig. 37. En los valles más grandes se suelen encontrar grandes lagos de valle.

Los deslizamientos de tierra son numerosos ya que la glaciación debilita las paredes de los valles. En los países en los que abundan los glaciares, como en Suiza y Noruega, los deslizamientos son el desastre natural más frecuente, ya que muchos pueblos y ciudades están construidos en el fondo de los valles y pueden ser rápidamente destruidos por coladas de barro o deslizamientos de tierras fig. 38.

Los derrubios pueden ser transportados por el glaciar alpino englobados en el interior del hielo o arrastrados entre este y las paredes del valle en forma de morrena lateral fig.39. Cuando se unen dos lenguas glaciares, las morrenas laterales se ponen en contacto y dan lugar a una morrena central, que se sitúa sobre el hielo en el centro del valle fig. 30 y 31 B. Al final de la lengua glaciar los derrubios transportados se acumulan en una morena terminal. Estos depósitos adoptan una forma curvada cuya parte cóncava apunta valle arriba y sus extremos se unen con las morenas laterales de cada red fig 32. A medida que el hielo retrocede, va dejando tras de sí acumulaciones de derrubios. Si hay irregularidades en la velocidad de retroceso del frente glaciar causantes de detenciones temporales de dicho frente, reforman depósitos denominados morenas de retroceso.

Aspectos geográficos de los glaciares alpinos

Por lo general, la escabrosidad de las montañas en las que predominan los glaciares, tales como los Alpes, los Pirineos, el Himalaya o sierra nevada, hace que la población sea escasa y el acceso a ellas difícil. Las tierras situadas por encima de la línea de bosque no son útiles para nada, excepto para pastos de verano y para la extracción de los minerales que pudiese contener la roca. Por debajo de esta demarcación, sin embargo, existen ricos y abundantes recursos forestales. Los valles glaciares en forma de U proveen de amplias y accesibles zonas de terreno situadas a niveles relativamente bajos. Se utilizan para ubicar pueblos, para pastos de invierno y como arterias de transporte. En los glaciares cuencanos varios valles glaciares de fondo llano se extienden en dirección sur de la ciudad. Constituyen importantes controles geográficos, ya que proveen de llanos fáciles accesos a la parte central de parque de del Cajas y a los principales pasos naturales de estas montañas.

Las escarpadas paredes de estos valles proporcionan numerosos saltos de agua y lagunas que pueden ser utilizados para mini centrales hidroeléctricas y fuentes de agua potable.

Debido a los escasos medios de comunicación y transporte existentes, las gentes de las regiones montañosas afectadas por los glaciares tendieron en el pasado a agruparse en pequeñas unidades políticas y territoriales.

GLACIARES CONTINENTALES

Glaciaciones continentales .- En la historia geológica conocemos varios periodos durante los cuales regiones de tierra muy extensas fueron cubiertas con un manto de hielo: La última edad de hielo es relativamente reciente tubo lugar en el Pleistoceno (de 2 millones de años hasta aproximadamente 11.000 años antes de nuestro tiempo). En esa última edad de hielo se reconocen varios periodos fríos (por lo menos 5) y otro periodo más caliente, los interglaciares. Cada periodo glacial se puede subdividir a su vez en periodos estadiales e interestadiales que son respectivamente más fríos y calientes con fluctuaciones menores en la temperatura. La misma subdivisión se puede hacer para los periodos interglaciares. Es evidente que los periodos glaciales e interglaciares tuvieron su origen en grandes variaciones climatológicas que ocurrieron en todo el mundo. Así se correlacionaron con los periodos glaciales e interglaciares unos periodos pluviales e interpluviales en las áreas tropicales.

Fueron estos cambios en el clima acompañados por glaciaciones o no, los que tuvieron una gran influencia sobre la morfología?

Es difícil elaborar un esquema que demuestre claramente esta influencia debido a la interacción de muchos factores; pero en principio ha sido más o menos el siguiente:

Los periodos glaciales e interglaciares fueron acompañados de fluctuaciones en el nivel del mar, o dicho de otra manera, en el nivel de base de erosión. Durante el periodo glacial el nivel del mar será más bajo ya que una gran cantidad de agua de la tierra será *“almacenada” en los glaciares. Por consiguiente, el nive*l de base será más bajo, lo cual producirá un periodo de incisión de los ríos en su valle aluvial. En la fase siguiente se esparcirá mucha agua y la erosión será muy fuerte especialmente de material derivado de la erosión glacial. Los ríos estarán entonces muy cargados de material y habrá un periodo de fuerte sedimentación, cuando nos encontramos realmente en la fase interglaciar y los glaciares se hayan retirado en gran parte, la sedimentación disminuirá considerablemente y el río podrá nivelarse nuevamente nuevamente, lo cual ocasionará una incisión en su nuevo lecho hasta que haya un equilibrio entre la erosión y la sedimentación.

La influencia de un nivel de mar más alto y por lo tanto, de un nivel de base más alto, será anulada por otros efectos que veremos más tarde.

Durante el siguiente periodo glacial los ríos se incisarán nuevamente en sus valles por tener un nivel de base otra vez más bajo. De todo esto resulta lo siguiente:

Deposición muy fuerte durante los periodos de transición entre un periodo glacial e interglaciar. Después, una ligera nivelación de los ríos en su nuevo lecho, la que en las partes más bajas puede ser acompañada por una deposición de turbo y material muy fino a causa de un nivel de mar relativamente alto. Finalmente, en otra fase glacial una renovación de la incisión de los ríos en su lecho por hundimiento del nivel de base; y la formación de terrazas con sedimentos del antiguo valle.

Todo este proceso se ha repetido varias veces durante el pleistoceno y podemos reconocer varias terrazas que corresponden con las diferentes glaciaciones. Hasta aquí el desarrollo ha sido bastante simple, pero hay unos factores que intervienen en el proceso.

En primer lugar ha sido probado que durante el pleistoceno no ocurrió (ocurre todavía) un descenso acelerado del nivel del mar en todo el mundo. Se encontraron terrazas erosivas del mar a alturas que no se podría explicar si suponemos que no hubo hielo en la tierra (lo que no es cierto).

Esto tiene claramente su influencia sobre el nivel de base. Durante los periodos glaciales ello amplificará el descenso del nivel de erosión, mientras que en las fases interglaciares el aumento del agua en el mar puede ser nivelado por el de depositación.

Otro factor que interviene es el hundimiento y el solevantamiento de los continentes debido a la isostasia. Ha sido probado que los continentes bajaron por el peso de los glaciares mientras que subieron durante los periodos interglaciares cuando los glaciales se retiraron. Estos movimientos, siendo una reacción sobre el peso de los glaciares, no son enteramente sincrónicos con las fases glaciares e interglaciares, de modo que su efecto será todavía más complicado. No obstante, se puede decir que los movimientos reducirán parcialmente las fluctuaciones del nivel de base de la erosión y depositación.

Es ahora importante que analicemos que todos estos procesos acompañados de la formación de terrazas coincidieron en ciertas regiones con otros movimientos de origen tectónico complicado todavía más la morfología actual.

Sin profundizar ahora en este problema me parece que lo único que se puede decir hoy en día *es lo que cita A. Holmes (principales of Physical Geology, 1965, pg. 740) “It is probable that* some unusual combination of circunstances is necessary to cauce an ice age, some coincidence of terrestrial, atmospheric, and astronomic features playing into another`s *hands, and it may be long before the complicated cauces are unravelled”.*

Casquetes glaciares actuales

En la actualidad existen dos grandes casquetes glaciares, situados respectivamente en Groenlandia y el la Antártica. No los podemos imaginar como enormes plataformas de hielo, de unos cuantos miles de metros de espesor en sus partes centrales, que descansan sobre masas de terreno de tamaño subcontinental. El casquete groenlandés tienen un área de 1´740.000 Km^2 y ocupa la seis octavas partes de la isla de Groelandia. Solamente aflora una pequeña franja de costa montañosa.

El casquete antártico abarca un área de 13`000.000 Km^2 y en algunos lugares penetra en el Océano en forma de plataformas de hielo flotantes. Una diferencia digna de mención entre estos dos inlandeis es su posición respecto a los polos. Mientras que el hielo antártico tiene su centro casi encima del mismo polo sur, el casquete groenlandés se halla considerablemente desplazado del polo norte, con su centro a unos 75º de latitud N. Esto ilustra un principio fundamental: que para que se origine un casquete glaciar es esencial la existencia de una gran área de tierras elevadas. Como en el polo norte no existen tierras cercanas, la acumulación de hielo en aquel lugar se limita a un delgado banco que flota en el mar.

Las curvas del nivel del casquete groenlandes indican que tiene la forma de un amplio domo de suaves declives. A partir de una máxima elevación de unos 3000 metros, situada al este del centro, parten vertientes muy poco pronunciadas en todas direcciones. La base rocosa sobre la que se asienta el casquete se halla cerca del nivel del mar en la región central pero aumenta de altura cerca de los bordes. A medida que se va acumulando nieve sobre el, el hielo plástico situado en profundidad se va deslizando hacia los bordes. En estas zonas el grosor del hielo se reduce a unos cientos de metros. La continua pérdida por ablación mantiene la posición del hielo marginal relativamente estable donde está bordeado por un cinturón costero de tierra. En otras partes el hielo se extiende hacia el mar en forma de grandes lenguas que avanzan por los fiordos. Del extremo flotante del glaciar se desprenden grandes masas de hielo (icebergs) que son llevadas por las corrientes de marea a mar abierto. Este proceso de rotura del hielo se denomina Calving y es originado por las tensiones que se producen en el hielo al fluctuar el nivel de las marcas y por el socavamiento y fusión del mismo que tiene lugar bajo y al nivel del mar. El calving de los frentes glaciares es un proceso sumamente rápido comparado con la ablación de hielo. Por lo tanto, los casquetes glaciares quedan limitados por el mar y raramente se extienden por el océano más allá de los límites de las bahías o de las plataformas continentales poco profundas.

El espesor del hielo en la Antártida es mayor que en Groenlandia. Por ejemplo, en la tierra de Marie Byrd se ha medido un espesor de 4250 metros y el substrato rocoso se halla a 2500 metros bajo el nivel del mar. En la meseta que constituye la tierra reina Victoria, a un altura de 2700 metros, se halló que el espesor del hielo es de 4000 metros. Esto significa que en gran parte de la Antártica la base rocosa sobre la que se asienta se halla bajo el nivel del mar.

Una característica importante de la Antártica es la presencia de grandes masas de hielo flotante denominadas plataformas de hielo. La mayor de ellas es la plataforma de Ross, que tiene un área de 520000 Km^2 y se eleva, como término medio, unos 70 metros sobre el nivel del mar. Las plataformas de hielo son alimentadas por las desembocaduras de los glaciares, aunque también contribuye a ello el hielo que se va acumulando progresivamente por compactación de la nieve. El Ecuador tiene propiedad continental en este paisaje morfológico.

FORMAS GLACIARES

Como grandes partes de Europa y América del Norte estuvieron bajo la acción glacial durante el Pleistoceno, los rasgos fisiográficos asociados con el hielo son de fundamental importancia geográfica para el desarrollo de las actividades humanas. La influencia de una glaciación sobre la agricultura puede ser favorable o desfavorable, ya que depende de la topografía preglacial existente y de si la erosión o la deposición del hielo ha sido intensa. En las regiones montañosas, como Nueva Inglaterra, la Tillita glaciar se halla finamente distribuida y es extremadamente rocosa. El cultivo es difícil debido a la abundancia de cantos y piedras en el suelo. En los cinturones morrénicos, las elevadas pendientes, la irregularidad de la topografía y la abundancia de piedras en la tillita hacen difícil el cultivo. Pero estas mismas características, sin embargo, son excelentes para zonas residenciales suburbanas. Una gran variedad de colinas, depresiones y pequeños lagos constituyen lugares ideales para grandes fincas.

Las llanuras de tillita, las de ablación y los fondos secos de los lagos tienen algunos de los tipos de tierras más productivas del mundo. Ejemplos de estas planicies los tenemos en Indiana, Illinois, Iowa, Nebraska y Minnesota.

Los depósitos glaciofluviales son de gran valor económico. Las arena y las gravas de las llanuras de ablación, de los kames y de los eskers proporcionan los agregados necesarios para la industria de la construcción. Las arenas más puras pueden usarse para la fabricación de moldes de fundición. En los depósitos glaciofluviales se hallan grandes cantidades de agua subterránea. En los lugares donde los valles preglaciares se llenaron de dichos materiales se pueden bombear grandes caudales de agua. De este modo, muchas grandes ciudades industriales de Ohio, Pensilvania y Nueva York pueden satisfacer sus necesidades de agua para consumo.

ESTUDIO DE LOS PAISAJES GLACIARES ANDINOS EN EL ECUADOR

MORFOLOGÍA LITORAL

Las olas de los océanos trabajan incansablemente para modificar las costas de los continentes y de las Islas. Las olas viajan por el mar abierto perdiendo energía gradualmente, pero cuando llegan a aguas poco profundas varían radicalmente de forma y adquieren un movimiento completamente diferente. Es entonces cuando se originan las poderosas olas y corrientes que son capaces de acometer el trabajo de la erosión y transporte.

Muchas costas forman bajo el agua una planicie de suave pendiente. A medida que las olas se aproximan a esta zona de escasa profundidad, su velocidad se hace cada vez menor y sus crestas están menos espaciadas fig. 43. La altura de la ola y su inclinación se incrementan rápidamente hasta que la cresta rueda y la ola rompe fig.44. Después de la rotura, el agua se dirige hacia la playa de forma turbulenta y espumosa. Este swash o uprush es una poderosa fuente de energía que provoca el movimiento de la arena y grava de la playa tierra adentro. Cuando ya se ha consumido la energía de la rotura contra la playa, se origina un flujo de retorno, el backwash, del agua hacia la playa, pero mucha desaparece por infiltración en la arena. En este movimiento de retroceso el agua lleva consigo grava y arena de la playa.

ENERGÍA DE LAS OLAS

Las olas son producidas principalmente por el viento que pasa por encima del agua, o dicho de otra manera, la pérdida de energía en las ondas es igual a la energía transmitida por el viento al agua.

En alta mar no existe un sistema ordenado de olas, hay distintas olas de diferentes direcciones, frecuencias, etc. Y unas pueden amplificar o reducir a las otras. También es posible que un sistema de olas originado en una parte del mar por los vientos, se hacia otro sitio sin que este sostenido por el viento e invada así un mar tranquilo.

La altitud de las olas depende principalmente de la fuerza y duración del viento y de la superficie del mar donde se originan las olas. En alta mar las olas no causan traslación del agua, el trayecto de una partícula de agua es más o menos un círculo y se habla de ondas de oscilación.

Cuando las olas llegan a agua poco profunda se originarán varios cambios en los diferentes movimientos. Se habla de aguas poco profundas cuando la profundidad es menos de la mitad *de la longitud de las ondas. Las olas es esta agua serán "frenadas" por el fondo y su* velocidad y longitud de ondas disminuirán. Cuando las olas se acercan oblicuamente a la costa, la disminución de la velocidad tendrá como consecuencia una refracción de las olas; esto quiere decir que la línea de cresta de las olas se presentará paralela a la costa.

Cuando la costa no es una línea recta si no que consta de cabos y bahías, la refracción de las ondas originará que un frente muy amplio de estas se concentre sobre los cabos y una parte muy pequeña sobre la bahía protegiéndola contra el efecto de las olas.

La disminución de la velocidad de las olas también está estrechamente relacionada con el rompimiento. En el sitio donde las olas empiezan a tocar el fondo, la ola de oscilación cambia a una ola de traslación, y cada ola crece en volumen y por supuesto el frente se hace más empinado hasta el punto de que el agua en frente de la ola es insuficiente para llenar el volumen y poder soportarla. En ese momento se originará el rompiente. El fin de la ola será entonces dos corrientes, una en la superficie que se lanza sobre la ribera como embate y otra cuando el agua fluye después por la pendiente de la costa hacia el mar como una corriente de retroceso.

También son varias las corrientes de mar. En primer lugar están las grandes corrientes de los mares y océanos que apenas alcanzan a influir en los fenómenos de la costa.

Además existen las corrientes causadas por las mareas, las que tampoco logran un gran efecto, pero si pueden amplificar otras corrientes a lo largo de la costa o reducir el efecto de ellas.

La corriente costera causada por la refracción de la olas que entran oblicuamente somre la costa influye su morfología, sobre todo porque en general existe una dirección del viento que domina, dando lugar a una corriente costera principal. Esta puede transportar grandes cantidades de material a lo largo de la costa. Además, existe otra forma de desplazamiento del material debido a los rompientes.

Nuevamente cuando las olas entran oblicuamente, el material será lanzado por el rompiente en el mismo sentido sobre la costa, mientras que su regreso al mar será perpendicular a esta, formándose así un pequeño movimiento. La dirección de este movimiento coincidirá con la corriente costera, ampliando así el efecto del primero.

EROSIÓN PRODUCIDA POR LAS OLAS

En las épocas de calma relativa y de vientos moderados, las olas ejercen poco trabajo de erosión, pero tienden, por el contrario, a construir playas y otros depósitos de grava y arena. En los periodos de tormenta, cuando las olas son grandes y al romperse arrojan toneladas de agua contra la costa, la erosión es intensa fig.47. El violento uprush lanza fragmentos de piedras y cantos rodados contra las rocas que se hallan expuestas en la costa erosionándolas por choque, pero dichos fragmentos también se desgastan al incidir unos contra otros por la acción del agua. Los productos de esta rotura se clasifican atendiendo a su tamaño. Las partículas más finas son transportadas por el mar y depositadas en profundidad en forma de lechos fangosos. Las arenas y las gravas quedan confinadas a la playa formando playas y barras litorales.

Si la costa esta formada de roca consistente, la erosión es lenta y solamente se observarán cambios visibles cuando los temporales hayan actuado sobre ella durante un largo periodo de tiempo. En los lugares donde la costa está formada por materiales blandos, tales como morenas glaciares o llanuras aluviales, la erosión es sumamente rápida. La sola fuerza del agua es suficiente para erosionar tales propósitos y el acantilado puede llegar a retroceder varios metros en una única tormenta fig. 48.

Las fuerzas destructivas del mar actúan de diferentes maneras. En primer lugar está la acción hidráulica del mar. Las fuerzas con que las ondas golpean la costra son enormes, a veces de 30 toneladas por metro cuadrado. Es claro que así la erosión es capaz de destruir las rocas más duras.

Además están la abrasión y la corrosión; la primera debida al golpe de las piedras contra las rocas, o entre si, y la segunda es la acción química del agua.

Las costas escarpadas se encuentran erosionadas debido a la socavación del alcantarillado por la acción hidráulica de las ondas formándose una terraza con material derivado de la erosión en aguas más profundas y una plataforma ligeramente inclinada hacia el mar debida a la erosión de los acantilados.

Esta última se llama también terraza marina de erosión. La rapidez de esta erosión marina varia con el sitio y el material, pero puede alcanzar cifras muy altas. (5,5 Km. En 1500 años). De la misma manera el mar puede atacar costas con barreras naturales en forma de dunas o invadir después el país.

DEPÓSITOS DE CORRIENTE DE MAREA

Estas corrientes desempeñan varias funciones importantes a lo largo de la línea de costa. Primero, las corrientes que entran y salen de las bahías a través de estrechos canales son muy veloces y pueden excavar profundamente un canal y mantenerlo abierto a pesar de la tendencia que tienen los procesos de deriva litoral a taponarlo con arena. Segundo, las corrientes de marea transportan gran cantidad de limo fino y arcilla en suspensión procedentes de la erosión de los acantilados marinos, de los ríos que desembocan en las bahías o de los fondos fangosos cuando estos son agitados por la acción de las olas durante una tormenta. Este sedimento fino tiende a concentrarse en pequeños agregados (proceso de floculación) donde el agua dulce se mezcla con el agua salada. El sedimento, entonces, se deposita en el fondo de las bahías y estuarios donde se acumula en estratos que van colmatando gradualmente las bahías. En estos sedimentos suele haber gran cantidad de materia orgánica. Los depósitos del estero salado de Guayaquil corresponde a este tipo de paisaje morfológico.

Con el tiempo, los sedimentos de marea colmatan la bahía y originan llanuras de fango, grandes extensiones de limos y arcillas que quedan al descubierto en la bajamar y cubiertos en la pleamar. A continuación, comienzan a crecer sobre ellas una serie de plantas salobres. Los tallos de estas plantas atrapan más sedimentos y la llanura crece hasta aproximadamente el nivel de la pleamar, convirtiéndose en una marisma fig. 49. Las corrientes de marea siguen circulando por ella formando una compleja red de sinuosos canales de marea por los que el agua circula alternativamente hacia el mar y tierra adentro fig. 50.