



Hidráulica de ríos y procesos morfológicos

Tomás Ochoa Rubio

ECOE EDICIONES

Tomás Ochoa Rubio

Ingeniero civil con maestría en hidráulica y estructuras hidráulicas de la Universidad de la Amistad de los Pueblos de Moscú. Posee una experiencia superior a los 30 años como consultor nacional e internacional en diseño hidráulico y planeación de centrales hidroeléctricas, distritos de riego, acueductos, alcantarillados, plantas de tratamiento, puertos, obras de drenaje en vías, hidráulica fluvial, control de inundaciones y manejo de ríos.

Su experiencia docente es superior a los 25 años en las asignaturas: estructuras hidráulicas, centrales hidroeléctricas, recursos hídricos, recursos energéticos, hidráulica de tuberías, hidráulica de canales, hidráulica fluvial, mecánica de fluidos y estabilidad de taludes, en las universidades Javeriana, La Gran Colombia y Santo Tomás.

Se desempeña como Profesional Investigador inscrito en Colciencias, en los temas de socavación en cauces naturales y resistencia hidráulica en ríos colombianos. Es autor de artículos sobre hidráulica y estructuras hidráulicas en las revistas de ingeniería de la Universidad Javeriana, La Gran Colombia y Santo Tomás.

Hidráulica de ríos y procesos morfológicos

Tomás Ochoa Rubio

Ochoa Rubio, Tomás

Hidráulica de ríos y procesos morfológicos / Tomás Ochoa Rubio.

-- 1ª. ed. -- Bogotá : Ecoe Ediciones, 2011.

670 p. ; 24 cm. -- (Ingeniería y arquitectura. Ingeniería)

ISBN 978-958-648-681-1

1. Ingeniería hidráulica 2. Canalización de ríos I. Título II. Serie

CDD: 627.125 ed. 20

CO-BoBN- a740844

Catalogación en la publicación – Biblioteca Nacional de Colombia

Colección: Ingeniería y Arquitectura

Área: Ingeniería

Primera edición: Bogotá, D.C., 2011

ISBN: 978-958-648-681-1

© Tomás Ochoa Rubio

E-mail: hidricostomas@gmail.com

© Ecoe Ediciones

E-mail: correo@ecoeediciones.com

www.ecoeediciones.com

Carrera 19 No. 63C-32, Pbx. 2481449, fax. 3461741

Coordinación editorial: Alexander Acosta Quintero

Diseño y diagramación: Emilse Londoño

Diseño de carátula: Raúl Rodríguez

Impresión: Editorial Kimpres Ltda,

Calle 19 Sur No. 69C-17, Tel. 4136884

Impreso y hecho en Colombia

DEDICATORIA

A la memoria de mi madre.

A mi hija Laisvie Andrea.

*A Galia y a mis hermanos: Eduardo, Bertha Nelly, Guillermo, Rosaura,
Gonzalo, Isabel, Julio y Gladys.*

AGRADECIMIENTOS

*El autor expresa sus más sinceros agradecimientos
a los ingenieros Javier Carrillo Puerto y Lisandro Núñez Galeano
por sus aportes desinteresados al presente libro.*

PRÓLOGO

Escribir libros de ciencia e ingeniería no es labor usual ni cotidiana en un país sin mayor tradición en estos menesteres. Por esta razón, cada vez que un nuevo libro es publicado, surge una gran curiosidad por saber si será favorecido por el reclamo y aceptación de una audiencia pequeña pero exigente de profesionales especializados, o si será simplemente abandonado en el estante para dar al propietario la falsa ilusión de que sabe o posee la información que necesita en caso de que se le presente un problema en esta área. Sólo el uso frecuente de estos conceptos y teorías en la solución recurrente de fenómenos y problemas de ingeniería, puede conducir a la aplicación exitosa de los mismos en la solución efectiva de problemas. En este sentido los autores no están de acuerdo en la profundidad y el alcance que han de dar a sus tratados, ni en la cantidad de ejemplos y aplicaciones que deben incluir en los libros para promover el mayor entendimiento del lector o darle confianza en la utilización de estos conceptos.

El libro que nos ofrece el distinguido ingeniero y profesor Tomás Ochoa, contiene una gran profundidad de conceptos y amplitud en el tratamiento de todos los temas relevantes de la hidráulica fluvial y la morfodinámica de cauces. Ciertamente, no es un manual para el principiante, sino más bien un docto resumen de tópicos avanzados para el investigador selectivo, que ofrece una particular interpretación de las investigaciones y experiencias de importantes científicos de dos vertientes muy importantes, rara vez contrastadas en la medida que ofrece el presente volumen: las fuentes rusas y eslavicas, poco aprovechadas en nuestros países americanos debido a la dificultad para obtener traducciones adecuadas al español, y compendios sistemáticos como el actual, en cualquier idioma, y las fuentes europeas y norteamericanas más frecuentemente utilizadas, pero interpretadas por los primeros autores. El resultado es sin duda interesante y obligará a los profesionales del área, a releer lo ya conocido y enfrentarlo con esta nueva perspectiva, lo mismo que a conocer ángulos diferentes de la apreciación científica de la ciencia y el arte de la hidráulica fluvial.

Sea bienvenido este esfuerzo notable por resumir en una sola obra tantos años de observaciones, análisis e investigaciones por un profesional de altura, que reúne no sólo la calidad académica de su temperamento científico, sino también la inestimable experiencia del ingeniero practicante, airoso en tantos proyectos de importancia en el manejo de los recursos hídricos.

*Jaime Iván Ordóñez Ordóñez
Ingeniero civil, M. Sc., Dr. Eng.*

INTRODUCCIÓN

Debido a su extensión, los temas propuestos se presentan en dos libros independientes pero complementarios. El primero, que corresponde al presente Texto se denomina “Hidráulica de Ríos y Procesos Morfológicos” y posee el siguiente contenido.

- Capítulo 1 Hidráulica fluvial
- Capítulo 2 Estudios geomorfológicos
- Capítulo 3 Estabilidad de Cauces
- Capítulo 4 Procesos morfológicos en cauces aluviales
- Capítulo 5 Pronóstico de deformaciones en cauces aluviales

El segundo libro: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación” se edita de manera prácticamente simultánea con el primero, abarcando los siguientes capítulos:

- Capítulo 1 Principios generales del diseño hidráulico de puentes
- Capítulo 2 Diagnóstico de los puentes colombianos por concepto de socavación
- Capítulo 3 Cálculos hidrológicos. Determinación de crecientes
- Capítulo 4 Cálculo hidráulico de puentes
- Capítulo 5 Selección de ponteaderos
- Capítulo 6 Condición de umbral y mecanismos de socavación en cauces aluviales
- Capítulo 7 Cálculos de socavación de cauces bajo puentes
- Capítulo 8 Prevención de la Socavación en Puentes

El objetivo original de este trabajo fue la recopilación y traducción coherente de un material escrito originalmente en ruso y en inglés, y algunos textos en español, suficiente como para aplicar a un doctorado en estos aspectos, complementado con algunos resultados de la experiencia de 30 años del autor en la consultoría de tópicos relacionados. Sin embargo, terminando el ejercicio de investigación se consideró pertinente efectuar su publicación con el propósito de compartir este proceso de aprendizaje.

A pesar de que no posee un contenido alto de documentos originales, el libro es un aporte significativo a dos temas fundamentales de la mecánica de ríos en general. El primero se refiere a la hidráulica fluvial propiamente dicha, con un tratamiento detallado del flujo en los cauces naturales y de las leyes de movimiento de los sedimentos. El segundo aspecto es una presentación, novedosa en nuestro medio, de las microformas, mesoformas y macroformas que generan los sedimentos de fondo y en suspensión en los tramos aluviales, considerados como un medio continuo que se transforma de manera permanente a lo largo de su recorrido como resultado del desarrollo de los procesos morfológicos analizados a la luz de la concepción hidrogeomorfológica. La obra está orientada al cálculo hidráulico de

puentes pero, es evidente que puede ser utilizada en todo tipo de análisis relacionados con los cauces naturales.

El primer capítulo contiene los aspectos fundamentales que debe conocer un ingeniero en el momento de realizar el cálculo hidráulico y de socavación de puentes y obras similares relacionadas con el comportamiento de los ríos. En primer lugar, se analiza el comportamiento de las corrientes naturales en lo que se refiere al movimiento del agua en ellas; los factores influyentes y los patrones de flujo. En segundo término, se hace una presentación extensa y completa sobre el movimiento de los sedimentos, sus características de tamaño, forma, densidad, peso específico, granulometría, cohesión, ángulo de reposo, variación del tamaño a lo largo del cauce, procedencia, leyes de distribución y técnicas de muestreo en las labores de consultoría. Todos estos parámetros se presentan aplicando los estándares universalmente aceptados. A continuación se exponen tres temas centrales en la hidráulica de ríos: la definición de la velocidad de caída de los sedimentos en agua quieta, el perfil de velocidades para diferentes condiciones y el perfil de las concentraciones de los sólidos en un cauce natural. La solución de algunos problemas complejos se acompaña con ejemplos concretos. En todos los casos se hace una exposición completa de cada tema y se termina con una conclusión y una guía de aplicaciones prácticas en los trabajos de ingeniería y en las investigaciones que se quieran adelantar. En tercer lugar, se relaciona sólo de manera conceptual el problema del transporte de sedimentos; se trata de una exposición breve, dado que este último tema no está ligado directamente al cálculo de puentes y obras similares. Se termina con una introducción sobre el movimiento de las partículas individuales en un flujo turbulento. En este capítulo se utilizaron extensamente los libros de Ibad-zade Yu A. “Movimiento de los sedimentos en cauces abiertos” (1974) y “Dinámica de los sedimentos en ríos y embalses” (1978).

El segundo capítulo se presenta como un marco de referencia y una fundamentación mínima previa al estudio de los procesos morfológicos. Contiene inicialmente las clasificaciones geomorfológicas más comunes, haciendo énfasis en los procesos dinámicos que generan las diferentes geoformas y que están asociados a los cambios en las características de las corrientes naturales y sus elementos relacionados, los cuales condicionan su comportamiento. A continuación se exponen los fundamentos de la teoría sobre la formación de los cauces naturales incluyendo las características estructurales de las redes hidrográficas, las particularidades hidrográficas de un sistema fluvial, la morfología de las corrientes, la evolución de las formas y los factores geomórficos que afectan la estabilidad de los ríos. Por último, se analizan los parámetros empleados para definir la morfología de una cuenca.

El Autor expresa sus sinceros agradecimientos al Instituto Geográfico Agustín Codazzi por permitir la reproducción de algunas figuras y definiciones de los libros: “Geomorfología Aplicada a Levantamientos Edafológicos y Zonificación Física de

Tierras”, Instituto Colombiano Agustín Codazzi, Bogotá, D.C., 2005 y del libro: “Aplicación de la Geomorfología al Levantamiento de Suelos en Zonas Aluviales y Definición del Ambiente Geomorfológico con Fines de Descripción de Suelos”, Alfred Zinck, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, D.E., 1987.

El tercer capítulo aborda los fenómenos de estabilidad de cauces aplicados a puentes y obras similares construidas sobre ríos o en sus orillas, a partir del entendimiento de los mecanismos que lo generan y teniendo en cuenta la información técnica en cuanto a procesos de socavación, de erosión y similares. Se complementa bien con lo expuesto en los capítulos cuatro y cinco.

El cuarto capítulo está dedicado al estudio de las formas que adquieren los depósitos de sedimentos de fondo y en suspensión en los tramos de piedemonte y de llanura de los ríos y al análisis de la misma configuración que exhiben los cauces a lo largo de su recorrido y los cambios que sufren en la dirección del flujo. Se trata del estudio de las mesoformas y las macroformas como parte importante de los procesos morfológicos que experimentan las corrientes naturales. Se explica de manera secuencial la aparición de macrodunas, barras laterales, islotes y brazos dentro del trenzamiento del cauce, los diferentes tipos de meandros y el trenzamiento de banca como una transformación coherente de las formas generadas por los sedimentos que interactúan con el flujo. En este capítulo se usó extensamente el libro de Popov, J. V., “Deformaciones de los cauces aluviales e hidrotecnia” (1969).

El estudio detallado de las microformas se presenta en el libro del mismo autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación.”

El quinto capítulo se ha concebido como una continuación del capítulo cuatro en razón de que está dedicado a la predicción de los cambios que se pueden presentar en las mesoformas y macroformas, es decir, las transformaciones que sufren los procesos morfológicos con el tiempo. En buena medida este tema está relacionado con lo expuesto en los capítulos dos y tres, por lo cual se puede considerar como una culminación de los aspectos relacionados con la estabilidad de los cauces y su relación con los fenómenos de remoción, transporte y deposición de sedimentos que conducen a una reorganización que origina nuevas configuraciones y formas con profundas implicaciones en las condiciones de emplazamiento de diversas estructuras hidráulicas como puentes, pasos subfluviales, captaciones, presas de derivación, estaciones de medición, protecciones, jarillones, espolones, espigones, etc.

En el capítulo quinto se utilizó ampliamente el libro de Biegam, L. G. y otros: “Deformaciones de los cauces bajo puentes” (1970).

La presente obra está dirigida a ingenieros civiles, ingenieros agrícolas, geólogos, geomorfólogos, hidrólogos, hidráulicos y puede ser utilizada como texto en cursos de pregrado y postgrado de las diferentes universidades dedicadas a la enseñanza e investigación de estas disciplinas.

Muchos de los temas tratados se repiten en diferentes capítulos, pero siempre de manera complementaria y consecuente.

El panorama general de los aspectos expuestos en el Texto se puede expresar de la siguiente manera: Como se sabe, la solución de los grandes problemas de la hidráulica fluvial relacionados con la construcción y operación de puentes, con el diseño de estructuras de captación, la protección de orillas, el control de inundaciones, los pasos subfluviales, el mejoramiento de las condiciones de navegación y muchas otras se puede alcanzar con obras pasivas o activas. Las primeras consisten en revestimientos, enrocados de protección, diques marginales y todo tipo de estructuras que no interfieren considerablemente con el flujo. Por el contrario, las obras activas cambian de manera notable el campo de velocidades y el patrón del flujo induciendo corrientes transversales, transformando el comportamiento en el transporte y deposición de sedimentos, generando rectificaciones o aprovechando la fuerza de las corrientes para profundizar el lecho y aumentar las dimensiones y capacidad hidráulica del cauce principal a partir de un canal piloto, por ejemplo.

Es evidente que el diseño de una obra activa requiere de un profundo conocimiento de los procesos morfológicos propios del tramo estudiado lo cual resulta, casi siempre, extremadamente complicado debido fundamentalmente a la enorme variedad de situaciones que presenta un río aluvial durante la vida útil de una estructura, originadas por los cambios climáticos que producen variaciones en los caudales, en los niveles, en las velocidades y su distribución, en el transporte de sedimentos, en la forma de deposición de los sólidos formando barras, islotes e islas de diferente forma, altura y ubicación, las cuales, a su vez, crean corrientes transversales con un gran número de comportamientos de muy difícil predicción. Esto sigue siendo cierto a pesar de que en la literatura se encuentran las respuestas de un río a un gran número de alteraciones (numeral 3.7.2) y, en general, la balanza de Lane (numeral 3.7.1) muestra claramente la relación que existe entre el caudal líquido, el caudal sólido, el tamaño de los sedimentos y la pendiente longitudinal. Si se labra un canal piloto en un río aluvial, por ejemplo, lo más seguro es que la propia corriente lo ensanche y lo profundice en una primera etapa, sin embargo, el incremento de área hace que la velocidad del flujo disminuya ocasionando su colmatación con lo cual se pierde el efecto deseado. Lo mismo puede suceder en los momentos en que el cauce transporte una cantidad considerable de sedimentos. Esto indica que este tipo de soluciones casi nunca funciona debido a los cambios permanentes de las características del río en un determinado tramo.

El conocimiento detallado del comportamiento de un río aluvial se logra a partir del análisis de los procesos morfológicos con todas sus implicaciones geomorfológicas y climatológicas o hidrológicas, mediante el estudio multitemporal de fotografías aéreas y/o imágenes de satélite, con el uso de modelaciones apropiadas y, ante todo, con estudios minuciosos y sistemáticos de campo apoyados en las

descripciones de los habitantes de la zona que conozcan el tramo durante varios años y estén en capacidad de caracterizar adecuadamente los diferentes fenómenos propios del cauce. El mejor uso de estas versiones estará a cargo del ingeniero o geólogo especialista que deberá reunir toda la información pertinente y procesarla para producir un diagnóstico bien estructurado y fundamentado.

En los casos en que no sea posible llegar a una interpretación plausible, coherente y completa del comportamiento de un río y sus posibles respuestas a una determinada obra activa, lo mejor es diseñar obras pasivas o profundizar la investigación con modelaciones más detalladas y relativamente confiables. En todo caso, es muy importante evitar las suposiciones por lógicas que parezcan o similares con casos parecidos debido a que esto conduce a análisis superficiales y engañosos.

En relación con las anteriores dificultades es que adquiere una gran importancia el desarrollo de métodos de pronóstico o predicción ingenieril y procedimientos de regulación de los procesos morfológicos y, siguiendo esta dinámica, se han impulsado muchas componentes de la hidráulica de ríos como la estructura de los flujos turbulentos, el transporte de los sedimentos, la morfología de los cauces aluviales, la dinámica de las deformaciones del lecho, la teoría y el cálculo del flujo gradualmente variado.

A pesar de que la teoría de los procesos morfológicos aún no se ha formulado de manera completa, ya se han establecido sus conceptos más importantes, los cuales se usan ampliamente en la solución de un gran número de problemas. Junto con ellos, se ha encontrado una serie de indicadores y parámetros generales que caracterizan un determinado cauce. Por otro lado, la modelación hidráulica que considera las características morfológicas de los ríos y sus variaciones ha permitido elevar la confiabilidad de los resultados.

De esta manera apareció una rama relativamente independiente de la ciencia dedicada al estudio de las corrientes naturales para establecer las leyes más generales y seguras en la formación y desarrollo natural de los cauces de los ríos y su posterior aplicación en los cálculos prácticos.

La teoría contemporánea aborda los procesos morfológicos como una sucesión de ajustes mutuos y variaciones de la hidráulica de las corrientes naturales y de las formas del cauce. Desde este punto de vista, el fenómeno puede ser concebido según el siguiente esquema: el flujo longitudinal al interactuar con las formas generales del cauce crea un determinado relieve de la superficie del agua; este relieve determina la magnitud y dirección de los flujos transversales en el fondo del río; las corrientes de fondo condicionan determinados cambios en las formas del cauce; esto genera ciertas transformaciones en las corrientes principales. En resumen, se trata de un transcurrir continuo de efectos íntimamente ligados entre sí. Dialécticamente, la causa se transforma en efecto y al contrario.

Los flujos del fondo, al alterar el estado de los materiales del lecho, desprenden un gran número de partículas y las traslada a un nuevo sitio. Este transporte produce cambios graduales y episódicos de manera permanente en las formas del cauce. Las características de este fenómeno dependen de la estructura hidráulica de cada tramo, pero ésta resulta influenciada por el relieve del río. La erosión y el posterior depósito de sedimentos resuelven en buena medida la contradicción preexistente entre la estructura del flujo y la conformación del cauce y, al mismo tiempo, crean una nueva incongruencia entre la antigua estructura de la corriente y las nuevas formas del cauce.

En resumen, los temas fundamentales que deben ser analizados para comprender los cambios que pueden experimentar los cauces aluviales y para adelantar un estudio de hidráulica fluvial con todos sus elementos son (Kondrátiév, 1959, 2010):

- a. *La actividad erosiva de las corrientes naturales.* Los procesos de denudación y el posterior transporte de sedimentos en los tramos de montaña de los ríos suponen un trabajo positivo de las fuerzas debidas a la aceleración gravitacional. Sin embargo, en los tramos de llanura especialmente, el movimiento de los sólidos se presenta con pendientes longitudinales muy bajas y como un proceso de desprendimiento e incorporación al flujo principal ocasionado por un trabajo en contra de la fuerza de gravedad, con participación de las fuerzas hidrodinámicas y de las mezclas turbulentas. En este mecanismo interactúa la cinemática de las formas del cauce con la cinemática del medio líquido y su estudio requiere una síntesis de la geomorfología, la hidrometría, la estadística y la teoría de la turbulencia. El paso de un análisis cualitativo a uno cuantitativo se ha logrado gracias al conocimiento gradual sobre el espectro de la turbulencia. La concepción de este fenómeno como un caos desordenado de las pulsaciones ha quedado atrás y la selección de las zonas de frecuencias bajas, es decir, de las alteraciones estructurales de gran escala que actúan según ciertas leyes y de forma prácticamente periódica sobre las partículas en movimiento permitió elaborar una teoría más completa sobre el movimiento de los sedimentos y relacionarla con los procesos morfológicos. Este es el mecanismo que condiciona los saltos de los sedimentos de fondo y la suspensión de los más finos. Estos movimientos definen las microformas, las mesoformas y las macroformas que adquieren los cauces aluviales y los procesos morfológicos asociados a ellas.
- b. *El movimiento de los sedimentos como un problema estadístico.* El carácter estadístico del movimiento de los sedimentos aparece en dos direcciones. En primer lugar, cada ejemplar se diferencia de los demás por sus dimensiones, forma y ubicación respecto a sus vecinos. La probabilidad de movimiento de dos partículas tomadas al azar siempre es diferente aún con la misma velocidad del flujo. Por otro lado, la misma velocidad de la corriente presenta pulsaciones, las cuales, en buena medida, poseen el carácter de un proceso aleatorio continuo. Dado

que la fuerza de acción sobre cada partícula está relacionada precisamente con la velocidad, es claro que la probabilidad total para una partícula de desprenderse en un instante dado depende de sus propias características particulares: dimensiones, forma y ubicación y del valor absoluto de la velocidad, de su dirección y sentido. Si se quisiera definir el movimiento de cada partícula por separado el problema no tendría solución. Sin embargo, el interés general reside en el análisis del movimiento de la masa completa durante un período de tiempo suficientemente grande, de tal manera que el cálculo adquiera sentido práctico. En consecuencia, lo que interesa no es la probabilidad de cada grano sino la probabilidad de todo el conjunto de sedimentos sobre un área conocida de adquirir una determinada velocidad a lo largo de un tiempo no muy corto. Una vez conocida esta probabilidad se puede aplicar la ley de los grandes números a la masa completa según la cual el número de partículas desprendidas es igual al producto de la correspondiente probabilidad por el número total de granos en reposo.

Las variaciones de la fuerza de sustentación que actúa sobre los sedimentos dependen del valor y frecuencia de las corrientes ascendentes y descendentes y entran en juego con el peso de los granos. Esas variaciones definen la probabilidad que tiene cada partícula de desprenderse y trasladarse junto con el flujo. La probabilidad de suspensión, lo mismo que la probabilidad de desprendimiento depende de la intensidad de la mezcla turbulenta igual que de las dimensiones y forma de la partícula, es decir, de la velocidad con la cual cae por su propio peso. Así, el movimiento de una cierta cantidad de sedimentos a lo largo de una distancia dada con una determinada velocidad es el resultado de la fuerza de sustentación que las desprende y de las corrientes ascendentes que las mantiene en suspensión. Ambos factores aparecen y desaparecen de un instante a otro y su acción real sobre la partícula posee una probabilidad. A priori es claro que ella será mayor para velocidades grandes y en partículas pequeñas. Así, cada uno de los sedimentos se mueve a su manera con grandes diferencias entre ellos, sin embargo, en promedio durante un intervalo de tiempo relativamente considerable el flujo consume parte de su energía en el trabajo de sustentación y garantiza el traslado de toda la masa de partículas.

En la práctica, el carácter estadístico del movimiento de los sedimentos se puede resolver de una manera extremadamente sencilla. Simplemente, algunas fórmulas de cálculo de parámetros relacionadas con este fenómeno tales como las que describen las velocidades erosivas o las de socavación se relacionan funcionalmente con la probabilidad de ocurrencia de un determinado valor, de tal manera que el parámetro evaluado resulta mayor o más crítico mientras menor sea la probabilidad de ocurrencia o mientras mayor sea la confiabilidad requerida en el dato.

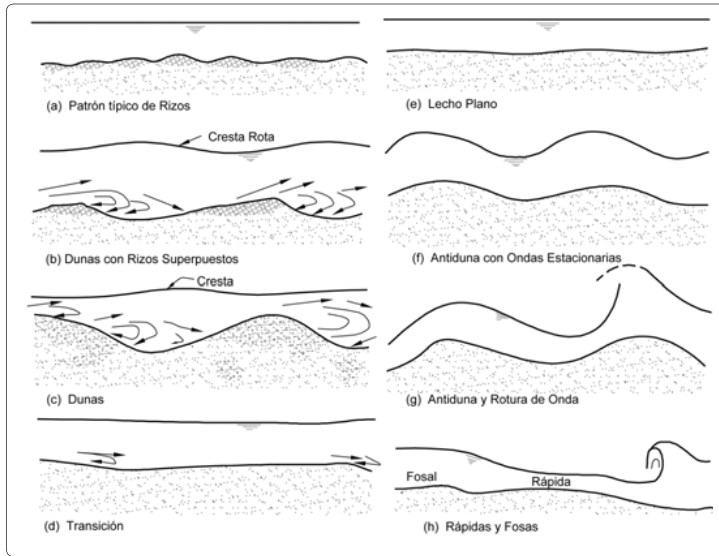
- c. *Los procesos aluviales.* En el presente Texto se considera que los procesos aluviales son aquellos que tienen que ver con el comportamiento general de las partículas sólidas particulares o en conjunto, es decir, los procesos de desprendimiento, transporte y deposición de sedimentos. Esos tres procesos se analizan por sí mismos con sus propias leyes y comportamientos sin tomar en consideración las formas que originan, a diferencia de los procesos morfológicos.
- d. *Los procesos morfológicos.* Son el conjunto de fenómenos que aparecen como resultado de la interacción del flujo y los sedimentos de un cauce; de la erosión del lecho; del transporte y acumulación de sólidos que propician la aparición y desarrollo de diferentes formas de una corriente natural y de su relieve, lo mismo que sus transformaciones estacionales, multianuales y seculares.

Los componentes fundamentales de los procesos morfológicos que interactúan entre sí son: el transporte de sedimentos, las deformaciones de los cauces y de su morfología. El transporte de los sedimentos determina la esencia de los procesos morfológicos y, por eso, la forma del movimiento sirve de base para su tipificación. Aquí se considera el ingreso de sedimentos al río, su capacidad de transporte, las limitaciones al desarrollo de las deformaciones del cauce y los diferentes factores que le imprimen resistencia a la erosión a las bancas y la formación de cauces en ellas.

- e. *Las formas del cauce.* En su expresión más general, las formas del cauce se dividen en microformas, mesoformas y macroformas. Esta concepción pertenece a la teoría hidromorfológica de la escuela soviética que corresponde a la escuela rusa actual y se diferencia sustancialmente de la escuela occidental, la cual cuando menciona las formas del cauce se refiere exclusivamente a las microformas y, eventualmente, incluye algunas mesoformas pero de manera poco clara.

Las microformas están compuestas por las dunas, rizos, antidunas y las rápidas y se interpretan como un mecanismo que poseen los cauces aluviales para aumentar su resistencia hidráulica (figura 1). En el presente libro se denomina rugosidad por textura a la resistencia hidráulica debido a los sedimentos, la cual, generalmente, se ha traducido como rugosidad o resistencia de grano. Igualmente, la rugosidad debida a las microformas se denomina en este texto como resistencia o rugosidad por relieve. Las mesoformas son el resultado de la interacción del flujo con los sedimentos de fondo y en suspensión dando origen a siete configuraciones bien definidas que, en realidad, son los mismos procesos morfológicos: las macrodunas, las barras laterales, los meandros confinados, los meandros libres, los meandros incipientes, el trenzamiento en el cauce y el trenzamiento en las bancas (figura 4.12). Por último, las macroformas son el conjunto de mesoformas que contiene un río en un determinado tramo.

En los tramos aluviales de los ríos la configuración en planta del cauce posee un carácter bien definido, con un comportamiento conocido aunque



▲ **Figura 1** Microformas y su relación con el relieve de la superficie del agua según Simons et al (1961).

no muy bien explicado en muchos de sus aspectos. En primer lugar, todos los experimentos de laboratorio y las observaciones de campo muestran que estos tramos siempre son curvos en planta adquiriendo un carácter trenzado, anastomosado o meándrico. En segundo lugar, los cambios en el nivel de base y otros factores relacionados propician la formación de terrazas de diferentes tipos a lo largo de las corrientes. Por su parte, los meandros se forman como consecuencia de la misma estructura dinámica de las corrientes naturales y por la influencia de factores externos. No obstante, la verdadera causa de su formación aún no se conoce. Su aparición se ha intentado explicar por la denudación general de la superficie terrestre, por la neotectónica, por las condiciones geológicas, por la fuerza de Coriolis, por la presencia de obstáculos ocasionales, por el principio del mínimo de disipación de energía, por el concepto de entropía, por la turbulencia estructural, por la circulación transversal, por la interferencia del eje dinámico y por muchos otros posibles factores. La teoría hidromorfológica presenta una cadena de sucesos interrelacionados entre sí como explicación de los meandros: esta cadena se inicia con una alta capacidad de transporte por parte del cauce respecto al ingreso de sedimentos → esto produce un superávit de energía → lo anterior ocasiona la deformación de las orillas → esta deformación origina la aparición de meandros → los meandros propician la disminución de la pendiente longitudinal → de esta manera se disminuye la capacidad de transporte → así, se produce un equilibrio

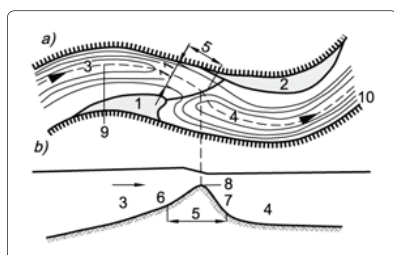
entre la capacidad de transporte y el ingreso de sedimentos → finalmente, se observa la presencia de meandros en condiciones de equilibrio dinámico.

De manera similar se explican los cauces trenzados: esta cadena se inicia con una baja capacidad de transporte por parte del cauce respecto al ingreso de sólidos → la energía del río no es suficiente para transportar todos los sedimentos que recibe → lo anterior ocasiona la formación de barras, islotes e islas → estos depósitos producen el ensanchamiento del cauce por avulsión → se incrementa el frente de transporte de sedimentos → se aumenta la capacidad de transporte por parte de la corriente → se alcanza un equilibrio entre la cantidad de sedimentos que ingresan y la capacidad de transporte → finalmente se produce un río trenzado o anastomosado en condiciones de equilibrio dinámico.

En un tramo con meandros las curvas se suceden, una después de la otra y su comportamiento ha sido bien descrito con las leyes de Fargue expuestas en

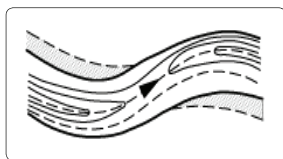
el numeral 4.5 del presente Texto. Esta sucesión de curvas se presenta como una secuencia de fosas y crestas (transiciones) como se aprecia en la Figura 2. Las fosas aparecen siempre frente al sector de mayor curvatura en planta y las crestas (transiciones) son tramos relativamente rectos entre fosas adyacentes. Como se ve, las fosas generalmente son alargadas y curvas en planta, siendo los tramos que favorecen la navegación dado que siempre disponen de un calado mayor que en las crestas.

La cresta (transición) es un depósito de



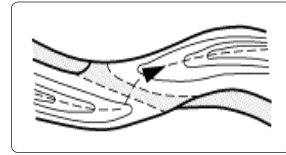
▲ **Figura 2.** Elementos característicos de una curva en un río aluvial. a. Planta; b. Perfil a lo largo del Thalweg; 1. Barra superior; 2. Barra inferior; 3. Fosa superior; 4. Fosa inferior; 5. Sillar; 6. Talud superior; 7. Talud inferior; 8. Cresta; 9. Thalweg; 10. Curvas de nivel; 11. Artesa.

sedimentos en forma de barra transversal que se diferencia por su relativa estabilidad. Aparece en aquellos tramos donde existen condiciones favorables para la acumulación de sedimentos, los cuales se depositan generalmente a todo lo ancho del cauce. Estas condiciones se crean por aumento de la cantidad de sólidos de origen local en los afluentes o por erosión de orillas. También se deben a una disminución de la capacidad de transporte de la corriente por remanso de un afluente, por estrechamiento del cauce o por una curvatura fuerte. En la figura 2 se observa que la cresta se encuentra entre las curvas de nivel cerradas que representan las fosas. La vaguada (thalweg) es la línea que une los puntos más profundos del cauce. Si esta línea pasa de manera suave de una fosa a otra, se trata de una cresta (transición) normal, como se muestra en la figura 3. Si las fosas están desfasadas en planta y la vaguada



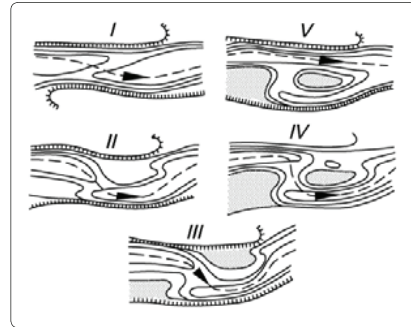
▲ **Figura 3** Curva con transición normal.

presenta una curva fuerte, se trata de una cresta (transición) oblicua como se observa en la figura 4.



▲ **Figura 4** Curva con transición normal oblicua.

La configuración de las fosas y las crestas cambia de acuerdo con las variaciones en las curvaturas y también es influenciada por las condiciones de verano y de caudales altos en el transcurso de un año hidrológico. La figura 5 muestra dichas transformaciones periódicas. En el período inicial la cresta se caracteriza por tener un cúmulo moderado y un techo corto. Los depósitos de sedimentos al paso de las crecientes anuales aumentan el tamaño de las barras laterales y la curvatura de la vaguada se incrementa (períodos II y III) acentuando el ángulo de empalme con la fosa superior. La cresta exhibe una curvatura pronunciada. En la barra lateral inferior aparece un cúmulo en forma de isla y en su



▲ **Figura 5** Período de formación de la transición en una curva.

base se forman depresiones como producto de la erosión (período IV). Esta erosión o degradación ocurre de manera relativamente lenta y luego, en una sola creciente el cauce se socava rápidamente (período V). Como resultado del proceso la base o sima se llena de sedimentos y la zona desprendida de la barra lateral inferior se une gradualmente a la parte de aguas arriba.

En lo sucesivo, se forman de nuevo las dos barras laterales y el proceso de transformación de la cresta (transición) se repite pero en un nuevo sitio, aguas abajo del anterior.

La velocidad de movimiento de una cresta (transición) en m/año se puede determinar con la fórmula de N. I. Makaviev:

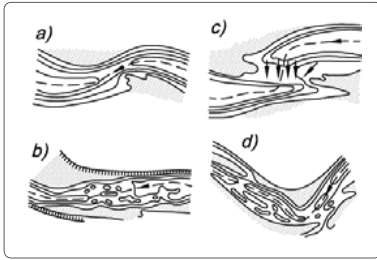
$$U_{cr} = \frac{50 \cdot Q \cdot S}{d}$$

Q - caudal medio multianual del río, m³/s; S - pendiente longitudinal media de la superficie del agua; d - diámetro mediano de las partículas del lecho, m.

Las crestas (transiciones) se diferencian por su composición, potencia, forma y carácter de deposición de los sedimentos y por sus propiedades morfológicas. La figura 6 ilustra algunos tipos comunes de crestas (transiciones).

- f. *Principios aplicados al estudio de los procesos morfológicos.* Los factores que influyen en los procesos morfológicos son bastante complejos y en su análisis es útil considerar los siguientes principios:

- f.1 *Análisis estructural holístico.* Los procesos morfológicos se deben estudiar considerando de manera conjunta todos sus componentes hidrológicos o climáticos, morfológicos, hidráulicos y geotécnicos, de manera estructurada. Esto quiere decir que existen diferentes niveles estructurales de organización con una cierta jerarquía. Su análisis contempla la subdivisión de cada objeto en sus componentes y la síntesis incluye las relaciones entre ellos. Las estructuras morfológicamente iguales en diferentes



▲ **Figura 6** Tipos comunes de crestas (transiciones) en las curvas de ríos aluviales.

ríos o en diferentes tramos de un mismo río pueden ubicarse de diversa manera en el relieve y con diverso rango. Por ejemplo, en un determinado sitio un meandro puede ser de primer rango por estar formado de curvas primarias del cauce. En otro caso el meandro puede generarse por crecimiento de barras y es de segundo rango. En un tercer caso el meandro corresponde a una ramificación del cauce principal y es de tercer rango.

- f.2 *Principio de erosión-acumulación.* Todos los fenómenos relacionados con la interacción del flujo con el cauce constituyen un proceso único de erosión y acumulación cuyas partes componentes son los tres elementos de los cauces naturales: a. Los flujos laminares y flujos concentrados en las laderas que producen su denudación; b. Los flujos temporales en los cauces que ocasionan inicialmente su incisión y, posteriormente, la deposición con la aparición de conos de deyección o abanicos y; c. Los cauces permanentes o ríos formados como parte del desarrollo geológico histórico de los valles con sus formas propias del relieve y su acción transformadora.

- f.3 *Principio de interacción del flujo con el cauce:* Este principio explica el fenómeno de autorregulación de los cauces naturales. Al deformar los suelos, el flujo crea tales formas del cauce que corresponden a su campo de velocidades y estas formas, a su vez, determinan el campo de velocidades de la corriente. Cuando estos dos elementos no coinciden se produce su mutua transformación. En este proceso juega un papel importante el intercambio de sedimentos cuyo desbalance conduce a las deformaciones unidireccionales del cauce. De esta manera, el desprendimiento, el transporte y la deposición de sedimentos, lo mismo que las deformaciones del río son procesos autorregulados en donde la capacidad de transporte es el agente regulador.

El principio de interacción del flujo con el cauce gradualmente se transforma en un principio de interdependencia, posteriormente en un principio de autogestión del flujo y el cauce y finalmente en un principio de autorregulación. Como consecuencia, aparecen las diferentes microformas, mesoformas y macroformas como parte esencial de los procesos morfológicos.

- f.4 Independencia de la hidráulica y la forma del cauce.* A pesar de la interacción entre el flujo y el cauce, las corrientes con las mismas características hidráulicas, en diferentes condiciones naturales pueden crear diversas formas del cauce y, a su vez, las mismas formaciones pueden aparecer bajo la influencia de procesos hidráulicos completamente diferentes.
- f.5 Principio del mínimo de disipación de energía.* Si se comparan movimientos diferentes de una determinada clase resulta que el sistema mecánico real es aquel para el cual el valor físico denominado acción posee un mínimo, es decir, un extremo. En otras palabras, en medio de todos los movimientos cinemáticamente posibles de un sistema de una configuración a otra que se suceden en un mismo intervalo de tiempo, resulta real sólo aquel para el cual la acción es la menor. En el campo de la hidráulica se puede decir que un determinado líquido bajo la acción de unas fuerzas externas dadas y con unos contornos rígidos conocidos, se mueve con una distribución de velocidades para la cual se convierte en calor una mínima parte de la energía mecánica de la corriente. En un flujo con un fondo móvil todas las transformaciones del campo de velocidades y las variaciones de la forma del cauce relacionadas con ellas se presentan en la dirección de la disminución de la disipación de energía, es decir, en la dirección de la disminución del trabajo total de las fuerzas de resistencia. Este principio ha resultado controversial y, todo indica que podría ser aplicado al agua que contiene sedimentos. En muchos casos se utiliza para explicar la formación de meandros debido a que los ríos tienden a disminuir su pendiente longitudinal formando curvas para disminuir su trabajo erosivo.
- f.6 Restricción de las formaciones naturales.* De acuerdo con este principio, en medio del gran número de formaciones que se pueden dar en la naturaleza, tiene lugar sólo un número limitado de formas relativamente estables, lo cual ha posibilitado efectuar una clasificación geomorfológica de ellas. No obstante, el relieve de una corriente natural posee un carácter estocástico y siempre aparecen formas complementarias o variaciones de las formas principales.
- f.7 Principio de la nivelación automática de la capacidad de transporte.* Este principio refleja el hecho de que cuando en un determinado tramo la corriente no posee la suficiente capacidad de transportar la cantidad de sedimentos que recibe, el fondo empieza a elevarse hasta el momento en que la pendiente longitudinal crece, por deposición de sólidos, y alcanza un valor suficiente para arrastrar el material. De la misma manera, aquellos tramos con déficit de sedimentos respecto a su capacidad de transporte se profundizan, disminuyendo su pendiente pero aumentando la pendiente del tramo de aguas arriba con el subsiguiente aumento del transporte de sedimentos en ese sitio. Este principio hace parte de los procesos de erosión-acumulación y del concepto de autorregulación. También está relacionado con la forma de curva hiperbólica que posee el perfil

longitudinal de un río con una disminución de la pendiente longitudinal en la dirección del flujo.

- f.8 *Principio de las relaciones no lineales.* En los procesos de erosión-acumulación no existe proporcionalidad entre las variaciones cuantitativas de los factores activos por un lado y la intensidad de su aparición y la capacidad de transporte de las corrientes, por otro. Este principio aparece de manera más clara en la presencia de una relación cuadrática o cúbica entre el caudal líquido y la capacidad de erosión y transporte del flujo que se puede expresar a través de la carga de sedimentos $R_{TR} = f(Q^m)$, donde el exponente m es superior a la unidad y depende de la composición de los sedimentos sobre los cuales actúa la corriente. La capacidad de erosión-transporte en un cauce se incrementa al aumentar la irregularidad de los caudales. La confluencia de corrientes generalmente está acompañada de un mayor aumento en la capacidad de erosión-transporte del río que de su caudal.
- f.9 *Principio de la relatividad factorial.* Su esencia radica en la desigual reacción de los procesos de erosión-transporte en el tiempo y el espacio en diferentes tramos de los cauces naturales y de su capacidad de transporte ante los cambios en las condiciones de su desarrollo tales como el clima, los movimientos tectónicos, el nivel de base, etc. La dirección de los procesos de erosión-acumulación en la arteria principal puede no coincidir con los procesos que se presentan en los afluentes, lo cual condiciona la falta de sincronización en los procesos morfológicos y propicia la acumulación y la erosión en diferentes sitios.
- f.10 *Lo discreto y lo continuo.* Los objetos naturales poseen una integridad espacial que elimina la posibilidad de su descomposición aleatoria o espontánea en partes, lo cual significaría su destrucción. Al mismo tiempo, la composición interna de estos elementos es corpuscular, es decir, se compone de objetos completos de menores dimensiones, uniformes o diversos. Los elementos esenciales del paso de lo discreto a lo complejo son los niveles estructurales en los cuales, cada elemento estructural de orden superior contiene elementos discretos de orden inferior. Lo discreto se puede considerar en el tiempo. Los procesos morfológicos son discretos porque aparecen en diferentes fases del régimen hidrológico, en diferentes niveles estructurales y con diferente intensidad hasta la estabilización completa del cauce en verano y la salida de algunas de sus partes (desechado) bajo la influencia del flujo. Entonces la continuidad refleja el mutuo acondicionamiento de todas las formas de aparición de los procesos morfológicos en el tiempo. Esto se presenta si el río no se seca y en aquellos tramos que permanecen bajo agua en todas las fases del régimen hidrológico. La continuidad de los procesos morfológicos es la misma continuidad de los cauces naturales y del campo de niveles del fondo, con la interrelación y transformaciones de las diferentes formas. Esto conlleva a la formulación del principio conjunto de

lo discreto y lo continuo, cuya consideración requiere tener en cuenta de manera simultánea las propiedades discretas y continuas de las estructuras hidráulicas de las corrientes naturales y de las formaciones del cauce.

f.11 Organización y desorden. Como en el caso anterior, en el sistema flujo-cauce se combinan los síntomas de desorden y organización. El relieve de una corriente natural es el conjunto de formas relativamente estables y de formas variables. El propio cauce generalmente posee una forma compleja. Una de las preguntas fundamentales en el análisis de los procesos morfológicos es si este complejo posee una organización interna, cómo es ella y cuáles son las causas de su aparición. Existe un teorema según el cual el sistema más organizado es aquel cuya entropía respecto a un nivel único energético de comparación es mínima.

f.12 Determinismo geográfico. Condiciones regionales. Se ha demostrado que existe un principio de determinismo geográfico de los procesos morfológicos y de la morfología en general que incide en las variaciones espaciales y temporales de sus elementos fundamentales. Esto permite hablar sobre la regionalización de los procesos morfológicos. Al mismo tiempo, localmente se observa una gran variación tanto en la morfología como en la dinámica de algunas formas y, por eso, se debe considerar la influencia de todos los factores naturales y climáticos, incluyendo aquellos que puedan parecer irrelevantes a primera vista. La ubicación de un determinado tramo en relación con las coordenadas geográficas de latitud y longitud influye en su comportamiento, en el régimen hidrológico, en la cantidad y carácter de los productos de erosión, en el tipo de vegetación, etc.

Se concluye que las características hidromorfológicas de los cauces propias de una determinada región no se pueden trasladar a otra sin analizar detalladamente sus diferencias. Sin embargo, resulta muy importante resaltar aquí que las leyes generales y los procedimientos aplicados a los procesos morfológicos y, en general, a la hidráulica fluvial, son únicos y válidos, independientemente de la ubicación de un determinado río.

Por ejemplo, el grado de retención de las laderas influye considerablemente en el ingreso de sedimentos a un río. En función del clima de una zona esto se expresa de diferente manera. En las zonas de bosques densos y con muchas hojas los arbustos puede disminuir considerablemente la cantidad de sedimentos lavados y en las zonas desérticas los arbustos no juegan ningún papel en la afirmación de los suelos lo cual produce un incremento en la producción de sedimentos. En consecuencia, se observan diferentes proporciones entre el ingreso de sedimentos y la capacidad de transporte y diferentes tipos de cauces. No obstante, la ley de la formación de cauces en función de la capacidad de transporte relativa sigue siendo única y válida.

f.13 El factor tiempo. Un río sufre transformaciones notables a lo largo del tiempo. El tiempo se puede considerar como la duración de una acción, como inercia, como atraso, como distensión, como desfase, etc. También se considera al analizar el tiempo de una respuesta. Las ondulaciones que forman los lechos de arena se acomodan a las condiciones cambiantes en el transcurso de días y meses. La forma de la sección transversal de un río se transforma a lo largo de pocos años. Las transformaciones de las mesoformas de un cauce se producen en decenas y centenares de años y el perfil longitudinal de un río cambia en miles de años.

El cambio de la relación entre la capacidad de transporte y el ingreso de sedimentos a un determinado tramo origina una reacción rápida en la variación de los procesos morfológicos (de las mesoformas) pero se expresa de manera mucho más lenta en la transformación del perfil longitudinal del río.

Es frecuente encontrar que el relieve en un río está determinado por la presencia de formas que aparecieron con otras condiciones hidráulicas y otro régimen hidrológico, es decir, por formas heredadas que se han conservado por inercia. Es clásico el ejemplo de los grandes valles en ríos actuales, formados por el movimiento de glaciares que ya no existen. En este sentido, es importante establecer la fase de desarrollo de las formas del cauce y diferenciar la activa de la pasiva. El criterio fundamental para esta división es la tendencia de desarrollo de la forma. Existe una coherencia en la evolución de la estructura del flujo y del cauce en las formas activas y una incongruencia o histéresis en las pasivas.

Se han formulado criterios que caracterizan la estabilidad de los ríos ante las intervenciones humanas. Se han definido dos tiempos diferentes: 1. El tiempo de atraso es el período desde el principio de la intervención sobre el cauce hasta la aparición de los primeros signos de reacción del río y 2. El tiempo de distensión es el período de restablecimiento del estado original de un tramo de un río después de eliminar la intervención o el tiempo de adaptación a una carga constante y depende fundamentalmente del grado de alteración del nivel de umbral y de la estabilidad del cauce.

El factor tiempo se puede expresar como el desfase en la aparición de diferentes características hidrológicas o hidráulicas del cauce. Estos desfases son muy conocidos en el inicio de las crecientes de diferentes tributarios y en sus picos, lo mismo que en la carga de sedimentos.

f.14 Oscilaciones de los procesos naturales. El rasgo característico en las oscilaciones de los procesos naturales, incluyendo a los hidrometeorológicos, es su aspecto cíclico o periódico. Esto se ha querido explicar a través de la aparición de procesos autooscilantes en el sistema océano-atmósfera o como una propiedad natural de las series aleatorias de tiempo.

f.15 Condiciones iniciales. Procesos morfológicos preexistentes. En el pronóstico de las deformaciones del cauce se debe considerar la influencia de las formas del cauce preexistentes. Es necesario conocer los valores absolutos de los parámetros del sistema antes y después de una acción externa, pero es aún más importante establecer la dirección (vector, grado) de variación de los factores formadores del cauce. Por ejemplo, los datos sobre la forma como se presentará el aumento del ingreso de sedimentos de la cuenca o de las zonas superiores de un determinado tramo no da un conocimiento sobre el valor absoluto de la carga de sedimentos antes o después del cambio de los factores de formación del cauce pero si suministra información sobre el incremento relativo del ingreso de sedimentos. Así se obtienen indicativos sobre el aumento de la cantidad de sólidos respecto a la capacidad de transporte del cauce que se conserva y que corresponde a las condiciones iniciales del tramo, a partir de la cual se puede hacer un pronóstico de las variaciones del río, lo cual se puede expresar de diferentes maneras en diferentes condiciones de las corrientes naturales.

f.16 Carácter multifactorial de los procesos morfológicos. Factores Fundamentales. Se considera que los principales factores que influyen en la formación de los cauces son: 1. El ingreso de sedimentos al río; 2. La capacidad de transporte; 3. Las restricciones al desarrollo de las deformaciones del cauce, 4. La resistencia de las bancas a la erosión y socavación y a la formación de cauces sobre ella y, 5. El clima. Existe, además, un gran número de variables que inciden en los procesos morfológicos pero ellas lo hacen de manera indirecta o a través de los factores principales. En este sentido, lo mejor es analizar todos los factores incidentes y asignarles su verdadero peso específico en cada caso particular e identificar aquel que pueda ser preponderante.

g. Equilibrio dinámico. La formulación de los diferentes conceptos sobre el equilibrio dinámico indica la importancia que tienen las relaciones entre los factores formadores del cauce, de tal manera que si éstos no cambian, se mantiene el equilibrio. Si se rompe el balance entre estos factores se producen cambios en el sistema, lo cual conduce a un nuevo estado de equilibrio con un fondo morfológico igual al existente o con uno diferente.

Las corrientes naturales y sus cauces se pueden considerar como sistemas en equilibrio dinámico en algunos períodos. El estado del río para el cual todas las deformaciones son completamente reversibles, es decir, corresponden a la carga de sedimentos se denomina estado de equilibrio dinámico. Los ríos reales, por regla general, se encuentran en un estado cercano al de equilibrio límite. Cualquier desviación del estado de equilibrio dinámico conduce a deformaciones del cauce: erosiones, socavaciones, depósitos, etc.

Las variaciones del relieve terrestre y sus procesos de desarrollo producen rupturas permanentes del equilibrio, crean reagrupaciones de las fuerzas actantes y generan cambios en las condiciones bajo las cuales transcurre este equilibrio.

Las deformaciones de los cauces en los ríos de llanura están relacionadas principalmente con la pérdida del balance transversal de los sedimentos y poseen un carácter periódico, por lo cual, a largo plazo, el ingreso y la salida de sedimentos en cada uno de los tramos resultan balanceados.

La etapa de estabilidad rectilínea incluye a un cauce en equilibrio estático y dinámico. Un río en equilibrio estático se forma por saturación de sedimentos en una cantidad que no influye en los cambios de la estructura del flujo y en su forma externa. El aumento gradual de la carga de sedimentos produce una transición a un equilibrio dinámico, caracterizado por un balance de los sólidos que ingresan al tramo y los que salen de él.

En las macroformas se expresa la capacidad del río de autoregularse, es decir, de reconstruir espontáneamente su configuración morfológica, buscando transportar todos los sólidos que ingresan. Los factores que limitan el libre desarrollo de los procesos morfológicos como los estratos duros y el nivel de base ponen su propio sello en el mecanismo de acomodamiento, pero no lo excluye. Estos elementos, lo mismo que el flujo y los sedimentos se deben incluir dentro de los factores influyentes.

- b. *La pendiente estable.* La destrucción del balance entre los elementos formadores del cauce produce diferentes reacciones o respuestas morfológicas en diversos sistemas. Si en el sistema flujo-cauce el acondicionamiento se expresa como un cambio en los procesos morfológicos (variaciones en la sinuosidad o grado de trenzamiento, es decir, transformaciones de la pendiente longitudinal), esto conduce a variaciones del perfil longitudinal del valle. Los tiempos de estos acomodamientos son diferentes.

Por lo anterior, en relación con el equilibrio dinámico, algunos investigadores usan el concepto de pendiente estable. Por ejemplo, al definir los tipos morfodinámicos de cauces es importante determinar sus condiciones de existencia.

La pendiente longitudinal S_0 para la cual, a lo largo de la corriente, se cumple la condición: $G_s = G_{TR}$ (la carga de sedimentos es igual a la capacidad de transporte), se llama *estable* y, en general, no coincide con la pendiente S . Del análisis de esta condición se puede obtener:

$$S_0 = k \cdot Q_\phi^{k_1} \cdot R_p^{k_2}$$

Q_ϕ ; R_p - son caudales característicos formativos líquidos y sólidos.

El aumento de R_p o la disminución de Q_ϕ producen el crecimiento de la pendiente S_0 y la aparición de la condición: $S_0 > S$. El restablecimiento de la igualdad perdida entre la carga real de sedimentos y la capacidad de transporte de la corriente se asegura con la aparición de procesos capaces de incrementar la pendiente S hasta el valor S_0 . Los procesos acumulativos de sedimentos generan un aumento de la pendiente S de manera más marcada en los tramos

superiores de un sistema. El aumento de la pendiente longitudinal conduce finalmente a la igualdad: $S_0 = S$, la cual se recupera al variar el volumen de los depósitos en un valor: $\Delta V_0 > 0$.

Al disminuir R_p o aumentar Q_ϕ el restablecimiento de la interacción de los procesos morfológicos en el sistema se realiza dentro de un marco de erosión del cauce del río y de disminución de la caída de los niveles del agua y de la pendiente S . El alcance de la condición $S_0 = S$ significa que se han logrado las condiciones iniciales de transporte de sedimentos con la variación del volumen de los depósitos en un valor $\Delta V_0 < 0$.

- i. *Equilibrio dinámico en otros niveles.* Chorley R. J. (1965) considera las cuencas como un sistema abierto. La estabilidad dinámica de un sistema abierto se puede caracterizar por los valores constantes de la integral hipsométrica, que se conservan en condiciones de una litología uniforme mientras el corte y la denudación del espacio entre ríos se encuentren en equilibrio.
- j. *Desequilibrio.* El estado de equilibrio dinámico se realiza sólo en los tramos medios de los ríos, dado que en los sectores altos, junto con las deformaciones reversibles se presenta una erosión en una sola dirección y en los tramos bajos, junto con las deformaciones reversibles se observa una acumulación también unidireccional.

Además, algunos tramos medios frecuentemente se encuentran en desequilibrio causado por las variaciones de uno o varios de los factores que determinan los procesos morfológicos. En ese caso, estos sectores se encuentran bajo la influencia de deformaciones irreversibles o unidireccionales y el mismo proceso en desequilibrio se describe con la ecuación del balance de sedimentos.

Un río, como sistema: flujo-cauce, tiende a un estado de equilibrio dinámico pero, no obstante, en su desarrollo sufre la acción de procesos irregulares. En función de las condiciones de aparición (génesis), los procesos irregulares y sus formas de aparición en el desarrollo de los ríos se realiza en un rango de escalas temporales y espaciales grande. V. A. Vinograd y otros (2003), consideran que los procesos en desequilibrio, con cierta frecuencia, crean un fondo morfológico en el cual se desarrollan las deformaciones según leyes correspondientes a los procesos en equilibrio. Por eso, algunos autores los consideran como un tipo especial de procesos morfológicos o de mesoformas.

- k. Diferenciación de niveles estructurales en la aparición de los procesos morfológicos.
- k.1 *Niveles estructurales en forma de sistemas en el río.* El concepto de *Nivel Estructural* fue introducido por Kondrátiev (1959) a través de las microformas, mesoformas y macroformas. N. S. Známienskaya (1989) propuso el parámetro de diferenciación que permite agrupar diferentes formas del cauce a un mismo nivel estructural, consistente en la presencia de las mismas leyes de ocurrencia de

los procesos morfológicos, diferentes a las leyes asociadas a formas del cauce en otros niveles estructurales.

En un mismo cauce los cambios se presentan simultáneamente en todos los niveles estructurales y, en rigor, ellos no se pueden considerar como independientes.

En la jerarquía de los niveles estructurales en los cuales aparece la actividad de los procesos morfológicos se pueden diferenciar los siguientes niveles: *partícula-agua*; *suelo-línea de corriente*, *cauce-flujo*, *cuenca-río*, y otros posibles.

El sistema *partícula-agua* (*grano-agua*) generalmente se investiga en canaletas y posee sus propios métodos de análisis y resuelve sus propios problemas. A partir de los parámetros en este nivel, a veces se deducen algunas fórmulas para la carga de sedimentos. Al criticar el concepto de Velikanov (1948, 1955) de que los procesos morfológicos son una interacción dinámica del flujo y el cauce, K. I. Rassinski y I. A. Kuzmin (1950, 1958) consideran que, en realidad, el flujo interactúa con el suelo sobre el cual se mueve y el cauce es un producto de esta interacción. Ellos consideran que la esencia de los procesos morfológicos se encuentra en el nivel estructural: *suelo-flujo*. La causa directa de las deformaciones del cauce es la destrucción del balance de los sedimentos transportados por la corriente. En este mismo nivel aparecen las formas del lecho con unas dimensiones determinadas asociadas a los valores de la macroturbulencia.

El efecto de retraso en la transmisión de la presión podría explicar el hecho de que para diversas combinaciones *suelo-flujo* se crean formas de diferente longitud. En la interacción *cauce-flujo* se desarrolla un sistema estructural y, como resultado, en el flujo se crea una macroturbulencia y en el cauce aparece un relieve característico, los cuales no pueden existir sin esta interacción. Debido a que este relieve no es autónomo, es necesario estudiar el sistema completo.

Al analizar los procesos morfológicos en su expresión más general y al definir sus causas y transformaciones se debe estudiar el sistema: *cuenca-río* y caracterizar la cuenca aferente debido a que en ella se producen y se trasladan los sedimentos que llegan al río. Los fenómenos de erosión y acumulación y los procesos morfológicos no se pueden considerar de manera aislada del medio geográfico sin tomar en consideración las características del terreno y las laderas en la cuenca. Por eso, las corrientes naturales y sus cuencas se deben abordar de manera integrada.

1. *Diferentes definiciones de mesoformas.* Las mesoformas son las formas discretas del transporte de sedimentos y no cualquier forma del relieve del lecho de un río. Ellas poseen una longitud comparable al ancho del cauce y una altura similar a la profundidad del flujo en el cual se desarrollan. Algunos autores incluyen dentro de ellas a los abanicos o conos de deyección de los afluentes de un de-

terminado río y a las playas en las orillas convexas de los meandros, a pesar de que poseen diferente génesis.

- m. *Macroformas*. N. E. Kondrátiev (1982) considera que el tipo de macroforma que se desarrolla en un determinado tramo define el proceso morfológico presente en él y su carácter morfológico. Siguiendo este concepto, N. S. Známenskaya (1992) expresa que una macroforma es una formación compuesta del menor número de elementos que garantizan la conservación de la esencia de un determinado proceso morfológico. De acuerdo con lo anterior, en general, una macroforma estará compuesta de dos procesos morfológicos o mesoformas del mismo tipo, es decir: dos macrodunas, dos barras laterales, de dos a tres barras o islotes ubicados a lo ancho del cauce (trenzamiento del cauce), dos islas de dimensiones similares y tres islotes de menores dimensiones (trenzamiento del cauce), dos bancas masivas contiguas en forma de media luna y el cauce (meandros confinados), un meandro con su respectiva banca (meandros libres), lo mismo anterior pero con un tramo rectificado (meandro incipiente), lo mismo pero con la presencia de dos o tres cauces menores en las bancas (trenzamiento de bancas).

- n. *Tramos homogéneos morfológicamente*. En principio, se trata de tramos de longitud considerable en donde el tipo de las grandes formas y el carácter de los procesos morfológicos no presenta cambios, lo cual es debido a la invariabilidad de los factores determinante, tales como el caudal, la carga de sedimentos y las condiciones limitantes o condiciones de frontera. En esos tramos se repiten las macroformas. Sin embargo, I. F. Karasiev y V. V. Kovalienko (1992) no están de acuerdo y dicen que no es correcto considerar que un tramo es homogéneo sólo porque en él existan los mismos procesos morfológicos. Ellos consideran más acertado que los factores que determinan esa homogeneidad son la invariabilidad de los caudales, de la carga de sedimentos, las pendientes del cauce y del valle, considerando, en primer lugar, las formas generales del cauce. En otras palabras, los tramos morfológicamente homogéneos son el conjunto de formas uniformes del cauce, caracterizadas por la misma morfología y las mismas deformaciones.

N. S. Známenskaya (1992) analizó en detalle el problema de diferenciar un nivel estructural superior, a partir de las macroformas. Ella afirma que para el nuevo nivel estructural se debe definir una ley de desarrollo nueva, diferente a la anterior. V. A. Vinagrádov (1970) estableció que un tramo con varios meandros libres se desarrolla con una ley diferente a la de un sólo meandro. Según esto, se puede considerar que el desarrollo conjunto de un grupo de meandros posee una nueva esencia y, por lo tanto, responde al anterior principio de diferenciación de un nuevo nivel estructural.

También se ha estudiado el desarrollo conjunto de tramos con trenzamiento de banca y se descubrió la aparición de nuevas propiedades de desapa-

rición variable de unos sistemas y de desarrollo de otros. Esta nueva propiedad puede ser el signo de la aparición de una nueva esencia y confirma que los tramos morfológicamente homogéneos constituyen un nivel jerárquico nuevo de organización en los procesos morfológicos. Lo mismo se puede decir de los trenzamientos de cauce, estudiados por V. N. Mijailov.

No obstante lo anterior, nadie ha establecido si aparece una nueva propiedad o una nueva ley de desarrollo para una cadena de macrodunas o para una serie de barras laterales. Si ella no aparece, surge la pregunta si es correcto considerar a estos tramos como un nivel superior de organización en comparación con las macroformas correspondientes. Puede ser que una exigencia para pasar a un nuevo nivel de desarrollo sea la aparición de un sistema compuesto de elementos irregulares?.

- a. *Nivel de la red hidrográfica.* Se ha demostrado que el funcionamiento de los sistemas de ríos está ligado a su estructura. En la estructura de la red hidrográfica se encuentra una información en forma de relaciones entre los parámetros geológicos, geomorfológicos e hidrológicos de la cuenca y el flujo de sedimentos. En las redes hidrográficas se encuentra codificado un gran volumen de información sobre los aspectos hidráulicos de su aparición, consolidación y desarrollo. En consecuencia, con el estudio de la estructura es posible analizar el funcionamiento de los ríos. Existen diferentes esquemas de codificación de las redes hidrográficas y de interpretación de sus características.

La concepción de los procesos morfológicos posibilita dos caminos para resolver el problema de su análisis y pronóstico: la modelación matemática y la modelación paramétrica.

1. Modelación matemática de los procesos morfológicos

El primer camino para el estudio de las transformaciones de un cauce consiste en estudiar en detalle las características hidráulicas de los flujos en los ríos como elemento activo de los cambios mencionados, su influencia en el movimiento de las partículas y, al analizar estas leyes, se determinan las posibles variaciones de las formas del cauce, es decir, su estabilidad vertical (agradaciones y degradaciones) y horizontal (divagaciones laterales, ensanchamientos y estrechamientos).

A pesar de los grandes avances en este campo, aún no ha sido posible resolver las ecuaciones fundamentales del movimiento del líquido y de los sedimentos, excepto en algunos casos muy sencillos. Por lo demás, la misma naturaleza del fenómeno tampoco es clara. Si se analiza una partícula que reposa en el lecho, sobre ella actúa una fuerza lateral, una de sustentación y su propio peso. Las dos primeras están interrelacionadas y dependen de la turbulencia pero sus valores aún no se han podido establecer con certeza. La última, a pesar de que es más clara por su naturaleza,

depende en mucho de la ubicación de la partícula en el fondo, la cual generalmente es desconocida y para una determinada posición debe experimentar la influencia de los sedimentos cercanos apareciendo el factor de escondimiento y algunas fuerzas ascendentes. Por eso, en los problemas prácticos es necesario hacer un gran número de suposiciones simplificadoras e introducir parámetros y coeficientes empíricos que reemplazan los detalles reales de los procesos, distorsionándolos y generando errores considerables en los resultados. Además, los mismos algoritmos y esquemas de cálculo resultan complejos y acumulan errores en la mayoría de sus componentes.

Desde el punto de vista exclusivamente hidráulico la modelación se puede iniciar con la aplicación de las ecuaciones de Saint-Venant, las cuales sólo hace unos pocos años han podido ser resueltas satisfactoriamente:

$$\frac{\partial(z+y)}{\partial x} + S_f + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha U^2}{2g} \right) + \frac{1}{g} \frac{\partial U}{\partial T} = 0 \quad \text{Ecuación dinámica}$$

$$\frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\alpha U}{g} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial U}{\partial T} + \frac{\partial z}{\partial y} + S_f = 0 \quad \text{Ecuación dinámica}$$

$$D \frac{\partial U}{\partial x} + U \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial T} = 0 \quad \text{Ecuación de continuidad}$$

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial T} = 0 \quad \text{Ecuación de continuidad}$$

Para la definición del perfil del agua a lo largo del cauce natural se resuelve la ecuación del flujo gradualmente variado o ecuación de Bajmiétiev:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{S_0 - S_f}{\cos \theta + \alpha d (U^2 / 2g) dy}$$

Los perfiles del agua se determinan de una sección a otra, resolviendo la ecuación de energía utilizando el método estándar por pasos, por ejemplo.

La ecuación de energía utilizada es la siguiente:

$$WS_2 + \frac{\alpha_2 U_2^2}{2g} = WS_1 + \frac{\alpha_1 U_1^2}{2g} + h_e$$

WS_1, WS_2 - son los niveles del agua en las secciones transversales 1 y 2.

U_1, U_2 - son las velocidades medias del flujo en las secciones 1 y 2.

α_1, α_2 - son los coeficientes de corrección a la velocidad

g - es la aceleración de la fuerza de gravedad

h_e - son las pérdidas de energía.

Las pérdidas de energía entre dos secciones se componen de pérdidas por fricción y pérdidas por contracción o expansión. Este valor se determina de la siguiente manera:

$$h_e = L\bar{S}_f + C \left| \frac{\alpha_2 U_2^2}{2g} + \frac{\alpha_1 U_1^2}{2g} \right|$$

L - es la longitud entre secciones

$\bar{S}_f$ - es la pendiente de fricción (motriz) entre dos secciones

C - es el coeficiente de pérdidas por expansión o contracción.

Para cada sección, se aplica la fórmula de Manning:

$$Q = \frac{AR^{2/3}S^{1/2}}{n}$$

Q - es el caudal de diseño

A - es el área de la sección transversal

S - es la pendiente longitudinal del cauce

n - es el coeficiente de rugosidad de Manning

Los análisis de turbulencia, por ejemplo, se realizan muy parcialmente con las ecuaciones de Navier-Stokes, las cuales relacionan los esfuerzos y las deformaciones en un líquido incompresible. Así, las ecuaciones del momentum en las direcciones del movimiento del líquido son:

$$\text{En la dirección } x: \frac{\partial U}{\partial T} + U \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y} + w \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 U = 0$$

$$\text{En la dirección } y: \frac{\partial v}{\partial T} + U \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 v = 0$$

$$\text{En la dirección } z: \frac{\partial w}{\partial T} + U \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} - g + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 w = 0$$

∇^2 - es el operador laplaciano

Por su parte, la ecuación de la conservación de la masa, que hace parte de las ecuaciones de Navier-Stokes es:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Actualmente estas ecuaciones se solucionan sólo para problemas muy sencillos. La turbulencia y sus fenómenos asociados existen con grandes variaciones tanto en el tiempo como en el espacio, con diferentes frecuencias y de manera simultánea lo cual dificulta enormemente su tratamiento. La solución con diferencias finitas o con elementos finitos requiere de mallas tan densas que aún los computadores más rápidos y potentes no han podido llegar a una convergencia satisfactoria. Por ese motivo, se ha acudido a técnicas recursivas, tales como la descomposición de Reynolds (Toro F. 1998).

En rigor, los flujos turbulentos no han podido ser analizados de una manera estrictamente analítica a pesar de que existen teorías relativamente bien desarrolladas como las de convección-difusión o la teoría gravitacional de Velikanov, etc. Debido a que presentan un cambio permanente de los vectores de velocidad y en las presiones en todas sus componentes dan la impresión de que se trata de flujos aleatorios, lo cual es sólo parcialmente cierto en razón de que son irregulares, caóticos e impredecibles y no son lineales. Este es uno de los motivos por los cuales la socavación en los ríos posee un comportamiento tan disperso y tan incierto. “En estos flujos se sobrepasa el umbral de ciertos parámetros adimensionales, como el número de Reynolds, el de Raleigh y el de Richardson, umbrales que en flujos inestables pequeñas perturbaciones crecen espontáneamente y eventualmente se estabilizan como perturbaciones de amplitud finita. Cuando el criterio de estabilidad se sobrepasa, se alcanza un nuevo estado inestable para perturbaciones más complejas. De esta manera, siguiendo una vía de cascada se alcanza eventualmente un estado caótico” (Toro F. 1998).

Los flujos tridimensionales mantienen su vorticidad gracias a la cascada de estiramiento de vórtices, la cual también es una consecuencia de que los procesos turbulentos no son lineales. Estos flujos muestran una alta tasa de difusión de momentum y de calor debido a la mezcla macroscópica de las partículas. Sin embargo, presentan grandes fluctuaciones de vorticidad: Los vórtices más grandes poseen mayor contenido energético y se presentan en dimensiones similares a la del dominio que confina el flujo, es decir, semejantes a las del cauce natural que los contiene. La energía de ellos se transfiere de manera no lineal por el mecanismo de cascada hacia los vórtices menores hasta su disipación total por viscosidad o resistencia al esfuerzo cortante. Esto requiere de un suministro permanente de energía.

Respecto a lo anterior, es claro que sólo la parte de baja frecuencia de la turbulencia que es la correspondiente a los grandes vórtices es la que juega un papel preponderante en la mecánica del movimiento de los sedimentos y, en consecuencia, es la principal responsable de la estructura de los procesos morfológicos.

Si se trata de determinar la estabilidad vertical de un cauce analizando los procesos de agradación – degradación, se pueden aplicar programas de computador que simulan y predicen cambios en el perfil del lecho de un río a lo largo de varios

años. En este caso el flujo impermanente se divide en escalones, cada uno en condiciones permanentes y con una duración particular.

Para cada escalón se calcula el perfil y las características hidráulicas de las secciones considerando la capacidad de transporte. Así, es posible conocer los volúmenes de sedimentos en cada tramo.

Los cálculos sedimentológicos se realizan de acuerdo con la granulometría permitiendo la simulación de la segregación y del acorazamiento. En ríos los programas consideran las interacciones entre la hidráulica del flujo, el transporte de sedimentos, la rugosidad del cauce y los cambios en la geometría de los contornos. En el procedimiento se simula la capacidad de un río de transportar sedimentos a partir del suministro por parte de la cuenca, aguas arriba. Este cálculo del transporte incluye tanto la carga de fondo como la carga de suspensión, como parte de la carga del material del lecho, tal como la describe Einstein (1950) en la función de la carga de fondo.

Algoritmos de simulación

La descripción de los procesos de agradación y degradación se debe convertir a un algoritmo numérico para la simulación en computador. La base para simular el movimiento vertical del lecho es la ecuación de continuidad de los sedimentos, conocida como ecuación de Exner:

$$\frac{\partial G}{\partial x} + B \frac{\partial y_s}{\partial t} = 0$$

G – carga de sedimentos

x – longitud a lo largo del cauce

B – ancho del cauce

Y_s – profundidad de agradación o degradación

t – tiempo.

Esta ecuación se aplica sobre un determinado volumen de control. La profundidad inicial del material del lecho define el valor inicial de Y_s. La carga de sedimentos es la cantidad de sólidos que ingresa al volumen de control a partir del sector ubicado aguas arriba. Para el tramo ubicado en la parte superior inicial esa es la condición de frontera de la carga y depende de la producción en la cuenca.

El programa HEC-RAS, por ejemplo, utiliza los conceptos de capas activas e inactivas. Se asume que la capa activa se mezcla continuamente con el flujo pero puede tener una superficie con partículas de movimiento lento que protegen a los materiales finos y evitan que ingresen al flujo principal. Se simulan dos procesos diferentes: 1. La mezcla que ocurre entre las partículas del lecho y los sedimentos

removidos debido a la energía del flujo en movimiento y, 2. la mezcla que ocurre entre la capa activa y la inactiva en razón del movimiento de la superficie del lecho. El mecanismo de mezcla se atribuye a la turbulencia de gran escala y el esfuerzo cortante del lecho originado a partir del agua en movimiento. La profundidad de mezcla se expresa como una relación entre la intensidad del flujo, la pendiente de energía y el tamaño de las partículas.

La condición de energía hidráulica mínima para el cual un tamaño particular de sedimento se estaciona justamente en la superficie del lecho se calcula combinando las ecuaciones de Manning, Strickler y Einstein:

$$U = \frac{R^{1/3} S^{1/2}}{n}$$

$$n = \frac{d^{1/6}}{29,3}$$

$$\psi = \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \frac{d}{D S_f}$$

Se obtiene:

$$S_f = \frac{d}{18,18 \cdot D}$$

U – velocidad del flujo

d – diámetro de las partículas

ψ - factor de movilidad de Einstein

ρ_s - densidad de las partículas

ρ_f - densidad del agua

D – profundidad hidráulica

S_f - pendiente de la línea de energía.

En la determinación de la capacidad de transporte es posible utilizar cualquiera de las siguientes ecuaciones: Toffaleti (1966), Madden (1963), Yang (1973), Duboys, Ackers – White (1973), Colby (1964), Toffaleti (1966) y Schoklitsch (1930), Meyer-Peter y Müller, Madden (1985), Copeland (1990), Especificaciones del usuario.

Información Geométrica

Con el programa se simula un río principal con tributarios y puntos locales de entrada y salida. La información geométrica utilizada consiste en las secciones transversales del río a lo largo del tramo estudiado.

Información Sedimentológica

Las tasas de transporte de sedimentos se calculan para diámetros hasta de 2.048 mm. Los tamaños superiores a éste se usan para calcular la segregación pero no el transporte. En el modelo aplicado por el Autor para el río Guatiquía, por ejemplo, se utilizaron las granulometrías de cuatro muestras de sedimentos del lecho sin descartar los sobretamaños para efecto de efectuar el estudio de estabilidad vertical del lecho definido por los procesos de agradación - degradación.

Información Hidrológica

Para efectos de simular el comportamiento del río durante un determinado número de años, la información hidrológica se limita a la introducción de los caudales medios que representan un determinado lapso de tiempo. En consecuencia, se puede utilizar la curva de duración de los caudales medios del río. De acuerdo con lo mostrado en esa curva, los caudales pequeños poseen una duración considerable y los caudales grandes exhiben una duración menor. El uso de la curva de duración permite simular un gran número de años, dado que sus características son representativas de un comportamiento hidrológico multianual.

Condiciones de Frontera

En general, se definen dos condiciones de frontera: una, aguas arriba del tramo estudiado y otra en el extremo de aguas abajo. La condición de aguas arriba está representada por la curva caudal líquido-caudal sólido de los sedimentos que transporta el río y que ingresan en el extremo superior. De igual manera se representa la condición de aguas abajo.

Calibración del modelo

Para obtener una representación real y relativamente fiel del comportamiento del río se realiza la calibración del modelo por medio de la ecuación para el transporte de sedimentos y, posteriormente, se verifica corriendo el programa con las condiciones actuales.

Principios de Calibración

Debido a que la ecuación de continuidad de los sedimentos se resuelve confrontando la carga de sedimentos que ingresa a un determinado tramo con la capacidad de transporte del río en ese tramo, el principio de calibración parte de la confiabilidad

de estos dos parámetros. Siempre que sea posible, lo mejor es establecer la carga de sedimentos aportada por la cuenca por medio de mediciones directas, lo cual le da una alta confiabilidad. La capacidad de transporte se determina tomando en consideración que en muchos casos el río se encuentra en equilibrio dinámico, por lo cual resulta válido igualar este parámetro con la carga aportada por la cuenca.

Adicionalmente, se corre el programa con las condiciones actuales como una segunda calibración debido a que se conoce el comportamiento sedimentológico del río en un lapso considerable de años, posibilitando la comparación de los resultados del modelo durante ese período con los obtenidos a partir de las mediciones con levantamientos topográficos o investigaciones similares.

Proceso de Calibración

En primera instancia, se analizan diferentes ecuaciones para evaluar la capacidad de transporte del río y con el fin de identificar la que mejor reproduzca el valor de la carga de sedimentos conocida en una determinada sección aguas arriba, considerando que ese tramo se encuentra en equilibrio dinámico.

En el caso del río Guatiquía se obtuvo que la ecuación de Ackers–White representa bastante bien la capacidad de transporte de esta corriente en el tramo estudiado. A continuación se presentan los parámetros de esa ecuación.

$$q_t = k \cdot u \cdot d_{35} \left[\left(\frac{U}{U_*} \right)^n \left(\frac{F_{gr}}{F_{grcr}} - 1 \right)^m \right]$$

$$n = 1 - 0,56 \log(d_*)$$

$$m = \frac{6,83}{d_*} + 1,67$$

$$d_* = d \cdot \left(\frac{\Delta g}{v^2} \right)^{1/3}$$

$$k = 0,025$$

$$F_{gr} = \frac{U_*^n}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot d}} \left(\frac{U}{\sqrt{32 \log(10y/d)}} \right)^{1-n}$$

$$\Delta = \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)$$

q_t - capacidad de transporte, $m^3/\text{día.m}$

k - coeficiente de corrección

u - velocidad media del flujo, m/s

d_{35} - diámetro de los sedimentos respecto al cual el 35% es menor, m

u_* - velocidad cortante, m/s

F_{gr} - parámetro

$F_{gr.cr}$ - valor crítico del parámetro

$d = d_{35}$

g - aceleración de la fuerza de gravedad, m/s²

ν - viscosidad cinemática, m²/s

y - profundidad del flujo, m

γ_s - peso unitario de los sedimentos, t/m³

γ - peso unitario del agua, t/m³

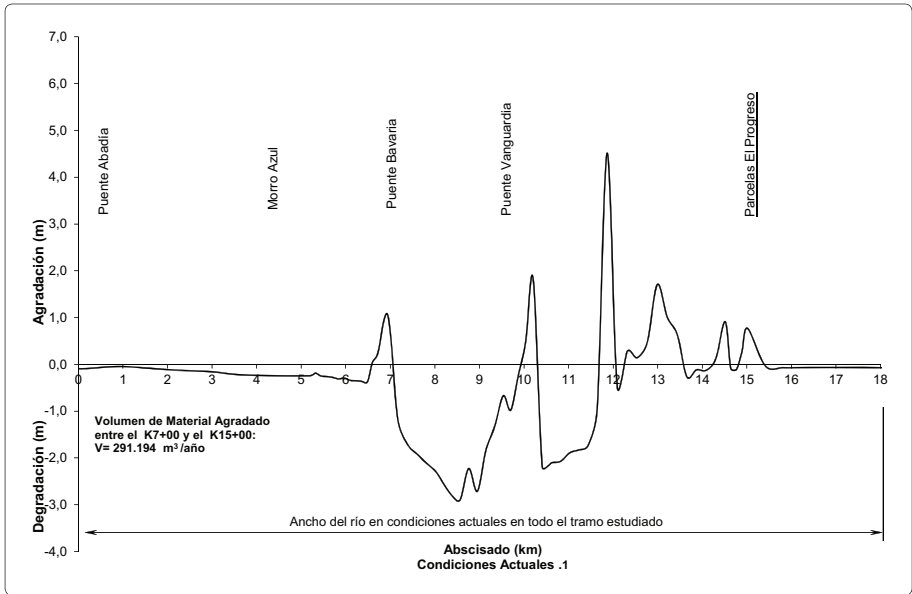
Análisis de la estabilidad vertical del lecho

Para analizar los procesos de sedimentación y transporte de sedimentos se corre el programa con las condiciones actuales y luego se prueban diferentes alternativas de configuración del cauce. En el río Guatiquía se analizaron algunas opciones de canalización.

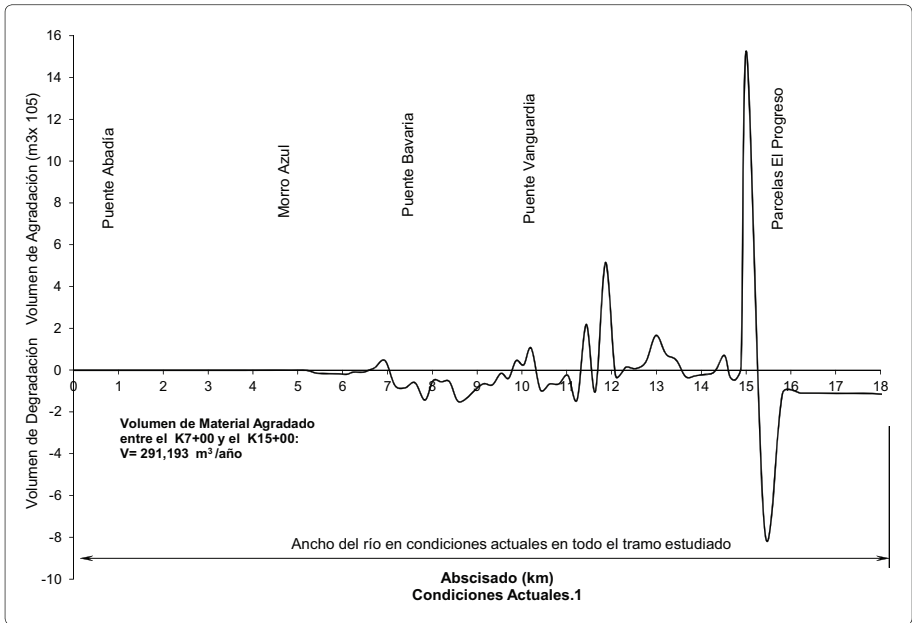
Modelación de la situación actual

Después de efectuar la calibración del modelo se realizan las corridas con la situación actual a lo largo de 10, 20 y 30 años, por ejemplo. La modelación se inicia de tal manera que se cubra una longitud considerable aguas arriba del tramo en estudio para evitar distorsiones en los resultados y se prolonga también hacia aguas abajo con el fin de conocer el comportamiento del río después del sector analizado y establecer las consecuencias de cualquier canalización o estrechamiento propuesto. Este procedimiento se repite en todas las corridas del modelo.

En la figura 7 aparecen los resultados del programa, indicando los valores de agradación y degradación tanto en altura como en volumen. En ella se muestran los cambios en el nivel del lecho a lo largo del tramo estudiado y en la figura 8 aparecen los volúmenes agradados y degradados en todo el tramo. Para el período de 10 años se aprecia que el sector de puente Abadía se encuentra en equilibrio, lo cual coincide con el diagnóstico inicial y a continuación sigue un tramo degradado y una agradación en la zona de influencia de puente Bavaria. De este puente hasta el puente Vanguardia el río se degrada y en el tramo final, hasta parcelas El Progreso se observa una agradación muy similar a la reportada en el diagnóstico.



▲ **Figura 7** Manejo y control de crecientes, socavación y sedimentación del río Guatiquía. sector: puente Abadía- parcelas El Progreso. modelación de la estabilidad vertical del río Guatiquía- evolución de los procesos de agradación y degradación en 10 años.



▲ **Figura 8** Manejo y control de crecientes, socavación y sedimentación del río Guatiquía. sector: puente Abadía- parcelas El Progreso. modelación de la estabilidad vertical del río Guatiquía- evolución de los procesos de agradación y degradación en 10 años.

2. Modelación paramétrica de los procesos morfológicos

En el segundo camino para analizar las transformaciones de una corriente natural se considera que el río modela su cauce en diversas condiciones físico-geográficas con un régimen hidrológico cambiante, por lo menos cíclicamente y sobre materiales de diferente índole. Por lo tanto, el cauce natural al reflejar sobre sí el impacto de las particularidades más relevantes del proceso funciona como un indicador integral de esos factores influyentes. Así, el estudio de las formas características de los cauces y la definición de las leyes de variación en el tiempo permiten entender los aspectos más importantes de los procesos morfológicos de las corrientes naturales y obtener sus parámetros numéricos fundamentales. El uso de esas características en el pronóstico de las deformaciones del cauce hace posible resolver el problema de manera más sencilla y confiable y con la máxima inclusión de todas las particularidades del río en un determinado tramo analizado. Con este método se definen las leyes de los procesos morfológicos que se expresan en las diversas formas y se crean otros modelos para los cálculos hidráulicos. Con el primer camino estos cálculos se realizan gradualmente usando intervalos de tiempo finitos mientras que con el segundo existe la posibilidad de establecer las configuraciones finales del cauce (para un intervalo de tiempo considerable) y sólo para esas configuraciones se adelanta la modelación hidráulica. De esta manera se acelera el proceso de análisis y el uso de las leyes propias, sugeridas por la misma naturaleza, aumentando su confiabilidad. Este es el camino seguido por el Autor como discípulo del profesor Nikolay Alexandrovich Rzhantsin y de Evguenia Konstantínovna Rabkova en el Centro de Investigaciones y en el laboratorio de la Universidad de la Amistad de los Pueblos de Moscú. No obstante, la combinación de estos dos caminos produce resultados de mejor calidad debido a su complementación, lo cual también es común.

Los estudios correspondientes conducen a identificar las características medias que relacionan las formas del cauce con las particularidades hidráulicas del flujo (incluyendo sus variaciones en el tiempo) en los ríos homogéneos por los procesos morfológicos que desarrollan (tramos de llanura en lecho móvil) pero también permiten un análisis detallado de las mesoformas, especialmente, que se desarrollan en un rango muy grande de condiciones climáticas (régimen hidrológico de caudales líquidos y sólidos) y sedimentológicas.

Los primeros parámetros varían de manera escalonada a lo largo del río dado que con el ingreso de cada afluente se crea una nueva corriente con sus propias connotaciones y a cada tramo, definido por medio del orden de la corriente le corresponde un conjunto de indicadores o parámetros que lo definen. Como desarrollo de esta actividad se han estudiado ríos de llanura con aluviones de arena y se han deducido las características hidrográficas, hidrológicas y morfológicas para los sectores de un mismo orden las cuales se pueden consultar en el numeral 2.9 y

en el cuadro 2.10. Según esta parametrización se han elaborado las siguientes conclusiones: 1. Las características de la mayoría de los ríos crecen desde el nacimiento hacia la desembocadura con relaciones constantes de los valores correspondientes a tramos de dos órdenes adyacentes. Se excluye de esta tendencia la variación del ancho del río dado que él aumenta con una intensidad decreciente; 2. La profundidad relativa del cauce, y/b y la pendiente longitudinal, S_0 poseen una ley contraria: al aumentar el tamaño del río (orden de la corriente) estas dos características disminuyen con una intensidad amortiguada, es decir, la sección transversal de un río al pasar de un orden inferior a otro superior se torna más aplanada y alargada; 3. Las formas en planta de las conformaciones del cauce en tramos de diferentes órdenes permanecen comparables y la variación de las dimensiones verticales condiciona una distorsión de las formas y al aumentar la magnitud del río las formas del cauce aparecen más suavizadas. Estas mismas características se reproducen en los “ríos” de laboratorio si ellos mismos labran su cauce.

Las características medias encuentran una gran aplicación en el análisis de los procesos morfológicos y en la tipificación de las formas del cauce debido a que reflejan el proceso natural de formación del cauce aluvial. Uno de los campos de aplicación práctica es la modelación de los ríos en laboratorio. Al relacionar el río de laboratorio a un determinado orden de corriente partiendo del conjunto de características propias (cuadro 2.10) y transmitiéndolas al río real se establecen las escalas de modelación de los principales parámetros y el grado de distorsión vertical que generalmente es inferior a 5. Este método de modelación natural abre muchas posibilidades de utilizar los ríos pequeños como modelos de los grandes.

Los análisis de las leyes de variación de la profundidad relativa del cauce $\frac{y}{b}$ (figura 2.28) muestran que independientemente del ancho del río (para caudales medios multianuales entre 85 y 8.500 m³/s) la profundidad relativa de las fosas varía poco, es decir, el cauce es estable en condiciones de similitud. Esto da pie para considerar que para los tramos estables la profundidad relativa está entre 0,010 y 0,012.

Desde 1963 la universidad de la Amistad ha dedicado grandes esfuerzos en el estudio de los procesos morfológicos bajo la dirección de Nikolai Alexandrovich Rzhantsin.

Se han investigado las formas del cauce típicas y la influencia del régimen hidrológico sobre ellas (en especial la concentración de sedimentos en suspensión) y las particularidades de los procesos morfológicos (características de los suelos, la intensidad de las transformaciones de las formas y otras) que se describen a través de ciertos parámetros generales.

V. M. Lojtin consideraba que las características del cauce pueden ser representadas mediante el coeficiente de estabilidad como indicador único. Se trata de la relación entre el tamaño de las partículas que forman el lecho y la caída del río en kilómetros:

$$L = \frac{d}{\Delta H}$$

Por su parte, M. A. Velikanov definió este parámetro de la siguiente manera:

$$B = \frac{gd}{U^2}$$

N. A. Rzhantsin introdujo el parámetro de forma de la sección:

$$U = \frac{db}{y^2 S_0}$$

A pesar de que todos estos parámetros reflejan el grado de estabilidad de una corriente en una determinada sección transversal (o en una cresta o transición o en un tramo corto) no son los criterios más confiables para describir la estabilidad de todo el cauce.

Las investigaciones realizadas en la Universidad de la Amistad muestran que el indicador más eficiente es el coeficiente de fosa de J. M. Polín:

$$K_n = \frac{100 \left(4 \frac{Q_M}{Q_M^0} + \Delta H \right)}{Q_{medio}^0}$$

Q_M - Caudal medio de verano; Q^0 - Primera derivada del caudal respecto al nivel.

En calidad de factor que refleja la influencia y características del régimen hidrológico se toma la turbidez en gr/m^3 . Al respecto, es importante aclarar que en este texto se denomina turbidez simplemente al contenido de sedimentos en suspensión en el agua y, por lo tanto, este término no es el mismo utilizado en el tratamiento de agua o en el diseño y operación de acueductos.

Se estudiaron los siguientes indicadores de la forma del cauce: La profundidad relativa del río en una curva o meandro; la forma de los tramos en fosa; la ubicación en planta de las fosas y crestas (transiciones) y otros. En resumen, los siguientes son los comportamientos encontrados.

Para la profundidad relativa en un meandro (figura 9), se estableció lo siguiente:

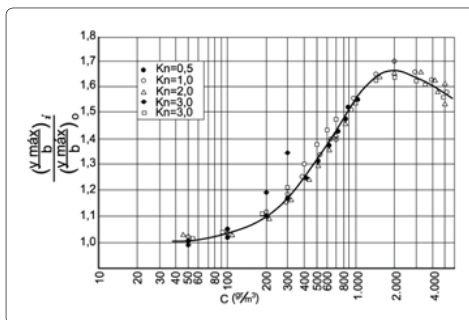
1. La profundidad relativa del cauce $\frac{y}{b}$ depende sustancialmente del radio de curvatura en planta $\frac{R_c}{b}$. En ríos estables el valor $\frac{y}{b}$ disminuye al aumentar $\frac{R_c}{b}$. Si el río es inestable ($0,5 < K_n < 1$) la relación es inversa.
2. Para valores altos de $\frac{R_c}{b}$, superiores a 10, el parámetro $\frac{y}{b}$ se acerca a un valor estable que depende de las características del río expresadas con el parámetro K_n y la turbidez. Este valor aparece en la figura 10 deducido por B.

V. Petróv mediante investigaciones en ríos con grandes variaciones de la turbidez. En la figura 11 se muestra una curva que representa la relación entre la turbidez y la profundidad relativa con un comportamiento unificado, establecido con estudios más detallados. En esta gráfica todas las curvas de la figura 10 están representadas como fracciones de la profundidad relativa correspondiente a una turbidez baja y sólo en función del parámetro K_n .

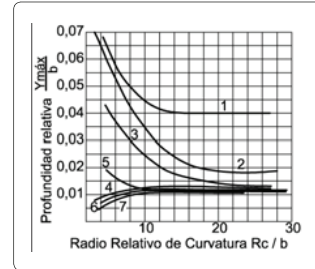
Esta ley de comportamiento tiene una gran importancia práctica en la predicción de los parámetros de ríos y canales naturales, como en los siguientes casos:

1. Determinación del trazado en un cauce regulado. Supóngase que en un tramo dado en donde se requieren trabajos de rectificación se aplica la curva

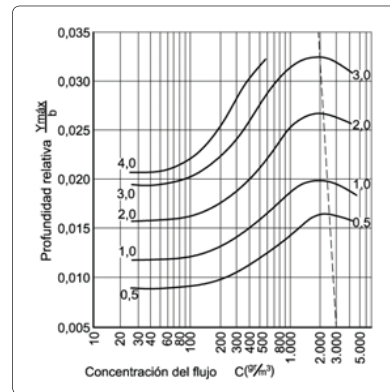
$\frac{y}{b} = f\left(\frac{R_c}{b}\right)$ (figura 12). La profundidad relativa del cauce correspondiente a un alineamiento ligeramente sinuoso se expresa como $\left(\frac{y}{b}\right)_0$ y, por lo tanto, a un ancho medio del cauce b_0 le corresponde una profundidad y_0 . Se requiere que, mediante los trabajos de rectificación, se obtenga una profundidad de verano igual a y_1 . Si se conserva el ancho natural b_0 ,



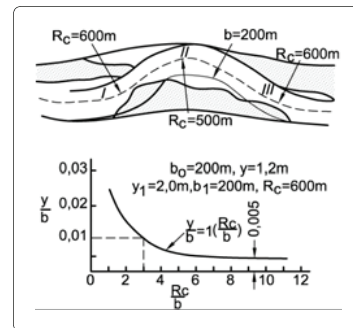
▲ **Figura 11** Curva que indica la variación de la profundidad relativa de un cauce en la función de la concentración de los sedimentos C .



▲ **Figura 9** Profundidad relativa (máxima) de una fosa en función del radio de curvatura relativo.



▲ **Figura 10** Variación de la profundidad relativa de un cauce $Y_{\max}/b$ en función del parámetro de fosa K_n y de la concentración C (g/m^3). Los números en las curvas corresponden al valor K_n .



▲ **Figura 12** Esquema de ubicación y trazado de las obras de rectificación (ejemplo de cálculo).

para obtener la profundidad relativa $\frac{y_i}{b_0}$ es necesario crear una curva en planta

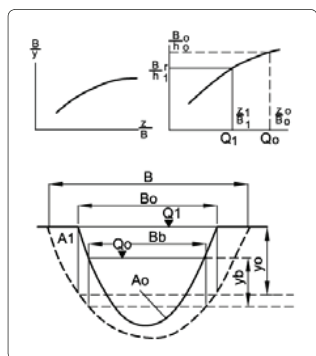
con un radio de curvatura inferior a R_{C1} (figura 12) y en los puntos de cambio de curvatura la profundidad será y_0 . Si el límite de curvatura obtenido no encaja dentro de la configuración en planta del cauce entonces la solución se encuentra variando el ancho del cauce. En la misma figura 12 se presenta el ejemplo numérico para solucionar el problema.

2. Cálculo de la disminución del nivel aguas abajo de una estructura con socavación del cauce en condición de agua clara.

La esencia de este método, elaborado conjuntamente con E. K. Rabkova consiste en establecer las formas finales del cauce que él mismo desarrolla con las nuevas condiciones. En esto se diferencia de los métodos tradicionales fundamentados en la solución de la ecuación del balance de sedimentos (ecuación de Exner) con intervalos pequeños de tiempo considerando las deformaciones parciales en cada intervalo de tiempo. La determinación de las formas finales del cauce se realiza con

ayuda de la curva $\frac{y}{b} = f\left(\frac{R_c}{b}\right)$ correspondiente al río.

Supóngase que el río b con un caudal constante Q_0 adquiere las formas del



▲ **Figura 13** Gráfico de cálculo para definir la forma lineal del cauce al determinar la disminución del nivel aguas abajo de una central hidroeléctrica.

cauce para las cuales se puede establecer la curva

$$\frac{y}{b_{media}} = f\left(\frac{R_c}{b}\right) \quad (\text{figura 13}).$$

A partir de cierto momento empezará ingresar a este río otro caudal con agua clara $Q_1 > Q_0$. Es claro que las anteriores formas del cauce sufren variaciones ocasionadas por la socavación en el lecho y en las orillas, es decir, en profundidad y a lo ancho. Las formas relativamente estables del río se alcanzan cuando la velocidad del flujo sea cercana a la de umbral o cuando la velocidad produzca deformaciones poco considerables. En estas condiciones el área de la sección transversal en el nuevo cauce se puede determinar con la relación:

$$\frac{Q_1}{Q_0} = \frac{A_1}{A_0}$$

Es decir, el cálculo se realiza bajo la suposición de que con el caudal Q_0 y con el área A_0 en condiciones naturales el cauce es relativamente estable.

La forma de la sección transversal A_1 , considerando que el proceso de creación del nuevo cauce se realiza en las mismas condiciones se determina con la curva natu-

ral $\frac{b}{y_{media}} = f\left(\frac{R_c}{b}\right)$ Que se traslada en términos de y' ; b' correspondientes a la cota del nivel del agua con el caudal Q_1 .

Supóngase que para cierto tramo del río con un radio de curvatura relativo $\left(\frac{R_c}{b}\right)_0$: la profundidad relativa es $\left(\frac{b}{y_{media}}\right)_0$. A medida que la corriente labra su cauce se disminuye el valor $\frac{R_c}{b}$ y aumenta $\frac{b}{y_{media}}$. El valor buscado $\frac{b}{y_{media}}$ se determina con la condición según la cual $by_{media} = A_1$. (A_1 se calcula con la relación de caudales).

Si para todos los tramos de cálculo se determinan consecutivamente los valores $\left(\frac{b}{y_{media}}\right)$ y si con ellos se definen los incrementos de las profundidades medias (desde y_{media} hasta y_{media0}), se puede determinar cómo cambian las pendientes longitudinales de la superficie del agua y en cuanto se disminuye el nivel en cada tramo y de manera integral aguas abajo de la estructura.

El tiempo de construcción de las formas finales del cauce se determina de acuerdo con el volumen del material erosionado. Tomando un cierto tramo suficientemente largo y considerando que en la parte inicial el río alcanza las nuevas formas finales y que en el extremo final aún no se ha presentado la socavación, por lo cual aún presenta las formas naturales, se determina el volumen de material erosionado y luego la duración de las transformaciones del cauce es:

$$T = \frac{V}{\epsilon Q_1}$$

ϵ - concentración media del flujo; V - volumen del material erosionado.

Para una mayor longitud de propagación de las transformaciones del cauce se determina el volumen de socavación (considerando el descenso anterior del nivel del agua), la duración del proceso de socavación y la nueva disminución del nivel.

Este esquema también se usa para caudales variables y en tramos de aguas abajo con afluentes.

A pesar de que existe un gran número de aplicaciones, similares a las anteriores, se hace referencia sólo a uno de los principales problemas en la hidráulica de ríos, relacionado con la máxima profundidad probable de navegación en ríos libres. Esta solución fue obtenida en la Universidad de la Amistad entre 1965 y 1966.

En 1961 N. A. Rzhnitsin desarrolló una metodología para determinar las máximas profundidades de socavación con viabilidad económica y técnica en ríos libres utilizando las técnicas tradicionales de la hidráulica fluvial. Las investigacio-

nes indican que para el cálculo se deben establecer inicialmente las características de cada río en particular y la efectividad de los trabajos de rectificación o de dragado para garantizar una profundidad o una sección determinada. En consecuencia, se utilizan los siguientes indicadores:

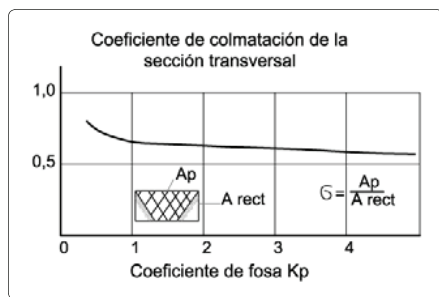
- a. El coeficiente de fosa de J. M. Polín, como parámetro que refleja las características hidrológicas y de los procesos morfológicos del río.
- b. Los siguientes parámetros de forma del cauce:
 - b.1 La profundidad relativa:

$$\frac{y_{medio}}{b} \quad \text{o también:} \quad \frac{y_{m\bar{x}}}{b}$$

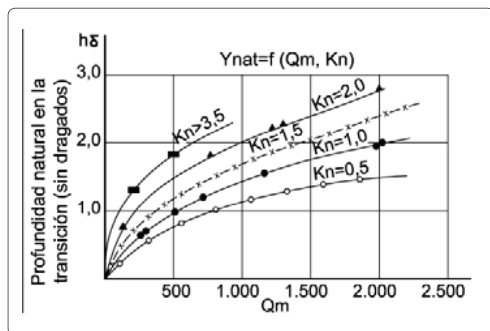
- b.2 La colmatación de la sección del cauce:

$$\sigma = \frac{A_N}{by_{m\bar{x}}}$$

Que se determina con la curva de la figura 14 obtenida mediante la investigación de un gran número de ríos.



▲ **Figura 14** Gráfica para determinar el coeficiente de colmatación de la sección transversal de un cauce. El coeficiente de fosa también se denota como: K_n .



▲ **Figura 15** Gráfica para determinar la profundidad natural de un cauce (en tramos de longitud considerable).

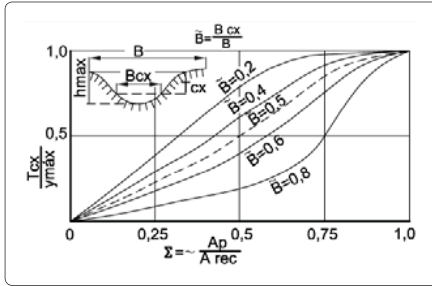
- c. Indicativo de la variación de la profundidad de navegación:
Profundidad relativa de navegación:

$$\alpha = \frac{T_{NAV}}{y_N}$$

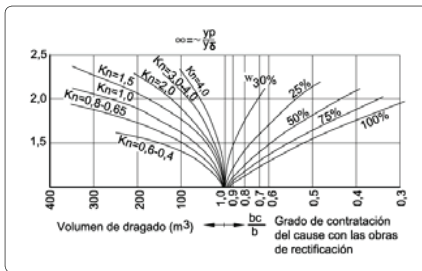
y_N - Profundidad natural determinada con el nomograma de la figura 15.

T_{NAV} - Profundidad de navegación (que depende del ancho de navegación b_{NAV} en cada sección transversal). Puede ser expresada en términos de la máxima profundidad $y_{m\bar{x}}$ y se determina con el nomograma de la figura 16. La profundidad máxima $y_{m\bar{x}}$ se define con el nomograma de la figura 17.

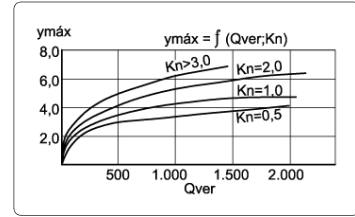
- d. Indicador del volumen específico de los trabajos de dragado y similares para alcanzar la profundidad deseada por metro de ancho y para una longitud de un kilómetro:



▲ **Figura 16** Gráfica para determinar la profundidad de navegación.



▲ **Figura 18** Nomograma de cálculo.



▲ **Figura 17** Nomograma para determinar la profundidad máxima de navegación.

$$A = \frac{V}{b_{PR} L}$$

V - Volumen total de dragado en una fosa dada del río; L - Longitud de la fosa, en km; b_{DRA} - ancho del dragado en metros.

El volumen V se determina con el nomograma de la figura 18 mostrado en el cuadrante izquierdo.

e. El indicador de efectividad de los trabajos de dragado:

$$\psi = \frac{b_C}{b_B} \quad \text{o también:} \quad \psi = \frac{A_C}{A_B}$$

A_C, b_C - área y ancho del cauce confinado con las obras de rectificación

A_B, b_B - área y ancho del cauce natural

La efectividad de los trabajos de rectificación se evalúa con las curvas de la figura 18 utilizando el cuadrante de la derecha.

La secuencia para resolver los problemas típicos utilizando el nomograma es la siguiente:

1. Se determina la máxima profundidad de navegación posible según las condiciones hidráulicas. Con el gráfico de la figura 17 para el río en cuestión (se conoce Q_M y K_p) se establece la profundidad preponderante del río $y_{máx}$. Para las mismas condiciones dadas con el nomograma de la figura 14 se establece el coeficiente de colmatación σ . Con el gráfico de la figura 16 para el valor σ encontrado se encuentra el valor $\frac{T_{CX}}{y_{máx}}$ y luego el valor T_{CX} .
2. Determinación de la profundidad de navegación que se puede alcanzar para el volumen dado de dragados y rectificaciones.

Respecto al nomograma de cálculo presentado en la figura 18 (para un ancho del cauce navegable de b_{NAV}), en el cuadrángulo izquierdo se dan las curvas de los volúmenes específicos de dragado V y en el cuadrángulo derecho las curvas para establecer la influencia y el papel al alcanzar las profundidades elevadas de las obras de rectificación. La curva en el extremo derecho corresponde al momento en que se alcanza la profundidad dada sólo debido a las obras de rectificación (sin dragados) y la curva del extremo izquierdo caracteriza el volumen de los trabajos de rectificación necesarios para compensar la disminución de los niveles que aparece después de los dragados. Las curvas intermedias caracterizan la probable disminución del volumen de dragados que se puede lograr gracias a los trabajos de rectificación por encima del mínimo requerido para compensar la disminución del nivel.

El esquema de cálculo es sencillo: supóngase que en un río con un parámetro $K_n = 2$ y con un caudal de verano $Q_v = 500 \text{ m}^3/\text{s}$ se requiere alcanzar una profundidad de navegación $T_{CX} = 2 \text{ m}$ con un ancho del canal de navegación: $b_{NAV} = 60 \text{ m}$ y un ancho del río $b_{ro} = 500 \text{ m}$. Es necesario conocer el volumen de los trabajos de dragado.

Con el gráfico de la figura 15 se determina la profundidad normal y_N y su incremento requerido para la condición dada $\alpha = \frac{T_{CX}}{y_N} = 1,33$. Utilizando el nomograma con la relación $\frac{b_{PD}}{b} = 1/8$ y con los parámetros α ; K_n dados se encuentra el valor del volumen específico de dragado (cuadrante izquierdo) $V = 30 \text{ m}^3$. En el cuadrante derecho y según la curva $V = 0\%$ se determina la contracción o estrechamiento requerido del cauce para compensar la disminución del nivel debida al dragado con $\psi = 0,87$.

Es posible otra solución consistente en aumentar ligeramente el volumen de los trabajos de rectificación y, como resultado de esto, disminuir el volumen de dragados. En este caso el estrechamiento necesario se determina de acuerdo con la curva correspondiente del cuadrante derecho. Por ejemplo, con la curva el volumen de dragados determinado anteriormente con el cuadrante izquierdo puede ser disminuido dos veces al estrechar el cauce con una rectificación con el valor $\psi = 0,73$.

Con un esquema análogo se resuelven otros tipos de problemas. Por ejemplo, la definición de la probable profundidad de navegación conociendo el volumen de dragados o de trabajos de rectificación.

El método de cálculo expuesto se fundamenta en el uso de relaciones generales de corrientes naturales y se puede utilizar ampliamente para mejorar las condiciones de navegación no sólo en etapas de diseño sino en la planificación de los mismos trabajos y en la evaluación de su efectividad.

CONTENIDO

Capítulo 1

HIDRÁULICA DE RÍOS	1
Nomenclatura	1
1.1 PRESENTACIÓN	9
1.1.1 Definición	9
1.1.2 Marco general y ámbito de la hidráulica de ríos	11
1.1.3 Formación de los cauces en ríos aluviales	25
1.1.4 Enfoque moderno de la hidráulica de ríos	26
1.1.5 Actividades de la ingeniería relacionadas con la hidráulica de ríos	28
1.2 MOVIMIENTO DEL AGUA EN LOS RÍOS	30
1.2.1 Influencia de las características hidráulicas de la corriente en el transporte de los sedimentos	30
1.2.1.1 Pendiente	30
1.2.1.2 El caudal líquido y la velocidad media del flujo	31
1.2.1.3 Distribución de la velocidad	32
1.2.1.4 Las propiedades del líquido en movimiento	32
1.2.1.5 La fuerza de sustentación hidrodinámica	35
1.2.1.6 El estado del flujo	36
1.2.1.7 Características estadísticas del flujo turbulento en cauces deformables	37
1.2.2 Patrones del flujo en los cauces naturales	38
1.2.2.1 Corrientes internas en los ríos	38
1.3 MOVIMIENTO DE LOS SEDIMENTOS EN LOS RÍOS	49
1.3.1 Características fundamentales de los sedimentos	49
1.3.1.1 Tamaño de las partículas individuales	54
1.3.1.2 Forma de las partículas	56
1.3.1.3 Densidad, peso específico y gravedad específica de los sedimentos	59
1.3.1.4 Granulometría de los sedimentos	62
1.3.1.5 Cohesión del material	65
1.3.1.6 Ángulo de reposo del material	65
1.3.1.7 Clasificación geométrica de los sedimentos	68
1.3.1.8 Ubicación de las partículas en la superficie del lecho	77
1.3.1.9 Interacción entre las partículas	78
1.3.1.10 Variación del tamaño de las partículas de los sedimentos a lo largo de un río	78
1.3.1.11 Procedencia de los sedimentos que llegan a los ríos	85

1.3.1.12	Fundamentos Teóricos de la Ley de Distribución Normal Referida al Cálculo de la Granulometría de los Sedimentos	87
1.3.1.13	Técnicas de muestreo de sedimentos en los lechos de los ríos	91
1.3.2	Investigaciones sobre la velocidad de caída de los sedimentos	94
1.3.2.1	Ley de Stokes y coeficiente de arrastre	96
1.3.2.2	Velocidad de caída de partículas reales en agua limpia	102
1.3.2.3	Velocidad de caída de partículas reales en agua turbia	114
1.3.2.4	Velocidad media de caída de una mezcla de sedimentos reales en agua turbia según Ibad-Zade	127
1.3.3	Perfil de velocidades y concentraciones de los sedimentos en la vertical de un flujo turbulento.....	134
1.3.3.1	Distribución de las velocidades en la vertical	134
1.3.3.2	Análisis de los parámetros considerados en las fórmulas de distribución de velocidades	155
1.3.4	Análisis de las fórmulas para la distribución de la concentración de sedimentos en la vertical	163
1.3.4.1	Ecuación de Karaushev	164
1.3.4.2	Ecuación de Velikanov	165
1.3.4.3	Ecuación de Lievy	166
1.3.4.4	Ecuación de Sagustin	166
1.3.4.5	Ecuación de Rouse	167
1.3.4.6	Ecuación de Hunt (1954)	168
1.3.4.7	Ecuación de Einstein y Chien (1952, 1955)	168
1.3.4.8	Ecuación de Ananian (1965)	169
1.3.4.9	Ecuación de Lane (1941)	169
1.3.4.10	Ecuación de Makaviev (1974)	170
1.4	TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN UN RÍO	181
1.4.1	Transporte de sedimentos en suspensión Curva caudal líquido - caudal sólido	183
1.4.2	Transporte de Sedimentos de Fondo. Bed load	184
1.4.2.1	Sedimentos de fondo y métodos de cálculo	185
1.4.2.2	El problema del transporte de sedimentos	185
1.4.2.3	Régimen y criterios de transporte de sedimentos	188
1.5	MOVIMIENTO DE LAS PARTÍCULAS INDIVIDUALES EN UN FLUJO TURBULENTO	195

LISTA DE CUADROS DEL CAPÍTULO 1

Cuadro 1.1	Diámetros estandarizados de los sedimentos de acuerdo con la escala de Wentworth, ampliada por el sub-comité on sediment terminology de la American Geophysical Union	56

Cuadro 1.2 Análisis granulométrico de una muestra de 6.500 gramos de peso de material de lecho	67
Cuadro 1.3 Resultados detallados del análisis granulométrico de la muestra de rendimiento reportado en el cuadro 1.2	68
Cuadro 1.4 Valores del ángulo de reposo de diferentes partículas síliceas según VAN RIJN (1993)	68
Cuadro 1.5 Métodos utilizados para determinar la granulometría de los sedimentos con diferentes tamaños	70
Cuadro 1.6 Relaciones entre las dimensiones fundamentales de los sedimentos	72
Cuadro 1.7 Relación d_{eq}/d_m entre el diámetro equivalente d_{eq} y el diámetro medio d_m respecto a las dimensiones de los tamices, según Gonchárov	73
Cuadro 1.8 Densidades relativas de diferentes rocas y minerales	74
Cuadro 1.9 Cuatro formas de representar un mismo suelo	75
Cuadro 1.10 Coeficientes de desgaste de partículas de fondo	80
Cuadro 1.11 Coeficiente de desgaste para sedimentos gruesos	83
Cuadro 1.12 Conteo de sedimentos para un análisis granulométrico de materiales del lecho	91
Cuadro 1.13 Valores de las características morfológicas para un grupo de partículas de diferentes formas	91
Cuadro 1.14 Cálculo de la velocidad de caída de una mezcla de sedimentos en agua turbia	131
Cuadro 1.15 Resultados del ejemplo de cálculo de la velocidad de caída aplicando la fórmula 1.221	132
Cuadro 1.16 Cálculo según la fórmula 1.236 con diferentes valores del coeficiente de Chézy C	156
Cuadro 1.17 Valores de (κ) de acuerdo con las fórmulas 1.301 a 1.321	158
Cuadro 1. 18 Cálculo de la fórmula β_{1-4} en función del coeficiente de Chézy C	159
Cuadro 1.19 Valores de $(U/\bar{U})_{1-4}$ para diferentes β	161
Cuadro 1.20 Datos de laboratorio de Vanoni	171
Cuadro 1.21 Parámetros según la fórmula 1.357	172
Cuadro 1.22 Parámetros adicionales según la fórmula 1.287	173
Cuadro 1.23 Diferentes valores de E_i para los cálculos del cuadro 1.24	173
Cuadro 1.24 Valores de B'_1 y B'_2 de acuerdo con los datos del cuadro 1.23	174
Cuadro 1.25 Valores de los exponentes de e en la fórmula 1.362	176
Cuadro 1.26 Valores de la concentración según la formula 1.365	177

LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 1

1.1 Construcción matemática del perfil longitudinal de un río utilizando el concepto de entropía	15
1.2 Tramos característicos en cauces naturales	17
1.3 Secciones transversales de diferentes ríos, indicando la relación ancho-profundidad	19
1.4 Secciones transversales en un cauce en equilibrio dinámico	19
1.5 Longitud de meandros en relación con el ancho del cauce y su radio de curvatura	20
1.6 Indicación del orden de los ríos en una cuenca hidrográfica según Horton	21
1.7 Relación logarítmica entre el orden del río y la longitud de una corriente de un orden determinado y entre el orden del río y el número de ríos	22
1.8 Deformaciones de un cauce	26
1.9 Velocidades de las partículas con diferentes gradientes de la velocidad del flujo	32
1.10 Variación de las pulsaciones de velocidad en un flujo turbulento	33
1.11 Esquema de la fuerza hidrodinámica de sustentación	35
1.12 Aparición de circulaciones transversales según Leliavski N.S. a) Corrientes superficiales; b) Flujos circulares en un plano vertical; c) Flujos helicoidales	38
1.13 Dirección de las líneas de corriente en la orilla cóncava. a) Planta ; b) Sección transversal	39
1.14 Influencia del giro de la tierra en la dirección del flujo con diferentes orientaciones de un río	41
1.15 Perfil del esfuerzo cortante adimensional y de las velocidades transversales adimensionales debidas a la rotación de la tierra	43
1.16 Acción de la fuerza centrífuga sobre la superficie de agua en la curva de un río	44
1.17 Corrientes internas en la sección de un río (Esquema de Losievski) ...	47
1.18 Dirección de flujo en el cauce principal y en las bancas	47
1.19 Formaciones particulares en un río	48
1.20 Tipos esquemáticos de corrientes a) corrientes contraídas, b) rápidas o caudales y c) flujos retardados	49
1.21 Curvas de distribución normal para diferentes fracciones de los sedimentos	50
1.22 Curvas acumulativas del análisis mecánico para diferentes fracciones de los sedimentos	51

1.23 Curvas de análisis mecánico en coordenadas semilogarítmicas	51
1.24 Curvas granulométricas del contenido de sedimentos	
a) En coordenadas polares; b) En coordenadas cartesianas	52
1.25 Características de las partículas de los sedimentos	52
1.26 Elipsoide utilizado para representar esquemáticamente	
las dimensiones de una partícula	55
1.27 Curvas granulométricas de la muestra de sedimentos	
consignada en el cuadro 1.2	66
1.28 Ángulos de reposo de diferentes partículas	68
1.29 Ángulos de reposo de materiales granulares según Lane (1953)	69
1.30 Curvas de distribución granulométrica de diferentes sedimentos	72
1.31 Curvas granulométricas integrales de mezclas en sedimentos	76
1.32 Curvas granulométricas integrales de mezclas de sedimentos	
en diferentes ríos	76
1.33 Plano esquemático de los ríos Ajshuchai y Girdimanchai	79
1.34 Variación del diámetro de las partículas a lo largo del río	
Girdimanchai	79
1.35 Distribución del diámetro de las partículas depositadas a lo	
largo del río Grande en E.U.A	84
1.36 Disminución del diámetro de las partículas en el canal Morala-Revi ...	84
1.37 Variación de la pendiente del río Grande	85
1.38 Variación del diámetro de las partículas (a) de la pendiente	
(b) a lo largo del canal Morela-Revi	85
1.39 Variación de las características de un río a lo largo del área	
de drenaje (Church, 1992)	87
1.40 Ejemplos de distribución poligenésica de los sedimentos	89
1.41 Tamaño de la coraza de gravas y cantos rodados en el río	
Colorado abajo de la presa de Glen Canyon (julio de 1975)	93
1.42 Material similar al ubicado bajo la coraza en el río Colorado abajo	
de la presa de Glen Canyon (Julio de 1975)	93
1.43 Comparación visual entre muestra superficial y volumétrica	94
1.44 Ejes imaginarios de una partícula	94
1.45 Coeficiente de resistencia de esferas en función del número de	
Reynolds de partícula	100
1.46 Velocidad de caída de esferas de cuarzo en el agua para diferentes	
temperaturas (Rouse, 1937)	100
1.47 Velocidad de caída de los sedimentos $d=0,0005$ a 10 cm y	
$\gamma = 2,65$ según datos de diferentes investigadores	103
1.48 Datos experimentales de Arjanguielsk y Lapshin que caracterizan	
la velocidad de caída de partículas entre $0,001$ y 8 cm con una	

temperatura del agua de 15°C. Curva construida con la fórmula de Gonchárov W (cm/s)	104
1.49 Curvas de velocidad de caída en función del diámetro para una temperatura del agua de 15°C según diferentes investigadores	108
1.50 Curvas de la función $w = f(d)$ para una temperatura del agua de 20°C	108
1.51 Coeficiente de arrastre en función del número de Reynolds de partícula para esferas. Datos experimentales comparados con diferentes fórmulas	111
1.52 Valores de la velocidad de caída en función del diámetro de las partículas para diferentes factores de forma (F.F) y diversas temperaturas de agua destilada según el U.S Interagency Committee on Water Resources (1957)	111
1.53 Relaciones entre el diámetro de tamiz, el diámetro estándar de sedimentación y el factor de forma en arenas naturales	112
1.54 Velocidad de caída en función del diámetro de las partículas según diferentes autores y para diversas esfericidades ψ	112
1.55 Velocidad de caída de partículas naturales según Rubey (1933) (para 20°C)	112
1.56 Coeficiente de arrastre versus número de Reynolds de partícula para diferentes factores de forma	115
1.57 Esquema para definir las dimensiones de una partícula	116
1.58 Relación entre las velocidades de caída de una partícula en agua limpia y un gran número de partículas en agua turbia en diferentes concentraciones según McNown y Lin (1952)	118
1.59 Velocidad de caída de las partículas y los microagregados en función de sus diámetros	122
1.60 Relación entre el número de Reynolds Res calculado según la ley de Stokes y el número de Reynolds real Re	124
1.61 Viscosidad cinemática real para diferentes concentraciones de dispersiones finas según Simons, Richardson y Nordin	125
1.62 Variación de la velocidad de caída en función del porcentaje de mezcla en agua según Simons, Richardson y Nordin	125
1.63 Valores de la velocidad de caída en agua limpia (I) y en agua turbia (II) según diferentes autores	125
1.64 Curva recomendada para determinar la velocidad de caída de las partículas en función de su diámetro	127
1.65 Modelo del flujo turbulento	134
1.66 Velocidad longitudinal actual U_x y velocidad transversal actual U_y	136

1.67 Pulsaciones de la velocidad longitudinal actual	136
1.68 Pulsaciones de la velocidad transversal actual	136
1.69 Comparación de dos flujos caracterizados por diferentes intensidades de pulsación de las velocidades	138
1.70 Pulsaciones de la velocidad longitudinal actual para los flujos de la figura 1.69	138
1.71 Intercambio transversal turbulento de partículas durante el movimiento de un líquido y esfuerzos cortantes turbulentos	139
1.72 Detalle del intercambio transversal de partículas en un flujo turbulento	139
1.73 Intercambio transversal de partículas entre capas longitudinales de un flujo turbulento	139
1.74 Longitud de mezcla referida al punto y . Perfil de velocidades	141
1.75 Relación entre el factor α de Einstein (1950) y K/δ_0 en la ecuación de fricción logarítmica	146
1.76 Coeficiente de Bazén en función del coeficiente de Chézy	147
1.77 Valores de V_{sup}/V_{fon} , $V_{sup}/\bar{V}$ y $V_{fon}/\bar{V}$ en función de a y n	150
1.78 Coeficiente de Chézy en función de la rugosidad relativa	153
1.79 Valores de la constante de Karman en función del coeficiente de Chézy para diferentes valores δ/y	153
1.80 Variación del coeficiente de Karman en función del coeficiente de Chézy según diferentes investigadores	156
1.81 Valores del coeficiente de Chézy en función de la rugosidad relativa	159
1.82 Variación de $V/\bar{V}$ en función de la rugosidad relativa y del coeficiente de Chézy	162
1.83 Variación de $V/\bar{V}$ en función del coeficiente de Chézy	162
1.84 Variación de la constante de Karman en función de la concentración de los sedimentos según diferentes investigadores	162
1.85 Representación de la ecuación de distribución de los sedimentos en suspensión	167
1.86 Distribución de la concentración en la vertical	175
1.87 Relación entre Z y Z' (Einstein y Chien, 1954)	179
1.88 Confrontación de los datos experimentales de Sagastín (curvas 3.4) con la de Karman (1) y de Prandtl (2)	181
1.89 Curva caudal líquido-caudal-sólido de la estación Arrancaplumas en el río Magdalena	183
1.90 Distribución de los esfuerzos cortantes en un cauce abierto	186

1.91 Relación entre $\tau_c (\gamma_s - \gamma) dy$ $v * d / \gamma$ según Shields	190
1.92 Representación del inicio de movimiento de los sedimentos según diferentes investigadores	191
1.93 Datos de diferentes cauces expresados a través de la relación $\psi_0 = gd / d * \gamma$ ($\gamma_s = 2,65 gr / cm^3$)	191
1.94 Régimen y criterio de movimiento en función de $\delta / \Delta \gamma_s / \gamma$ y R / d	194
1.95 Trayectoria de las partículas individuales	196
1.96 Distribución de las velocidades transversales instantáneas de las vórtices de diferentes dimensiones que se mueven cerca del fondo y de las velocidades locales longitudinales promediadas en un flujo con una profundidad de 0,30 m	200

Capítulo 2

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS	203
Nomenclatura	203
PRESENTACIÓN	205
2.1 ASPECTOS GENERALES	206
2.2 CLASIFICACIONES GEOMORFOLÓGICAS GENERALES UTILIZADAS EN DIFERENTES PAÍSES	213
2.3 CLASIFICACIONES GEOMORFOLÓGICAS UTILIZADAS EN NUESTRO MEDIO	222
2.3.1 La región fisiográfica	228
2.3.2 El paisaje	229
2.3.3 El tipo de relieve	256
2.3.4 La forma del terreno	260
2.4 DINÁMICA DE LAS FORMAS (DEFINICION MORFOGENÉTICA)	266
2.5 LA HISTORIA DE LAS FORMAS (DEFINICIÓN MORFOCRONOLÓGICA)	282
2.6 FUNDAMENTOS DE LA TEORÍA SOBRE LA FORMACIÓN DE LOS CAUCES NATURALES	291
2.6.1 Propiedades fundamentales de la formación del relieve	291
2.6.2 Leyes que rigen la formación de los cauces naturales	293
2.6.2.1 Interacción del flujo y el cauce (N.M. Leliavski, 1883)	294
2.6.2.2 Condicionamiento de las posibles formaciones naturales (M. A. Velikanov, 1946)	294
2.6.2.3 Carácter discreto de los procesos morfológicos (N.E. Kondrátiev 1953)	295

2.6.2.4	Influencia relativa de los factores que cambian el régimen hídrico de los flujos (Ley de la relatividad factorial de I.I. Makavieiev, 1971)	296
2.6.2.5	Optimización de las condiciones de transporte de sedimentos (N.A. Rzhanitsin, 1956)	297
2.6.2.6	Unidad en la evaluación de los flujos en la red hidrográfica (N.A. Rzhanitsin, 1950)	298
2.6.3	Fundamentos para tipificar los procesos formadores de cauces ..	299
2.6.4	Concepción estructural en el estudio de los procesos formadores del cauce	300
2.6.5	Estructura de la red hidrográfica y características conjuntas de sus corrientes	302
2.6.6	Estructura de la red hidrográfica en ríos naturales	305
2.7	CARACTERÍSTICAS HIDROGRÁFICAS DE LAS CORRIENTES EN UN SISTEMA FLUVIAL	306
2.7.1	Longitud de corrientes de diferentes órdenes	306
2.7.2	Área lineal de la cuenca	308
2.7.3	Número de corrientes	308
2.8	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS CAUCES EN UN SISTEMA FLUVIAL	309
2.8.1	Profundidad relativa del cauce de verano	309
2.8.2	Ancho del cauce de verano	310
2.8.3	Pendiente longitudinal de los ríos	310
2.8.4	Dimensiones en planta de las formaciones del cauce	310
2.9	CARACTERÍSTICAS CONJUNTAS DE LAS CORRIENTES EN UN SISTEMA FLUVIAL	312
2.10	MORFOLOGÍA Y FISIOGRAFÍA DE RÍOS	313
2.10.1	Aspectos Básicos	313
2.10.2	Clasificaciones de las Cuencas Hidrográficas	316
2.10.3	Morfología y Fisiografía de las Corrientes Naturales y sus Laderas	317
2.10.3.1	Ríos de Montaña. (juventud)	318
2.10.3.2	Ríos de piedemonte (madurez)	320
2.10.3.3	Ríos de Llanura (vejez)	321
2.10.3.4	Cauces Rectos	322
2.10.3.5	Cauces Trenzados	322
2.10.3.6	Cauces Meándricos	324
2.11	EVOLUCIÓN DE LAS FORMAS EN PLANTA	326
2.12	FACTORES GEOMÓRFICOS QUE AFECTAN LA ESTABILIDAD DE LOS CAUCES	329

2.12.1	Generalidades	329
2.12.2	Tamaño del cauce	329
2.12.3	Duración de una corriente	331
2.12.4	Material del lecho	331
2.12.5	Conformación del valle	332
2.12.6	Llanuras de inundación	333
2.12.7	Diques naturales (albardones)	334
2.12.8	Incisión aparente	335
2.12.9	Contornos del río y vegetación	335
2.12.10	Sinuosidad	340
2.12.11	Cauces trenzados	345
2.12.12	Cauces anastomosados	346
2.12.13	Variabilidad del ancho y desarrollo de barras	347
2.13	AGRADACIÓN/DEGRADACIÓN Y CONCEPTOS SOBRE CONTINUIDAD DE LOS SEDIMENTOS	348
2.13.1	Agradación/degradación	348
2.13.2	Revisión del concepto de continuidad de sedimentos	348
2.14	MORFOLOGÍA DE LA CUENCA	352
2.14.1	Parámetros de forma	352
2.14.2	Parámetros de relieve	354
2.14.3	Parámetros relativos a la red hidrográfica	357

LISTA DE CUADROS CAPÍTULO 2

Cuadro 2.1	Procesos típicos, textura y geomorfología de un terreno en función de su pendiente	208
Cuadro 2.2	Clasificación jerárquica ascendente de Brink	209
Cuadro 2.3	Clasificación territorial Canadiense	210
Cuadro 2.4	Aspectos relevantes para realizar un inventario	213
Cuadro 2.5	Pendiente de la superficie donde se toma el perfil del suelo	216
Cuadro 2.6	Clasificación de sistemas fisiográficos, reconocibles por fotointerpretación, para uso en estudios de suelo (VINK, 1968)	216
Cuadro 2.7	Parámetros que se utilizan para caracterizar los diferentes tipos de relieve	260
Cuadro 2.8	Nomenclatura propuesta para datación relativa	284
Cuadro 2.9	Algunas características de las corrientes obtenidas por Snishenko	312
Cuadro 2.10	Conjunto de características de las corrientes de un sistema fluvial (cauces de laboratorios y ríos reales)	314

Cuadro 2.11 Diferentes fórmulas para calcular el tiempo de concentración	361

LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 2

2.1 Clasificación geomorfológica general	215
2.2 Influencia del ambiente geomorfológico en la formación de los paisajes	224
2.3 Ejemplo de clasificación de unidades geomorfológicas	227
2.4 Esquema de una superficie peneplanicie solevantada y fallada con sus diferentes unidades remodeladas por denudación	232
2.5 Partes de una montaña	235
2.6 Superficie de aplanamiento disectada	238
2.7 Superficies de aplanamiento disectadas	238
2.8 Esquema del modelado en facetas. Borde oriental de la cordillera Central	238
2.9 Garganta, piedemonte y llanura aluvial	238
2.10 Pendientes asimétricas del valle del Magdalena: Venadillo-Mariquita	239
2.11 Rasgos morfológicos y partes constitutivas de un abanico aluvial	240
2.12 Abanicos superpuestos en la sucesión indicada	241
2.13 Abanicos con estructura telescópica	242
2.14 Paisajes y subpaisajes característicos de una llanura de río trenzado afectado tectónicamente	244
2.15 Desarrollo de las terrazas agradacionales	244
2.16 Formación de una terraza depositacional o acumulativa	245
2.17 Desarrollo de terrazas erosionales	245
2.18 Terraza erosional o de corte	245
2.19 Representación de las longitudes del canal y del valle entre dos puntos	245
2.20 Cinturón de meandros	246
2.21 Vista en planta y sección transversal A-B del lecho de un meandro	247
2.22 Desarrollo de orillares en una llanura meándrica	247
2.23 Proceso de estrangulamiento de meandros	248
2.24 Sección transversal profunda a través de una llanura de desborde	250
2.25 Procesos pedogenéticos y edad relativa	289
2.26 Diferentes representaciones de la red hidrográfica y de las corrientes naturales	303
2.27 Tipos de drenaje de una red fluvial	307

2.28 Variación de la profundidad relativa en los tramos de aguas someras (crestas) en ríos aluviales al aumentar el orden de la corriente del sistema fluvial (tramos de llanura)	309
2.29 Longitudes de un río para representar el coeficiente de sinuosidad	315
2.30 Río trenzado	316
2.31 Zonas de montaña (producción de sedimentos), pie de monte (transferencia de sedimentos) y llanura (deposición de sedimentos) en un río	318
2.32 Representación esquemática de las etapas de un río en zonas tropicales	318
2.33 Sección transversal típica de un río en su tramo de montaña	319
2.34 Sección transversal típica de un río en su tramo de pie de monte	320
2.35 Sección transversal típica de un río en su tramo de llanura	321
2.36 Etapas geológicas en el curso de los ríos	322
2.37 Patrones del cauce de un río	323
2.38 Proceso de meandrificación de un río	325
2.39 El ciclo de erosión propuesto por W.M Davis, dibujado por E. Raisz	327
2.40 Evolución de la incisión inicial del canal (A, B) y ensanchamiento (C, D) y de agradación (D, E). h es la altura de la orilla	327
2.41 Cargas de sedimentos en relación con la incisión del cauce seguidas a esta incisión.....	328
2.42 Tres posibles estados en el desarrollo de las curvas	328
2.43 Cambios en la curvatura de dos ríos	329
2.44 Factores geomórficos que afectan la estabilidad de las corrientes (adaptados por Brice y Blodgett)	330
2.45 Diversas morfologías de abanicos aluviales	333
2.46 Erosión activa de orillas caracterizadas por cortes verticales, derrumbes de bloques y caída de la vegetación	327
2.47 Fallas típicas en la superficie de las orillas	338
2.48 Planta de un meandro	342
2.49 Modos de desarrollo de un meandro	343
2.50 Esquema para definir el concepto de continuidad de un sedimento aplicado a un tramo de un río en un instante dado	349
2.51 Curvas hipsométricas de las cuencas en las estaciones de aforo del Maronne y sus afluentes	255
2.52 Curva hipsométrica y curva de las frecuencias altimétricas en la cuenca del Trugère en Sarraus (superficie: 2.462 km ²)	355

Capítulo 3

ANÁLISIS GENERAL DE LA ESTABILIDAD DE CAUCES	363
Nomenclatura	363
PRESENTACIÓN	365
3.1 ANÁLISIS DE PROCEDIMIENTOS PARA EVALUAR LA INESTABILIDAD DE CAUCES	365
3.1.1 Introducción	365
3.1.2 Procedimiento general	366
3.1.3 Datos requeridos	366
3.1.4 Datos requeridos para el nivel uno: análisis cualitativo y geomorfológico	367
3.1.5 Datos necesarios en el nivel dos: Análisis de ingeniería básica	368
3.1.6 Datos necesarios en el nivel tres: Modelos matemáticos y físicos	369
3.1.7 Fuentes de información	370
3.2 NIVEL 1: ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICOS CUALITATIVOS	370
3.2.1 Paso 1: Definición de las características del cauce	370
3.2.2 Paso 2: Evaluación de los cambios en el uso del terreno	370
3.2.3 Paso 3: Evaluación de la estabilidad general del cauce	371
3.2.4 Paso 4: Evaluación de la estabilidad lateral	372
3.2.5 Paso 5: Evaluación de la estabilidad vertical	374
3.2.6 Paso 6: Evaluación de la respuesta del río a los cambios	375
3.3 NIVEL 2. ANÁLISIS BÁSICOS DE INGENIERÍA	375
3.3.1 Paso 1: Evaluación de las crecientes históricas y de las relaciones lluvia-escorrentía	376
3.3.2 Paso 2: Evaluación de las condiciones hidráulicas	377
3.3.3 Paso 3: Análisis de los materiales de lecho y orillas	378
3.3.4 Paso 4: Evaluación de la producción de sedimentos en la cuenca	379
3.3.5 Paso 5: Análisis de movimiento incipiente	380
3.3.6 Paso 6: Evaluación del potencial de acorazamiento	381
3.3.7 Paso 7: Evaluación de los cambios de la curva de calibración	382
3.3.8 Paso 8: Evaluación de las condiciones de socavación	383
3.4 NIVEL 3: MODELOS DE ESTUDIOS MATEMÁTICOS Y FÍSICOS	384
3.5 RECONOCIMIENTO, CLASIFICACIÓN Y RESPUESTA NIVEL 1: PROCEDIMIENTOS DE ANÁLISIS	385
3.5.1 Introducción	385
3.5.2 Reconocimiento del cauce	385

3.5.3	Técnicas de reconocimiento de cauces	386
3.5.4	Aplicaciones concretas	403
3.5.5	Evaluación del potencial de acumulación de elementos flotantes	404
3.6	CLASIFICACIÓN DE CAUCES EN RÍOS	408
3.6.1	Generalidades	408
3.6.2	Conceptos de clasificación de ríos	409
3.7	EVALUACIÓN CUALITATIVA DE LA RESPUESTA DEL RÍO	415
3.7.1	Generalidades	415
3.7.2	Respuesta de un sistema fluvial	418
3.7.3	Respuestas complejas	420
3.8	EVALUACIONES RÁPIDAS DE LA ESTABILIDAD DE UN RÍO	422
3.9	TÉCNICAS CUANTITATIVAS PARA EL ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE CAUCES. (APLICACIÓN DE LOS PROCEDIMIENTOS DEL NIVEL DOS DE ANÁLISIS)	424
3.9.1	Introducción	424
3.9.2	Estabilidad lateral del río.....	426
3.9.2.1	Evaluación y predicción de la migración lateral	433
3.9.3	Estabilidad vertical de un río	436
3.9.3.1	Generalidades	436
3.9.3.2	Análisis de degradación	438
3.9.3.3	Análisis de continuidad de sedimentos	444

LISTA DE CUADROS CAPÍTULO 3

Cuadro 3.1 Interpretación de datos observados (según Keefer y otros)	373
Cuadro 3.2 Parte 1. Zona de influencia del valle	389
Cuadro 3.3 Parte 2. Valle y flancos del valle	389
Cuadro 3.4 Parte 3. Llanura de inundación	391
Cuadro 3.5 Parte 4. Relación vertical entre el río y su valle	391
Cuadro 3.6 Parte 5. Relación lateral entre el río y su valle	393
Cuadro 3.7 Parte 6. Descripción del río	395
Cuadro 3.8 Parte 7. Descripción de sedimentos del lecho	395
Cuadro 3.9 Parte 8. Características de la orilla izquierda	397
Cuadro 3.10 Parte 9. Vegetación en el flanco de la orilla izquierda	398
Cuadro 3.11 Parte 10. Características de la orilla derecha	401
Cuadro 3.12 Parte 11. Vegetación en el flanco de la orilla derecha	402
Cuadro 3.13 Parte 12. Erosión de la orilla izquierda	402

Cuadro 3.14 Clasificación de ríos aluviales (Schumm, 1977)	410
Cuadro 3.15 Clasificación de la morfología de tramos de ríos de montaña en el mar-occidente del Pacífico (Montgomery y Buffington, 1997)	413
Cuadro 3.16 Rango de datos usados para desarrollar las ecuaciones 3.29 a 3.31	442

LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 3

3.1 Diagrama de flujo para el nivel 1: análisis cualitativos y geomorfológicos	370
3.2 Curvas de frecuencia y probabilidades asociadas	371
3.3 Problemas hidráulicos en puentes atribuidos a la erosión de las curvas o a la migración lateral del cauce (Brice y Blodgett)	374
3.4 Construcción de las curvas de distribución y de duración utilizando intervalos de clase	376
3.5 Socavación local, socavación por contracción y problemas hidráulicos en puentes ocasionados por: a) obstrucciones del flujo o; b) Contracción del flujo o profundización del cauce en la orilla externa (cóncava) de una curva	383
3.6 Diagramas de flujo para el análisis detallado de puentes en ríos	383
3.7 Mecanismos de falla típicos en las laderas de los valles (Varnes, 1958)	388
3.8 Clasificación de cauces en planta	392
3.9 Parámetros geométricos de un meandro	392
3.10 Tipos de actividad lateral y características asociadas a la llanura de inundación	392
3.11 Clasificación y morfología de los perfiles de las orillas	396
3.12 Clasificación de cauces aluviales según Brice (1975)	409
3.13 Patrones de ríos aluviales a) Patrón de cauce con carga de lecho; b) Patrón de cauce con carga mixta; c) Patrón de cauce con carga en suspensión	411
3.14 Perfil longitudinal idealizado de laderas y depresiones no canalizadas a lo largo de una red fluvial mostrando la distribución general de tipos de cauces aluviales (Montgomery y Buffington, 1997)	412
3.15 Claves para la clasificación de ríos en el método de Rosgen (Modificado por Thorne, 1994)	414
3.16 Perfil longitudinal, secciones transversales y vistas en planta de los tipos principales de ríos según el método de Rosgen (modificada por Rosgen, 1994 y por Thorne)	414

3.17 Relación entre la sinuosidad y la pendiente en diferentes tipos de cauce con caudal constante (HIRE)	415
3.18 Relación inclinación(pendiente) - caudal para cauces trenzados o meandricos en lechos de arena (según Lane) a) Sistema internacional de unidades, b) unidades inglesas	416
3.19 Cambios en la pendiente longitudinal de un río como respuesta a la disminución en el suministro de sedimentos en el punto C	419
3.20 Modelos de la estructura del flujo y formas del lecho asociadas a cauces aluviales rectilíneos	427
3.21 Patrones de flujo en los meandros	428
3.22 Valor MR/W en función del parámetro Rc/W para diferentes ríos de Canadá. MR- Tasa de migración; W- Ancho del cauce; Rc- Radio de curvatura	432
3.23 Representación esquemática de la curva idealizada de un meandro en las variables descritas en la ecuación 3.15	435
3.24 Acorazamiento de un cauce	439
3.25 Control de nivel de base y degradación debida a los cambios en la corriente	443
3.26 Socavación remontante y depresión por corte	443
3.27 Definición de los componentes de la carga de sedimentos	444

Capítulo 4

PROCESOS MORFOLÓGICOS EN CAUCES ALUVIALES

Nomenclatura

PRESENTACIÓN

4.1 LOS PROCESOS MORFOLÓGICOS COMO FENÓMENOS DISCRETOS	453
4.2 PROCESOS MORFOLÓGICOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS	454
4.2.1 Erosión y deposición de sedimentos. Deformaciones reversibles e irreversibles	454
4.2.2 Movimiento de los sedimentos en las diferentes partes de la red hidrográfica	457
4.2.3 Factores básicos de los procesos morfológicos	461
4.3 TIPIFICACIÓN GENERAL DE LAS FORMAS DEL CAUCE	464
4.3.1 Procesos morfológicos básicos	469
4.3.2 Formas sencillas del cauce (Grandes Dunas)	469
4.3.3 Propiedades de las formas complejas del cauce	472
4.4 MACRODUNAS Y BARRAS LATERALES	475
4.4.1 Procesos morfológicos en forma de macrodunas	478

4.4.2	Procesos morfológicos en forma de barras laterales	478
4.5	MEANDROS CONFINADOS	484
4.6	MEANDROS LIBRES Y MEANDROS INCIPIENTES	488
4.6.1	Meandros Libres	488
4.6.1.1	Características principales del proceso	488
4.6.1.2	Desarrollo de los meandros libres	489
4.6.1.3	Elementos morfológicos de los meandros y particularidades de sus deformaciones	492
4.6.2	Meandros Incipientes	497
4.6.2.1	Desarrollo del proceso	497
4.6.2.2	Bancas trenzadas	499
4.6.3	Islotes y cauces trenzados	501
4.7	INDICADORES DE LOS PROCESOS MORFOLÓGICOS Y RELACIONES MORFOMÉTRICAS	506
4.7.1	Consideraciones generales	506
4.7.2	Macro dunas	508
4.7.3	Barras laterales	512
4.7.4	Meandros confinados	515
4.7.5	Meandros libres	518
4.7.5.1	Indicadores básicos	518
4.7.5.2	Relaciones morfométricas e hidromorfológicas básicas	520
4.7.6	Meandros incipientes	530
4.7.7	Trenzamiento de cauce	532
4.8	RELACIONES ENTRE LOS ELEMENTOS DEL BALANCE DE SEDIMENTOS EN DIFERENTES PROCESOS MORFOLÓGICOS	532
4.9	TRAMOS MORFOLÓGICAMENTE UNIFORMES	537
4.9.1	Criterios de diferenciación	537
4.9.2	Diferencias locales de los procesos morfológicos en tramos uniformes	538

LISTA DE CUADROS CAPÍTULO 4

Cuadro 4.1	Producción de sedimentos en diferentes cuencas	459
Cuadro 4.2	Crecimiento lineal de los surcos en diferentes zonas	460
Cuadro 4.3	Crecimiento anual de algunos ríos por movimiento del delta	461
Cuadro 4.4	Propiedades fundamentales de las formas del cauce	465
Cuadro 4.5	Propiedades fundamentales de los diferentes procesos morfológicos y factores determinantes	466
Cuadro 4.6	Variación de las cotas del fondo de las crestas	496

Cuadro 4.7 Características de algunos tramos del río Oca en fosas	513
Cuadro 4.8 Velocidades de desplazamiento de las barras laterales	515
Cuadro 4.9 Características de los tramos de los ríos Oca e Irtysh con meandros confinados	516
Cuadro 4.10 Probabilidad de excedencia y valores de las longitudes relativas entre tramos de los ríos Irtysh y Oca	516
Cuadro 4.11 Variación en el tiempo de los parámetros de meandros confinados en un tramo del río Oca	517
Cuadro 4.12 Movimiento de las orillas del río Volga en algunos tramos aguas abajo de la ciudad de Volgogrado	528
Cuadro 4.13 Grado de estabilidad de las orillas en ríos; río Amur medio y parte baja del río Zen	529
Cuadro 4.14 Datos sobre la velocidad de movimiento de las fosas	529

LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 4

4.1 Formación de la carga de sedimentos en los diferentes elementos de la red hidrográfica en ríos de llanura	457
4.2 Cauce intermitente y erosión de ladera en el valle de un río	459
4.3 Esquema propuesto por Kondrátiev, N.E (1953) para explicar el puesto que ocupan y el papel que juegan las condiciones naturales de la cuenca en el desarrollo de los procesos morfológicos	462
4.4 Determinación del diámetro límite de las partículas que dividen el material transportado entre sedimentos de fondo y sedimentos en suspensión en una sección dada	463
4.5 Curvas propuestas por Kresser V. para determinar el diámetro límite de las partículas de acuerdo con la velocidad media del flujo para $K=360$	463
4.6 Relieve del fondo del río Ajtuba (Rusia) en una fotografía aérea	469
4.7 Elementos principales de una macroduna	470
4.8 a) patrón de flujo sobre una macroduna, b) esquema de cálculo de la carga de sedimentos de fondo	470
4.9 Grandes dunas en el cauce de un río	476
4.10 Aspecto que presentan las macrodunas en un cauce	476
4.11 Perfil longitudinal de una macroduna	477
4.12 Cauces de un río con diferentes procesos morfológicos (mesoformas)	477
4.13 Río con barras laterales	479
4.14 Esquema para determinar el volumen de sedimentos de fondo transportados por una macroduna	480

4.15 Esquema para determinar el volumen de sedimentos de fondo transportados por el flujo cuando se forman barras laterales	481
4.16 Meandro confinado en el tramo de un río	485
4.17 Meandros libres	488
4.18 Esquema de meandros libres indicando la dinámica de su desarrollo .	489
4.19 Desarrollo secuencial de un meandro libre, según Kondratiev, N.E (1953)	490
4.20 Desarrollo de un meandro según Berto	491
4.21 Diferentes tipos de deformaciones en plantas obtenidas del análisis de relieve de bancas con fotografías aéreas	491
4.22 Patrones de flujo en los semicírculos formados por la socavación de la margen cóncava del río Obi en la ciudad de Barnaul (Rusia)	493
4.23 Huellas formadas durante la evolución de un meandro libre	494
4.24 Profundidad del agua en un río (y) en función de la mayor altura del fondo (z) en las crestas, según Fiodorov, V.V (1960)	496
4.25 Evolución relativa de las cotas del fondo y de los niveles del agua del río Kura (Sabir-abad)(Azerbaiyán)	497
4.26 Cauce de un río con un meandro incipiente	498
4.27 Ejemplo de un río con trenzamiento de banca	499
4.28 Esquema de la deformación de las orillas del río Volga (Rusia)	502
4.29 Trenzamiento de un cauce con la formación de islotes	502
4.30 Curvas de duración de las longitudes de macrodunas en tramos sin afluentes	509
4.31 Curva de duración de las longitudes relativas de las grandes dunas	509
4.32 Relación entre las longitudes de las macrodunas y el ancho del río	510
4.33 Relación entre la longitud de las grandes dunas y el caudal medio	510
4.34 Relación entre la longitud de las macrodunas y el caudal medio anual	510
4.35 Grado de expresividad de los meandros en función de la longitud relativa al ancho del río	511
4.36 Relación entre la longitud relativa de las macrodunas y la pendiente longitudinal del río	512
4.37 Tramo del río Visla (Rusia) con protección de orillas y barras laterales	513
4.38 Curvas de duración de las longitudes relativas de las bancas laterales en los ríos Oka y Visla (Rusia)	513
4.39 Relación entre las longitudes de las barras laterales y el caudal medio anual en el río Oka (Rusia)	514
4.40 Relación entre la longitud de las barras laterales y la sinuosidad del cauce	514

4.41 Curva de duración de las longitudes relativas de los meandros del río Oka (II) y del río Irtysh (I)(Rusia)	516
4.42 Curvas de duración del grado de expresividad de meandros confinados de los ríos Oka e Irtysh (Rusia)	516
4.43 Curvas de duración de los parámetros de los meandros libres y los meandros incipientes en tramos sin afluentes de los ríos Oka, Irtysh y Obi (Rusia)	522
4.44 Distribución del grado de expresividad de meandros a lo largo del río Irtysh (Rusia)	523
4.45 Curvas de duración del parámetro $K = \frac{S_1}{\lambda_1} / \frac{S_2}{\lambda_2}$	524
4.46 Curvas de duración de los ángulos de entrada y de salida en el giro de un meandro	524
4.47 Relación entre el ángulo de giro de un meandro y el grado de expresividad	525
4.48 Relación entre la longitud de meandros libres y el área de la cuenca según Dury (1960)	526
4.49 Relación entre la longitud de meandros y el ancho del río	526
4.50 Velocidad de giro de meandros libres en función de su grado de expresividad en ríos de Rusia	527
4.51 Tres posiciones consecutivas del río Oka (Rusia) en un análisis multitemporal con fotografías aéreas	528
4.52 Representación de la relación $\frac{y}{b} = f\left(\frac{s}{\lambda}\right)$ para meandros de diferentes tipos	530
4.53 Curvas de duración S/S_{total} , para meandros de una sola fosa (1), de dos fosas (2) y de fosas múltiples (3)	531
4.54 Riesgo de inundación de bancas en función del grado de desarrollo de los meandros	531

Capítulo 5

PRONÓSTICO DE LAS DEFORMACIONES DEL CAUCE

DEBIDAS A LOS PROCESOS MORFOLÓGICOS 545

Nomenclatura 545

PRESENTACIÓN 549

5.1	CARÁCTER DE LOS PRONÓSTICOS	549
5.2	MACRODUNAS.....	553
5.3	BARRAS LATERALES	556
5.4	ISLOTES EN CAUCES TRENZADOS O DIVAGANTES	561
5.5	MEANDROS CONFINADOS.....	572

5.6	MEANDROS LIBRES.....	578
5.7	MEANDROS INCIPIENTES Y OTROS TIPOS MIXTOS. ALTERACIÓN DE LOS PROCESOS MORFOLÓGICOS	593

LISTA DE CUADROS CAPÍTULO 5

Cuadro 5.1	Valores del coeficiente k para determinar la altura de las macrodunas	555
Cuadro 5.2	Datos para determinar los posibles desplazamientos de las mayores profundidades del cauce bajo un puente	558
Cuadro 5.3	Resultado de los cálculos con la formula 5.11 para el río Amu-Dariá en tres secciones diferentes	566
Cuadro 5.4	Valores de los parámetros X, Y, A _R , β y de la velocidad V _{1%}	567
Cuadro 5.5	Velocidades medias de desplazamiento de los meandros	574
Cuadro 5.6	Coficiente de desarrollo de un meandro en función del ángulo de giro	584
Cuadro 5.7	Valores del parámetro C _{or} para seleccionar análogos en el cálculo de los desplazamientos de meandros	585
Cuadro 5.8	Valores de los coeficientes para pronosticar la configuración en planta de un río	587
Cuadro 5.9	Profundidades máximas y desplazamientos de meandros	590

LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 5

5.1	Grandes dunas en un cauce aluvial	551
5.2	Barras laterales en un cauce aluvial	558
5.3	Análisis multitemporal del comportamiento en planta del río Biela (Rusia)	561
5.4	Valor del ancho del cauce principal B _{pr} en función de la probabilidad de excedencia	561
5.5	Trenzamiento del cauce con islotes estables	562
5.6	Esquema de la divagación de un cauce	563
5.7	Esquema del tramo de divagación del río Drin (Albania)	569
5.8	Meandros confinados	573
5.9	Meandros libres	579
5.10	Plantas superpuestas del río Sakmara (Rusia)	581
5.11	Esquema del cauce de un río A-A	589
5.12 a)	Longitud relativa de meandros en función del ángulo de giro α_H b) profundidad máxima en el meandro Y máx en función de su longitud relativa $\frac{S}{\lambda_H}$	591

5.13 Esquema del cruce A-A de un puente en un río con un meandro incipiente	593
5.14 Esquema de un puente sobre el río Varonezh (Rusia).....	595
5.15 Río con un proceso morfológico mixto en la zona de influencia de un puente	596
5.16 a) planta; b) sección transversal en el puente con una configuración y ubicación pronosticada	597
BIBLIOGRAFÍA	603
ÍNDICE TEMÁTICO.....	607



CAPÍTULO 1

Hidráulica de ríos

NOMENCLATURA

g	Aceleración de la fuerza de gravedad
T_o	Ancho de la superficie del agua en la parte superior de la sección transversal
B	Ancho del cauce
ϕ_x	Ángulo de reposo crítico
ϕ	Ángulo de reposo de un material
A_{Tp}	Área de la sección transversal de una partícula.
A_{neg}	Área de la zona achurada en líneas de pendiente negativa para definir el coeficiente de uniformidad de Kramer
A_{pos}	Área de la zona achurada en líneas de pendiente positiva para definir el coeficiente de uniformidad de Kramer
b_o	Área de la zona localizada a la derecha de la curva granulométrica
a_1	Área de la zona ubicada a la izquierda de la curva granulométrica
A_{par}	Área de las partículas sólidas
A_{Tp}	Área transversal de una partícula
A	Área
e	Base de los logaritmos naturales.
G_1	Carga en suspensión proveniente de la cuenca o carga de lavado. Wash Load

G_{bs}	Carga en suspensión proveniente del lecho o carga en suspensión. Suspended load
G_s	Carga total de sedimentos en suspensión. Total suspended load
G_{bb}	Carga de fondo proveniente del lecho o carga de arrastre o de saltación. Bed load
G_{tb}	Carga total de sedimentos de fondo. Es la misma carga de arrastre o de saltación. Bed load
Q^*	Caudal dinámico
Q_{fic}	Caudal ficticio
Q	Caudal líquido
C_{ver}	Coeficiente de Chèzy en la vertical
C	Coeficiente de de Chèzy. También se utiliza C constante de integración
C_1	Coeficiente de desgaste de las partículas en reposo
C_{des}	Coeficiente de desgaste de las partículas
K_{He}	Coeficiente de forma de Heywood
a_1	Coeficiente en la fórmula de Allien y de Zriou
C_{ps}	Coeficiente de la fuerza hidrodinámica de sustentación
K_{MC}	Coeficiente de Mcnown
f_{adi}	Coeficiente de resistencia adimensional de Velikanov y Ziegshda
f_{RES}	Coeficiente de resistencia de una partícula que cae en un régimen turbulento
C_{RES}	Coeficiente de resistencia en la velocidad de caída de las partículas
K_{sc}	Coeficiente de Shcoklitsch
K_{TRAN}	Coeficiente de transición de agua limpia a agua turbia
M_{uk}	Coeficiente de uniformidad de Kramer
C_{UN}	Coeficiente de uniformidad de los sedimentos
μ	Coeficiente de viscosidad dinámica
η	Coeficiente de viscosidad molecular
K_{volu}	Coeficiente de volumen de Jaibud
K_{CO}	Coeficiente definido por Zriou en función del tipo de contacto del cuerpo con el líquido
η_T	Coeficiente dinámico de mezcla turbulenta (viscosidad turbulenta o viscosidad de remolino)
C_{OA}	Coeficiente en la ecuación de Romanovski
R_{sc}	Coeficiente para calcular el esfuerzo cortante
m_T	Coeficiente que depende de la rugosidad absoluta
K_1	Coeficiente que relaciona las velocidades de caída y los diámetros de los sedimentos en la zona laminar

K_2	Coeficiente que relaciona las velocidades de caída y los diámetros de los sedimentos en las zonas turbulentas
m_{B1}	Coeficiente que varía entre 20 y 24
F_{rx}	Componente horizontal de la resistencia del agua al movimiento de las partículas
U_x	Componente horizontal de la velocidad de una partícula
F_{ry}	Componente vertical de la resistencia del agua al movimiento de las partículas
U_y	Componente vertical de la velocidad
C_a	Concentración de los sedimentos a una profundidad dada a
C_{nfondo}	Concentración de los sedimentos en el fondo del cauce
C_p	Concentración en peso de los sedimentos en una mezcla de agua y sólidos
$\overline{C_n}$	Concentración volumétrica media de sedimentos en suspensión
C_n	Concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión
$A_{\theta \text{ sup}}$	Constante de superficie de las partículas sólidas
α_{θ}	Constante empírica
n_{BO}	Constante en la ecuación de Bogardi
κ	Constante universal de Karman
Y_m	Coordenadas de un punto de cambio de la concentración en el flujo
α	Correctivo que considera la irregularidad en la distribución de la velocidad (coeficiente de Coriolis)
α_p	Correctivo que considera la pulsación de las velocidades longitudinales
ρ	Densidad de agua
ρ_s	Densidad de las partículas sólidas en un suelo
ρ_o	Densidad de los sedimentos en estado natural
ρ_{sat}	Densidad de los sedimentos en estado saturado
ρ_d	Densidad de los sedimentos en estado seco
ρ'	Densidad de un suelo en estado sumergido
S_{OR}	Densidad relativa de los sedimentos
a_s	Densidad relativa
σ_1	Desviación estándar de la granulometría de los sedimentos que se mueven con flujo laminar al caer en agua quieta
σ_2	Desviación estándar de la granulometría de los sedimentos que se mueven con flujo turbulento al caer en agua quieta
σ_u	Desviación estándar de la velocidad horizontal
σ_{ver}	Desviación estándar de la velocidad vertical
d_{cr}	Diámetro de la mayor partícula que aún presenta flujo laminar

d_{H1}	Diámetro de la partícula más pequeña que presenta flujo laminar en una determinada granulometría
d	Diámetro de las partículas sólidas
d_2	Diámetro de una partícula representativa del flujo turbulento
d_2	Diámetro de control de los sedimentos
d_{TSOP}	Diámetro del tamiz por el cual pasa una partícula
d_{Tinf}	Diámetro del tamiz que retiene una partícula
d_1	Diámetro efectivo de los sedimentos
d_{eq}	Diámetro equivalente de los sedimentos
d_{fic}	Diámetro ficticio de los sedimentos
d_g	Diámetro geométrico de las partículas o diámetro del tamiz
d_{in}	Diámetro inicial de los sedimentos
d_{so}	Diámetro mediano de los sedimentos
d_m	Diámetro medio aritmético de los sedimentos
da	Diámetro medio de los sedimentos (se trata de la esperanza matemática)
dmg	Diámetro medio geométrico de los sedimentos
d_{pm}	Diámetro medio ponderado de los sedimentos
d_{bi}	Diámetro mínimo (inicial) de la curva granulométrica de los sedimentos en suspensión
d_o	Diámetro representativo de una mezcla de sedimentos que se asume formada por partículas del mismo tamaño (uniforme)
d_x	Diferencial de la distancia x
ρ_d	Dimensión de los micro agregados
a	Dimensión máxima de una partícula, que equivale a su longitud
e_{ma}	Dimensión media altimétrica de los sedimentos
c	Dimensión mínima de una partícula, que corresponde a su altura
b	Dimensión media de una partícula, que corresponde a su ancho
z	Distancia desde el contorno de un cauce hasta el punto en el cual se determina el esfuerzo cortante turbulento
E	Energía mecánica para superar la fricción en una columna de agua
Z_p	Energía potencial de un río
E	Energía total
n_e	Entropía
d_i	Es cada uno de los diámetros de las fracciones (intervalos de clase) en que usualmente se divide una granulometría
X_i	Es cada uno de los valores de una serie
τ_{oc}	Esfuerzo cortante crítico en el fondo de un cauce
τ_{cr}	Esfuerzo cortante crítico
τ_{xy}	Esfuerzo cortante de una superficie

τ_{inicio}	Esfuerzo cortante en el cual se inicia el movimiento de los sedimentos en un cauce
τ_o	Esfuerzo cortante sobre un contorno. Generalmente se aplica para el fondo de un cauce
τ_T	Esfuerzo cortante turbulento
τ	Esfuerzo cortante
δ_o	Espesor de la subcapa laminar
m_H	Exponente de la ecuación de Hunt
θ	Exponente de variación de la pendiente de un río
n_v	Exponente de Zriellov que depende del tipo del flujo
n_R	Exponente que depende del número de Reynolds
β_{BO}	Factor de Bogardi
ψ	Factor de estabilidad del fondo o intensidad de flujo
F.F	Factor de forma de las partículas, definido por McNown y Malaika
C_{FH}	Factor de forma de las partículas en la dirección horizontal
C_{FV}	Factor de forma de las partículas en la dirección vertical
χ	Factor de Einstein que refleja el efecto de la rugosidad por textura
C_{A1}	Factor en la ecuación de Oseen
C_{A2}	Factor en la ecuación de Oseen
F_{PA}	Factor en la ecuación de Pacheco
K_{A2}	Factor en la ecuación de Romanovski
Z_r	Factor en la ecuación de Rubey
f_T	Factor para calcular el esfuerzo cortante en el flujo
ξ	Factor que considera la influencia del grado de rugosidad y del número de Reynolds en el perfil de la velocidad
N_e	Factor utilizado en la ecuación de Einstein y Chien
f_{ivol}	Frecuencia con la cual se presentan las partículas tomadas con el método volumétrico
$f_{i\sup}$	Frecuencia con la cual se presentan las partículas tomadas superficialmente
f	Frecuencia. También denota: función
f_c	Fuerza centrífuga
F_c	Fuerza de Coriolis
R_{TR}	Fuerza de resistencia de una partícula que cae en agua quieta en régimen de transición
R_{TU}	Fuerza de resistencia de una partícula que cae en agua quieta en régimen turbulento
R_L	Fuerza de resistencia durante un movimiento laminar en la caída de una partícula en agua quieta
P_s	Fuerza de sustentación hidrodinámica

R_{TG}	Fuerza general de resistencia de una partícula que cae en agua quieta
$\beta(y)$	Función en la ecuación de Karaushev
ϕ_2	Función para representar la uniformidad de los productos de los sedimentos
ϕ_1	Función para representar la uniformidad de los sedimentos
$\Phi(0, Z_{cr})$	Integral de probabilidad del parámetro adimensional
Δ_w	Intervalo de la velocidad de caída de los sedimentos en suspensión para la cual se realiza el cálculo con la fórmula de Makaviev
ϕ_{LAT}	Latitud de un punto en la tierra
l	Longitud de mezcla
L_R	Longitud de un río
L	Longitud de un tramo de un río o un canal
m	Masa de las partículas del agua
m_p	Masa de las partículas sólidas
m_s	Masa de los sólidos de un suelo
m_{ne}	Masa del agua contenida en un suelo
m_T	Masa total de los sedimentos
n	Número de datos de una serie. También denota el coeficiente de rugosidad de manning
Fr	Número de Froude
Fr_*	Número de Froude para la velocidad de corte
R_{ed}	Número de Reynolds relacionado con el diámetro de las partículas o número de Reynolds de grano
R_e	Número de Reynolds
R_{efic}	Número ficticio de Reynolds
h_y	Ordenada de un determinado punto del flujo definido desde la superficie hacia el fondo
h_B	Ordenada de un punto cualquiera del flujo en un cauce, considerándolo desde el fondo
A_A	Parámetro de la ecuación de Ananian
B_S	Parámetro de la ecuación de Hunt
D_1	Parámetro de cálculo en la ecuación de Makaviev
D_2	Parámetro de cálculo en la ecuación de Makaviev
N	Parámetro en la ecuación de Karaushev
M	Parámetro en la ecuación de Karaushev
P_o	Parámetro en la ecuación de Karaushev
m_1	Parámetro en la ecuación de Makaviev
Z_R	Parámetro en la ecuación Rouse
Z_S	Parámetro en la ecuación Sagustin

ϕ_s	Parámetro en la fórmula de Sagustin
β_2	Parámetro en la fórmula de zchiliezniak
β_3	Parámetro en la fórmula de zchiliezniak
β_4	Parámetro en la fórmula de zchiliezniak
t	Temperatura
T	Tiempo
W_2	Velocidad de caída de una partícula representativa del flujo turbulento
W_{fic}	Velocidad de caída ficticia
U_{pav}	Velocidad de las partículas de agua
U'	Velocidad de suspensión de un flujo turbulento
U_x	Velocidad longitudinal de las partículas de agua
U'_x	Velocidad longitudinal de pulsación
U_{fondo}	Velocidad longitudinal en el fondo de un cauce
U_{SUP}	Velocidad longitudinal en la superficie del flujo
$\bar{U}_{max}$	Velocidad máxima del flujo
$\bar{U}_{fondo}$	Velocidad media de las partículas del fondo
$\bar{U}$	Velocidad media del flujo
U_2	Velocidad que inicia la degradación del lecho
U_1	Velocidad que mantiene en suspensión a los sedimentos en un río
U_z^T	Velocidad transversal de pulsación
U_y	Velocidad vertical de las partículas de agua
V	Viscosidad cinemática
V_p	Volumen de las partículas en una muestra
V_s	Volumen de los sólidos de un suelo
V_v	Volumen de los vacíos de un suelo
V_{ne}	Volumen del agua contenida en un suelo
V_T	Volumen total de un suelo

1.1 PRESENTACIÓN

El presente capítulo contiene los aspectos fundamentales que debe conocer un ingeniero en el momento de realizar el cálculo hidráulico y de socavación de puentes y obras similares relacionadas con el comportamiento de los ríos. En primer lugar, se analiza, de manera detallada, el comportamiento de las corrientes naturales en lo que se refiere al movimiento del agua en ellas; los factores influyentes y los patrones de flujo. En segundo término, se hace una presentación extensa y completa sobre el movimiento de los sedimentos, sus características de tamaño, forma, densidad, peso específico, granulometría, cohesión, ángulo de reposo, variación del tamaño a lo largo del cauce, procedencia, leyes de distribución y técnicas de muestreo en las labores de consultoría. Todos estos parámetros se presentan a la luz de los estándares universalmente aceptados.

A continuación se exponen tres temas centrales en la hidráulica de ríos: la definición de la velocidad de caída de los sedimentos en agua quieta, el perfil de velocidades para diferentes condiciones y el perfil de las concentraciones de los sólidos en un cauce natural. La solución de algunos problemas complejos se acompaña con ejemplos concretos. En todos los casos se hace una exposición completa de cada tema y se termina con una conclusión y una guía de aplicaciones prácticas en los trabajos de ingeniería y en las investigaciones que se quieran adelantar.

En tercer lugar, se relaciona sólo de manera conceptual el problema del transporte de sedimentos; se trata de una exposición breve, dado que este último tema no está ligado directamente al cálculo de puentes y obras similares. Se termina con una introducción sobre el movimiento de las partículas individuales en un flujo turbulento.

No se incluyen los procedimientos para efectuar el cálculo hidráulico de puentes propiamente dicho, ya que este aspecto se expone ampliamente en el libro del mismo autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación”.

1.1.1 Definición

La hidráulica, en general, es una ciencia que trata de las leyes del equilibrio y movimiento de los líquidos y la aplicación de dichas leyes a la solución de problemas prácticos. Estudia los flujos en conductos abiertos y cerrados en los cauces de los ríos, en canales, canaletas, tuberías, túneles, vertederos, etc. Se trata de una disciplina esencialmente semiempírica en razón de que utiliza deducciones analíticas de ciertas leyes físicas, complementadas con parámetros o coeficientes experimentales que representan comportamientos de los líquidos que no pueden ser descritos de manera estricta con métodos teóricos o conceptuales.

La hidráulica fluvial es una componente importante de la hidráulica general, dedicada al estudio de los ríos, tomando en consideración sus partes componentes, es decir, el movimiento del agua, los sedimentos, la influencia de la vegetación y las deformaciones del cauce, sin incluir el análisis de la vida acuática, a la cual se dedica la biología y ramas afines. De esta manera, utiliza los conceptos de la dinámica fluvial, de la hidrología, la geomorfología y la ecología, lo cual le imprime una gran amplitud a su campo de aplicaciones. Por este motivo, con frecuencia se prefiere llamarla Mecánica de Ríos, indicando con esto que se trata de un tema más amplio que la misma hidráulica.

En lo que se refiere al *movimiento del agua*, considera los diferentes tipos de flujo que se pueden presentar en los canales naturales, incluyendo el régimen permanente, impermanente, cuasi permanente, uniforme, gradualmente variado, rápidamente variado, etc. Los cálculos en este aspecto están orientados a definir los niveles del agua para diferentes caudales, las velocidades de la corriente y su distribución espacial y temporal, las presiones hidrostáticas e hidrodinámicas y las características de los flujos secundarios tales como corrientes transversales, vórtices, etc. Sin embargo, en este contexto resaltan de una manera especial dos temas: el estudio del tránsito de las crecientes para las cuales se diseña la mayoría de las obras en los ríos y la turbulencia, porque ella es la responsable del movimiento de los sólidos en un cauce natural y define, en buena medida, el comportamiento de los sedimentos en suspensión y los de fondo, lo mismo que la distribución de las velocidades del flujo y, en buena parte, la resistencia hidráulica. En tramos relativamente cortos se asume movimiento uniforme, por lo cual también deberá ser estudiado con cierto detenimiento y en especial lo relacionado con la resistencia hidráulica en lechos móviles. En sectores de mayor longitud se presenta flujo gradualmente variado, lo que amerita su inclusión dentro de los análisis del movimiento del agua en los ríos.

Los *sedimentos* transportados por el flujo son un elemento de la mayor importancia, debido fundamentalmente a que su volumen puede influir en el comportamiento de estructuras hidráulicas tales como captaciones, desarenadores, sedimentadores, presas de embalse, puentes, conducciones de todo tipo, espolones y protecciones; lo mismo que en la rectificación de ríos y en la optimización de las condiciones de navegabilidad. La influencia más marcada de los sedimentos radica en la colmatación de estas obras que puede limitar su vida útil o que exige costosos trabajos de mantenimiento, pero también puede estar asociada a fenómenos de abrasión y de socavación. Además, su exceso o su déficit definen los procesos de agradación o degradación del lecho. Por este motivo, es imperativo conocer las características de los materiales sólidos que arrastran los ríos, sus orígenes, sus diferentes tipos, los modos de transporte por parte de la corriente, las condiciones de continuidad, su balance, la carga o caudal sólido, su dureza, etc.

La *vegetación* frecuentemente hace presencia en los cauces naturales, en las playas

y en las orillas, participando activamente en las características de la corriente y del arrastre de sedimentos, en la resistencia hidráulica, en la estabilidad y deformación de los cauces y es tomada en cuenta en todos los análisis de la hidráulica de ríos.

Las *deformaciones* de los cauces se producen en los ríos aluviales como consecuencia de la interacción entre el flujo y los sedimentos de fondo especialmente y están condicionadas por los procesos morfológicos y por los procesos aluviales que se presentan durante esas interacciones. En los demás tipos de ríos las causas de las deformaciones pueden ser múltiples. De todas maneras, su estudio es definitivo tanto en el pronóstico de las socavaciones como en las incidencias que puedan tener sobre las obras emplazadas en las corrientes y en las condiciones de navegación, etc.

Estas mismas componentes las poseen todos los tipos de ríos, los cuales en su conjunto ofrecen una variedad enorme de tamaños, formas, composiciones, etc. Así, se podría suponer entonces, por la variedad de ambientes geográficos y geológicos a través de los cuales estos cauces están labrados, que existiría una variedad tal de tipos de ríos que poco podría decirse acerca de las características de los ríos en general (Leopold, 1962). Cada situación geográfica podría suponerse que tiene su propio tipo especial de río y cada una sería una ley en sí misma. Sin embargo, todos los ríos en la tierra poseen un gran número de características comunes que crean una unidad bajo la cual las corrientes exhiben un determinado comportamiento.

“La sutil pero extensa unidad que hay entre los ríos, independientemente del país en que se encuentren y a pesar de la tremenda diversidad, es probablemente la característica más importante de los sistemas fluviales” (Leopold, 1962).

1.1.2 Marco general y ámbito de la hidráulica de ríos

El clima actual o, en todo caso, el correspondiente a los últimos miles de años, está caracterizado porque las variaciones de los caudales tienen un comportamiento estacionario como un proceso aleatorio: las características estadísticas de las oscilaciones son invariables. Los cambios climáticos y el calentamiento global son fenómenos relativamente recientes que aún deben ser estudiados con mayor detalle. Éste es el carácter de la mayoría de los ríos y especialmente de las grandes corrientes en lo relacionado con su caudal y con los cambios del lecho. La época de erosión intensiva y la formación del lecho primitivo ya fue superada por la mayoría de los ríos conocidos y actualmente se encuentran en un estado de erosión que puede denominarse normal. En este estado, las zonas de erosión y deposición de sedimentos de un río se presentan una tras otra a lo largo del cauce y del tiempo. En una determinada sección transversal, la erosión y la deposición de sedimentos en el tiempo también se suceden una después de otra. Cada cien años, por ejemplo, un río dado transporta no sólo el mismo volumen de agua sino también de sedimentos y, si el hombre no interfiriera en su vida, conservaría a través de muchos siglos su

pendiente media y las dimensiones medias del lecho. Los ríos en estado de erosión “normal” son estadísticamente estables. Haciendo abstracción de las fluctuaciones ocasionales, los ríos maduros se encuentran en estado de *equilibrio dinámico*, acompañado de un gran número de desequilibrios relativamente menores pero que tienen una gran influencia en los procesos reversibles, tales como las agradaciones y degradaciones a largo y a corto plazo y en las deformaciones en general. Con el fin de entender las propiedades concretas de los cauces aluviales y las deformaciones del lecho, es útil analizar este estado con más detalle.

En un caso sencillo se puede suponer que el río está formado por varios afluentes de altura Z sobre el nivel del mar, después de lo cual éste transcurre sin aumentar su caudal y, además, se asume que su valle está formado por suelos arenosos de granulometría relativamente poco variable. El caudal líquido y sólido en la sección inicial, la reserva de energía potencial Z y el material del lecho son el resultado de lo que la naturaleza (la historia anterior de la cuenca) le dio a este río y lo que él puede transportar.

¿Cuáles son los problemas que debe resolver el río para garantizar un comportamiento estadísticamente estable? Antes que todo, debe tener un cauce capaz de evacuar tanto el caudal líquido como el sólido. Para que transporte un caudal sólido las velocidades del flujo deben ser superiores a determinado valor U_1 , tales que permitan mantener en suspensión parcial y en saltación a los sedimentos provenientes de la cuenca. Por otra parte, las velocidades no deben ser mayores que un valor límite U_2 por encima del cual se producen la degradación general, la suspensión masiva del material del fondo y su transporte generalizado hacia el mar. De tal manera, el *caudal sólido* proveniente de las laderas y la *movilidad del lecho* obligan al río a cumplir la desigualdad:

$$U_1 < U < U_2 \quad (1.1)$$

U - es la velocidad media del agua; U_1 y U_2 - son las velocidades limitantes.

La velocidad U_1 depende del diámetro de las partículas provenientes de la cuenca y la velocidad U_2 está en función del tamaño de los sedimentos que conforman el fondo del río. Para los ríos que reciben de las laderas partículas de limo y arcilla y que tienen un lecho de arena, los valores de las velocidades limitantes son aproximadamente los siguientes:

$$0,2 < U_1 < 0,7 \text{ m/s y } 2,0 < U_2 < 2,5 \text{ m/s}$$

La condición 1.1 determina *la relación entre las dimensiones de las secciones transversales del río y su caudal líquido*. Las leyes de conservación de las componentes líquida y sólida y la existencia de una relación directa entre el caudal de sedimentos y la velocidad del

flujo ayudan al río a cumplir esta condición. Si a lo largo de un determinado tramo del río se observa un aumento de la velocidad y el lecho se socava, el aumento de la sección ocasionado por esta socavación obra como un fenómeno amortiguador que produce la disminución de las velocidades y el cese de la profundización. Al disminuir las velocidades aguas abajo del río y al producirse la sedimentación de material, el factor amortiguador en este caso es la disminución de las áreas de las secciones transversales.

A pesar de todo, el hecho de estar dentro de cierto rango de velocidades es un factor necesario pero no suficiente para lograr una estabilidad dinámica del río. La ecuación de conservación de los sedimentos y la ley de relación directa entre caudal sólido y la velocidad de la corriente exigen que, además, la velocidad a lo largo del río no varíe en forma monótona. Una variación monótona (aumento o disminución constante) de la velocidad en la dirección de la corriente significaría un cambio monótono del caudal de sedimentos y, como consecuencia, una variación uniforme con el tiempo de las secciones transversales del lecho, es decir, la desaparición de la estabilidad probabilística. Las velocidades medias del río en la zona de entrada al delta deben ser aproximadamente las mismas que en el nacimiento (los caudales, por supuesto, son diferentes). Pero esto significa que en todo el recorrido hasta el mar la corriente del río debe disipar toda la energía potencial que le fue dada y hacerlo de tal manera que las pérdidas de energía por fricción sean iguales a las reservas iniciales de ésta.

$$Z_p = \int_0^{L_R} S_f dl \quad (1.2)$$

L_R - es la longitud del río; S_f - es el gradiente local de pérdidas o pendiente de la línea de energía.

El problema fundamental del río consiste en garantizar el cumplimiento simultáneo de las condiciones 1.1 y 1.2.

Ya que la temperatura absoluta del agua del río θ_s , es prácticamente constante (se aleja de su valor medio $\theta_r \approx 285^\circ\text{K}$ en no más de $\pm 4\%$), la igualdad 1.2 desde el punto de vista termodinámico se puede considerar como la exigencia hecha al río de conservar un nivel constante de entropía, es decir, conservar constante la energía no utilizable. La entropía creada por unidad de masa de agua en la distancia L es:

$$n_e = \frac{g}{\theta} \int_0^L S_f dL = \frac{g}{\theta_s} Z_p \quad (1.3)$$

Esta entropía debe ser distribuida en el medio circundante (un río no es un sistema cerrado).

Si se excluyen las condiciones simplificadoras sobre el aumento del caudal a la altura Z en el río de nuestro ejemplo y sobre la variación de la granulometría del suelo, el problema que debe resolver el río se torna más complejo, pero su esencia no cambia.

En todos los casos, para garantizar su estabilidad probabilística, *el río debe saber disipar su energía potencial (conservar un nivel constante de entropía) sin salirse de un determinado rango de velocidades pequeñas.*

La velocidad de creación de entropía correspondiente a la unidad de masa de agua es:

$$\frac{dn_e}{dT} = \frac{g}{\theta_r} S_f U; \left(\frac{dL}{dT} = U \right) \quad (1.4)$$

De aquí se desprende que la condición que exige valores relativamente pequeños de las velocidades del flujo para un gradiente dado de la superficie del agua es equivalente a la condición concerniente a la entropía en lo relacionado con su velocidad de aparición. Este resultado está de acuerdo con el postulado de Velikanov sobre la velocidad mínima de disipación de energía y con el postulado de Leopold y Langbein sobre la velocidad mínima de creación de la entropía en el río. La primera de las desigualdades (1.1) es la limitación relacionada con este mínimo a través de las leyes de transporte de sedimentos.

En relación con este concepto, Langbein y Luna Leopold (1962) consideraron los diversos factores que rigen la dirección del trabajo de un río y lo explican de la siguiente forma: Al estudiar la morfología de los ríos se parte de las ecuaciones de conservación y de continuidad. Ellas afectan a cualquier sistema fluvial, pero resultan insuficientes para explicar la trayectoria de las partículas en movimiento en los sistemas de ríos o la relación entre una parte de la trayectoria y otra y tampoco pueden representar completamente los aspectos morfológicos y dinámicos.

Estos autores propusieron que las implicaciones de la segunda ley de la termodinámica cubrirían estos requerimientos, especialmente en lo relacionado con los aspectos energéticos y las variaciones temporales y espaciales. Para el efecto, aplicaron el concepto de entropía. Así, se explica que la entropía del sistema es una función de la distribución o disponibilidad de energía dentro del sistema y no una función de la energía total dentro de él, afectando el orden y el desorden.

Se recuerda el hecho de que un incremento en la entropía es una medida de la disminución en la disponibilidad de energía en el sentido de que cierta cantidad de energía ya no está disponible para su conversión a trabajo mecánico. Esto es cierto en los sistemas cerrados, para los cuales la energía ni sale ni entra a ellos. La distribución de la energía podría ser establecida en términos de la probabilidad de

la distribución dada que ocurre en relación con distribuciones alternativas posibles. De esta manera, las geoformas están fuertemente influenciadas por la entropía, concebida desde el punto de vista estadístico.

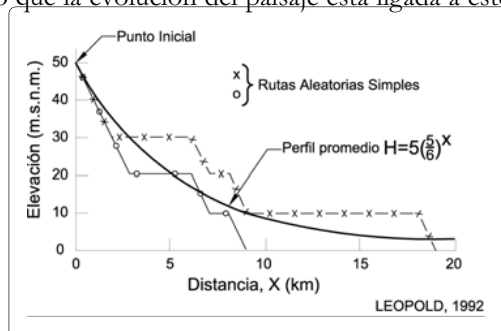
La energía potencial por posición tanto del agua como de los sedimentos hace parte de la distribución de la energía en un sistema geomórfico y es la responsable de su movimiento hacia el mar con los cambios morfológicos concomitantes. Igualmente, el perfil longitudinal del río representa el ordenamiento espacial de los sólidos según su ubicación altimétrica, lo cual es, también, una expresión energética. Así como el mar actúa como nivel base en los análisis mecánicos, el cero absoluto también lo es desde el punto de vista termodinámico.

Es notable que los procesos geomórficos, incluyendo a los fluviales, operan en *sistemas abiertos* que reciben energía en algunos sitios y en otros ésta se transforma en calor, lo cual se considera como una pérdida. Es ampliamente conocido el hecho de que la energía potencial de una corriente natural en movimiento se convierte en energía cinética y posteriormente, parte de ella, en calor. La energía se recibe en forma de lluvia que aumenta los caudales pero también altera la disponibilidad de energía potencial y el cauce, generalmente, conserva su equilibrio dinámico.

En los sistemas cerrados la entropía aumenta y en los sistemas abiertos permanece constante manteniendo el equilibrio dinámico. En los ríos la liberación de entropía es igual a la disipación de energía como calor. Por lo anterior, la tasa de producción de entropía por unidad de volumen de flujo es un mínimo compatible con las condiciones impuestas sobre el sistema. Su estabilidad representa el menor trabajo posible (figura 1.1).

Desde el punto de vista probabilístico, las posibles combinaciones de energía a lo largo del perfil del río son inversamente proporcionales a la energía total de todos los estados posibles. En consecuencia, la entropía por unidad de masa crece uniformemente y el perfil del cauce natural es exponencial, lo cual se observa en la gran mayoría de ellos. A partir de este concepto se han desarrollado algunos modelos aleatorios y se ha mostrado que la evolución del paisaje está ligada a este concepto (Luna Leopold, 1962).

En realidad, los ríos disponen de una energía potencial enorme actuando sobre un gran número de geoformas. Por este motivo han desarrollado mucho “ingenio e inventiva”. La resistencia hidráulica por textura de un lecho uniforme compuesto de arenas o gravas redondeadas, por ejemplo, es bastante pequeña. Para aumentar la



▲ **Figura 1.1** Construcción matemática del perfil longitudinal de un río utilizando el concepto de entropía.

resistencia del fondo los ríos desarrollan en él un sistema secundario de rugosidad: las microformas. Los rizos, dunas y antidunas del material del fondo crean este mecanismo, dado que poseen un perfil asimétrico y ocasionan un desprendimiento en la lámina. La resistencia por textura se aumenta con la resistencia por relieve. De esta manera, los ríos con lechos de arena logran aumentar la rugosidad de 3 a 5 veces. Sin embargo, esto puede resultar insuficiente y los ríos se ven obligados a crear elementos de disipación de energía de dimensiones considerables: las mesoformas y las macroformas.

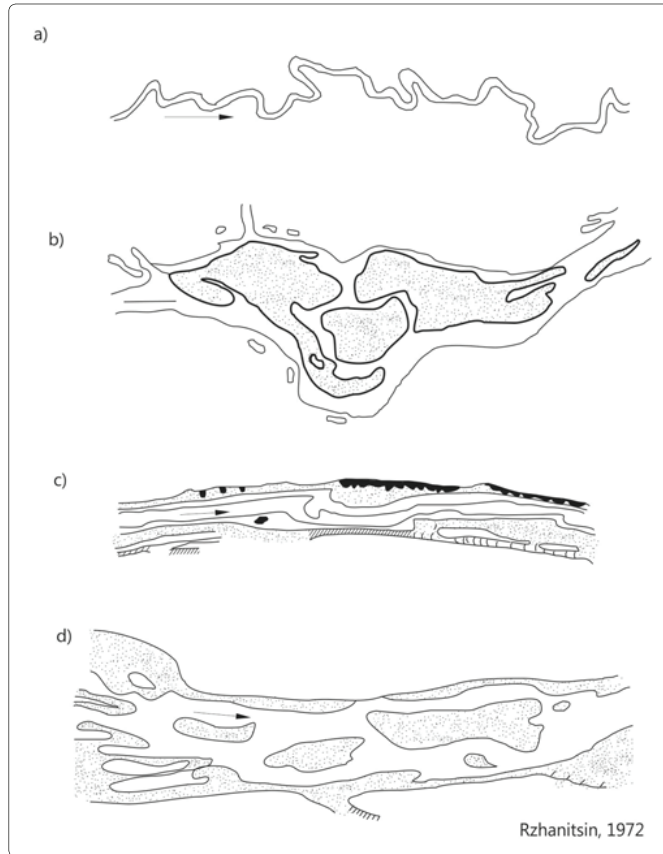
Los elementos y medios para aumentar la resistencia hidráulica asociados a las microformas, mesoformas y macroformas son: el aumento de la longitud del recorrido, la formación de brazos dentro del lecho principal y la generación de obstáculos al movimiento del agua. El aumento de la longitud del recorrido se logra con la formación de meandros y sinuosidades. En las cuencas con orillas escarpadas y brechas profundas la forma sinuosa la adquiere el propio valle. En las cuencas de planicie de los ríos de llanura los meandros se desarrollan en sus amplias bancas. (figura 1.2a). Al dividirse, el río desarrolla una serie de brazos en el lecho y en las bancas que operan con caudales altos (figura 1.2.b). Es decir, las microformas, las mesoformas y las macroformas le ayudan al río a disipar la energía disponible y, de paso, se deforma.

Los obstáculos de magnitud considerable creados en el lecho del río consisten en barras laterales o bancos de arena, uno a la izquierda y el siguiente a la derecha, conservando este orden a lo largo de determinados tramos (figura 1.2.c). Los obstáculos también pueden presentarse en forma de islas, como muestra la figura 1.2d.

A cada tipo de río le corresponde una propia intensidad de transporte de sedimentos del lecho. De acuerdo con Popov, los mayores caudales unitarios de sedimentos de fondo se observan en los tramos de los ríos donde se han formado brazos y barras laterales y los menores en los tramos con meandros.

Romashin y Antropovskii demostraron que en la misma dirección disminuyen ligeramente las velocidades del flujo. Es decir, la velocidad es menor en los meandros y mayor en los cauces trenzados, pero a lo largo de la corriente mantiene una velocidad con el mismo orden de magnitud. El río, de tal manera, tiende a correr con la menor velocidad, apenas suficiente para el transporte de sedimentos.

Dado que el movimiento en todos los cauces abiertos con fondo móvil se describe con el mismo sistema de ecuaciones, la diferencia en las dimensiones de las secciones transversales y en la forma de los cauces puede crearse sólo a través de los cambios en las condiciones de frontera. En el proceso de formación de un determinado tramo del río las condiciones de frontera fundamentales son: el caudal líquido y sólido en la sección inicial, el material del lecho y el ancho del valle. El caudal líquido y sólido junto con el material del lecho determinan las dimensiones de la sección transversal.



▲ **Figura 1.2.** Tramos característicos en cauces naturales. a) Río Irtish, 880-1050Km; b) Río Dniepr, 783-800 Km; c) Río Viatka, 518-524 Km; d) Río Dvina del Norte, 323-330 Km.

Basado en un gran volumen de datos reales, Snishenko demostró que la morfología del cauce (el tipo de medios de disipación de energía a gran escala utilizados por el río), se determina por la relación Bb/B , es decir, la relación entre el ancho de la banca o llanura de desborde (la parte del valle hasta donde puede llegar el agua) y el ancho del cauce principal. La secuencia de los diferentes tipos de cauces (con meandros, con brazos en la banca, con barras laterales, con brazos en el lecho) responde a la disminución monótona de la sinuosidad del cauce y al aumento monótono acumulado de las resistencias internas del lecho.

Los ríos deben conservar el estado de equilibrio alcanzado en condiciones de caudales variables. Las dificultades relacionadas con este hecho son superadas regulando la rugosidad del fondo por medio de un proceso cíclico de erosión-depositación de sedimentos de acuerdo con las temporadas de invierno y verano.

Al aumentar los caudales durante las crecientes y las velocidades del agua, las barras del fondo se reacomodan y se deforman. Se presenta un aumento fuerte en su longitud y luego una disminución de su altura produciendo, como consecuencia, una disminución de la rugosidad. En las grandes crecientes las barras pueden desaparecer totalmente y la resistencia del fondo adquiere su mínimo valor.

Después del paso del pico de la creciente los caudales y los niveles bajan y el relieve irregular del fondo se restablece, garantizando el aumento de la resistencia del río. El flujo al paso de la creciente cambia la resistencia del lecho móvil en el sentido contrario de la variación de las velocidades alcanzando, como resultado, una variación pequeña en el gradiente longitudinal de la superficie libre del agua. *La capacidad del flujo en un río aluvial de regular la rugosidad del lecho lo distingue de las demás corrientes conocidas en la naturaleza y en la técnica.*

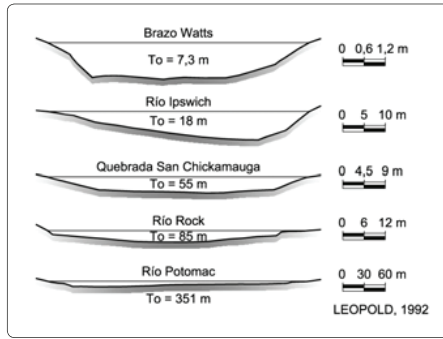
El río se las arregla con las grandes crecientes que producen considerables cantidades de sedimentos acumulándolos en bancos de arena. En la época de transición hacia el invierno, los depósitos empiezan a ser removidos por la corriente. Éste es un ciclo que se repite anualmente y constituye un eslabón importante en el logro de la estabilidad estadística del río, pero que desafortunadamente dificulta la conservación de las mínimas profundidades de navegación (calado).

Los diferentes ríos exhiben muchas similitudes, lo cual les imprime una notable unidad y, además, poseen una organización importante como resultado, entre otros factores, del balance entre las fuerzas erosivas y las de resistencia (Leopold Luna, Wolman Gordon y Miller John, 1995). La unidad se expresa en el cauce del río, en su valle y en la red hidrográfica.

Las formas de la sección transversal, la profundidad, la configuración en planta y el perfil son automodeladas por las mismas corrientes naturales y su historia se asemeja a la de los seres vivos en lo referente a sus antepasados más remotos. En muchos casos los fenómenos originarios y los que ocasionaron su ampliación fueron glaciaciones cuyos efectos no tienen ningún parecido con los procesos contemporáneos. Los procesos morfológicos son el resultado de la acción del flujo sobre los sedimentos y la respuesta de éstos, a su vez, cambia el campo de velocidades. La mayor parte de los sedimentos son arrastrados al mar en suspensión. La socavación sucede principalmente durante caudales altos y en pulsos. Los períodos de tiempo relativamente largos representados por caudales bajos son épocas de poco movimiento del material del lecho. La profundidad de la socavación del lecho puede, en algunos cauces, ser igual a la mitad del valor del incremento en la elevación de la superficie del agua.

Para ajustar el aumento del caudal que se produce a lo largo de un río se producen cambios proporcionales en sus tres componentes, de la siguiente manera: El caudal es el producto del área de la sección transversal multiplicada por la velocidad: $Q = AV$ y el área es el ancho multiplicado por la profundidad: $Q = b \cdot y \cdot V$.

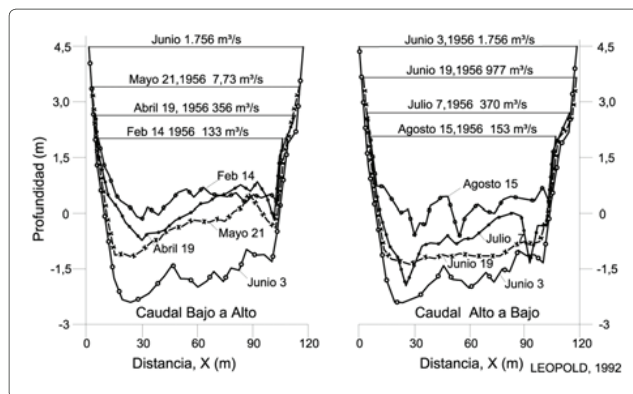
El incremento es casi siempre dividido entre estos tres parámetros aunque no de la misma manera. El ancho aumenta río abajo más rápido que la profundidad y la profundidad más rápido que la velocidad, siendo la última casi constante a lo largo del río. El incremento en la relación ancho-profundidad puede observarse en la figura 1.3, en la que se han dibujado las secciones transversales de cinco cauces sin exagerar la escala vertical aunque a diferentes escalas de manera que los anchos aparecen iguales (Leopold, 1962). La quebrada representada en la parte superior tiene un ancho de sólo 7,3 m, en tanto que el río del esquema inferior es un cauce grande que tiene un ancho de 351 m.



▲ **Figura 1.3** Secciones transversales de diferentes ríos, indicando la relación: Ancho/Profundidad.

Según Leopold, la constancia o el ligero aumento de la velocidad hacia aguas abajo se debe a que el aumento de la profundidad del río es mayor que la disminución de su pendiente. Aún así, esto aún no explica cómo los cambios necesarios están divididos entre los parámetros pertinentes, ni por qué esta división es casi la misma en todos los ríos a pesar del tamaño o el escenario fisiográfico. Esta división resulta ser aquella que más estrechamente causa entropía al incrementar igualitariamente en cada unidad de longitud a lo largo del río. En condiciones de equilibrio dinámico a la socavación le sigue una deposición de sedimentos y las secciones transversales se tornan variables pero regresan a su forma original (figura 1.4).

En lo referente a los mecanismos básicos de socavación y sedimentación, la investigación de Bagnold de 1956 ha mostrado que en el proceso existen suficientes partículas dirigidas hacia abajo en contra del lecho como para crear un esfuerzo que tiende a prevenir mayor erosión de los granos del lecho, haciendo que la socavación tenga ciertos límites. También cuenta el hecho de que con la socavación se aumenta el área de la sección transversal y,



▲ **Figura 1.4** Secciones transversales de un cauce en equilibrio dinámico.

con el mismo caudal, la velocidad disminuye. Esto crea una gran diferencia entre la hidráulica del agua limpia y la del agua con sedimentos.

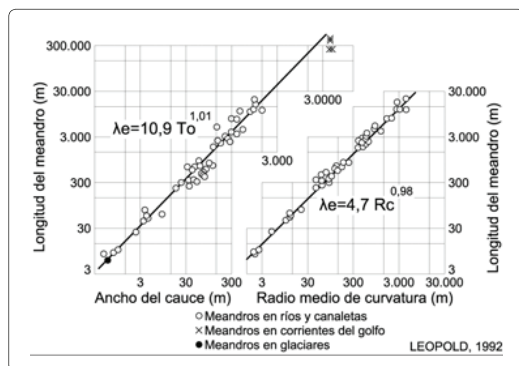
El caudal en un río es muy variable en el tiempo y en el espacio. El cauce es llenado hasta el borde superior de las orillas (cauce lleno = banca llena = orilla llena) del río relativamente pocas veces. Aún en ocasiones menos frecuentes, el caudal excede la capacidad del cauce y fluye por encima de las orillas. Un caudal que sobrepasa las orillas y se desborda es, por definición, una crecida o creciente, con un caudal considerablemente mayor al caudal medio. La frecuencia de una situación de cauce lleno (banca llena) es sorprendentemente uniforme entre ríos en diversos escenarios y entre ríos de tamaños muy diferentes. La condición de cauce lleno puede esperarse en promedio alrededor de una vez al año, una vez cada dos años y hasta una vez cada ocho años. La llanura de inundación debe inundarse, en promedio, un año sí y un año no. Rebasar la llanura de inundación es una característica inherente a un río.

Según Wolman y Miller (1960), el trabajo principal al modelar las formas del paisaje no se realiza durante el evento frecuente o la situación predominante porque los procesos que actúan son incapaces de tener algún efecto significativo. En realidad, todo indica que el paisaje es modelado principalmente por el evento de frecuencia y eficacia intermedia porque el producto de la eficacia multiplicada por la frecuencia es mayor. Este evento se denomina caudal formativo o caudal dominante y, casi siempre, coincide con el caudal de cauce lleno (banca llena).

Por otro lado, los cauces naturales son rara vez rectilíneos en una distancia mayor al ancho de diez cauces. No solamente exhiben un aspecto regular en cuanto a la sinuosidad, sino que también las curvas adoptadas por un cauce guardan una relación constante con el cauce mismo. Los cauces pequeños giran en pequeñas curvas y los cauces grandes en grandes curvas. Datos de mediciones muestran que existe una relación totalmente constante entre el ancho del cauce y el radio de las curvas que exhibe. Asimismo, la longitud del meandro o la longitud de la onda son,

generalmente, proporcionales al ancho del cauce. Estas características pueden ser observadas en la figura 1.5, en donde la longitud del meandro se compara con el ancho del cauce y con el radio de curvatura.

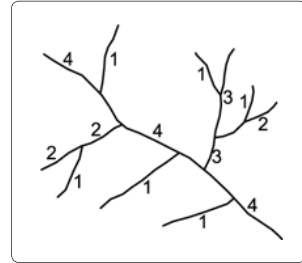
Puede verse que existe esencialmente una relación lineal entre la longitud de onda de las curvas del cauce, su ancho y el radio de curvatura. Esta relación lineal tiene lugar no sólo en la



▲ **Figura 1.5** Longitud de meandros en relación con el ancho del cauce y su radio de curvatura.

mayoría de los ríos naturales sino también en los cauces que se desarrollan en la superficie de un glaciar y en el curso del flujo de la corriente cuando no está confinada por las orillas.

Otro aspecto de la unidad que muestran los sistemas de corrientes es el relativo a la red de tributarios que comprende lo que se llama red hidrográfica. En 1945, Robert E. Horton mostró que el tamaño de un río determinado está relacionado con el número de ríos de ese tamaño, su longitud y pendiente promedio. Existe una relación cuantitativa muy constante entre estos factores que puede ser demostrada de la mejor forma por medio de datos reales. La figura 1.6 es un diagrama que define el orden de los ríos, como una medida de su tamaño.



▲ **Figura 1.6** Indicación del orden de los ríos en una cuenca hidrográfica según Horton.

Según Horton, el tributario más pequeño sin brazos en las fuentes es, por convención, designado orden 1, es decir, un cauce de orden 1 es aquel que no posee afluentes.

Una corriente de orden 2 es aquella en la cual todos sus tributarios son de orden 1; sin embargo, cada corriente de orden 2 se remonta hasta el inicio del afluente más largo que él drena. Comúnmente el tributario más largo se selecciona como aquel que posee la mayor área de drenaje.

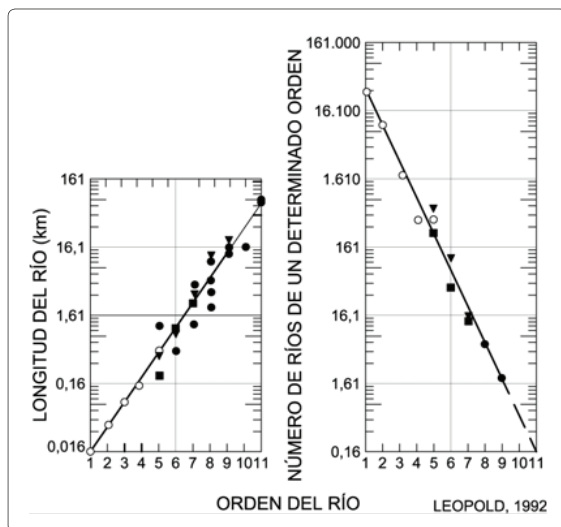
Una corriente de orden 3 es aquella que recibe afluentes de orden 2 o de orden 1 y también se extiende hasta el nacimiento del tributario más largo. Y así, consecutivamente.

Según este procedimiento se debe aplicar una segunda fase: después de definir las corrientes de orden 2 y de identificar las de orden 3, una de las corrientes marcadas como de orden 2 debe ser renombrada como de orden 3 para dar cabida a la corriente de orden 3 que se remonta hasta el origen de la corriente más larga de orden 2.

De esta manera, el río principal es la corriente de orden superior y conserva su orden en una longitud bastante considerable. Esta jerarquización tiene sentido morfológico pero desde el punto de vista hidrológico no es la más adecuada (numeral 2.6.5 y figura 2.26) debido a que un determinado río conserva el mismo orden en una longitud considerable a pesar de que muchos de sus afluentes hacen que su caudal aumente gradualmente.

La figura 1.7 muestra que existe una relación logarítmica entre el orden del río y la longitud de la corriente y entre el orden del río y el número de ríos.

Todos los sistemas de ríos parecen tener básicamente el mismo tipo de organización, pudiendo diferir en detalles. El sistema de ríos es dinámico en tanto que tiene partes que se mueven y pueden causar incidentes y crear cambios. Es



▲ **Figura 1.7** Relación logarítmica entre el orden del río y la longitud de la corriente de un orden determinado y entre el orden del río y el número de ríos. (Red de drenaje de arroyos cerca de Santa Fe, Nuevo México).

interesante, entonces, desde el punto de vista filosófico, considerar algunos aspectos de estas características dinámicas que han sido usadas para expresar partes o la totalidad de las acciones del sistema el cual parece tener tendencias definidas hacia una dirección de desarrollo, o tendencias que se inclinan a mantener las condiciones promedio observadas.

Una de las formas en que esto ha sido abordado es una descripción del sistema fluvial como si tuviera etapas de desarrollo a través del tiempo. Este fue uno de los conceptos básicos introducidos por

William Morris Davis, quien describió el ciclo geográfico en tres etapas principales comparables con las etapas de la vida de un hombre. Davis consideraba que la etapa de la juventud seguía a un levantamiento inicial de una masa continental y que estaba caracterizada por valles profundos en forma de V con una tendencia a disminuir rápidamente. La etapa de madurez era descrita como una fase de equilibrio en el cual el trabajo de la erosión estaba equilibrado por la capacidad del sistema del río para realizarlo. Extensos valles bordeados por colinas redondeadas caracterizaban a esta etapa de la madurez. En la etapa de la vejez el río estaba representado como un río que fluía sobre una llanura casi plana o penillanura, y durante este período, relativamente largo en el ciclo, el río era considerado como incapaz de realizar grandes trabajos de erosión como resultado del relieve relativamente bajo y los gradientes planos. De manera similar, en cualquier punto en el tiempo, el tramo inicial de un río podía estar en la etapa de la juventud, la parte central en la etapa de la madurez, y la parte baja en la etapa de la vejez.

De ahí siguió una consideración más detallada del concepto de equilibrio, el cual Davis había estimado como una característica de la etapa de madurez. Un río en equilibrio era descrito por J. Hoover Mackin como uno “en el que, por un período de años, la pendiente es ajustada delicadamente para proveer, con el caudal disponible y con las características del cauce prevalecientes, justo la velocidad requerida para el transporte de la carga suministrada por la cuenca hidrográfica. El río es un sistema en equilibrio; su característica de diagnóstico es que cualquier cambio en

cualquiera de los factores determinantes causará un desplazamiento del equilibrio en una dirección que tenderá a absorber el efecto del cambio (1948, p. 471).

Wolman amplió este concepto y señaló que la noción de equilibrio tenía dos aspectos, implicando ajustabilidad y estabilidad. En un aspecto, el cuasi-equilibrio de un río está, como lo señalaba Mackin, caracterizado principalmente por su habilidad para ajustarse a cambios a las condiciones externas. Wolman pensaba que un concepto de cuasi-equilibrio podía caracterizarse por la estabilidad del sistema, pero que la ajustabilidad quizás no era un criterio menos importante.

Otro aspecto que, bajo ciertas circunstancias, había sido usado para describir la tendencia subyacente de un río hacia una condición de cuasi-equilibrio era lo que podría llamarse el principio del menor trabajo. Existen ciertas características, particularmente hidráulicas, que apuntan a una tendencia a la minimización del trabajo en un sistema.

En este breve resumen (Leopold, 1962) se han mencionado algunos de los desarrollos relativamente recientes en el pensamiento sobre los ríos y la morfología de ellos. Las contribuciones de décadas pasadas se centraron alrededor del análisis matemático de los procesos de los ríos y las características de los cauces y la red hidrográfica. Este trabajo al cual contribuyeron varios científicos de diferentes disciplinas, ha dado como resultado una descripción cuantitativa de muchas de las características físicas de los ríos y, al menos hasta cierto punto, una descripción de algunos procesos en términos físicos básicos.

Siguiendo los conceptos de Leopold, fundamentalmente, los problemas generales más inmediatos que aun enfrentan los geomorfólogos y los ingenieros de ríos están centrados alrededor de tres tipos de preguntas. El primero atañe a los mecanismos de transporte de sedimento, particularmente relacionados con el movimiento de la carga de fondo, la cual, hasta ahora, no puede medirse satisfactoriamente en ríos verdaderos bajo condiciones de campo. La segunda área general parece centrarse en la cuestión de la ubicación y el modo de la disipación de energía en ríos y el efecto de la utilización de la energía en la socavación y deposición. Esta área particular, por lo tanto, involucra la relación de factores hidráulicos con el suelo o factores litológicos. Entre estos últimos está la erodabilidad de diferentes tipos de materiales particularmente en relación con su estratigrafía y características de sedimentación.

La tercera área general atañe al transporte de materiales de las laderas hacia el interior del cauce del río (producción de sedimentos en la cuenca y su transporte hasta los ríos). En gran parte, trabajos recientes en morfología de los ríos han estado más interesados en los cauces de los ríos que en las laderas de las colinas que arrojan sedimentos hacia los cauces. Así, el desarrollo de las pendientes, los procesos de las laderas y la relación de estas laderas con los cauces de los que son tributarios permanece como una parte integral del estudio de los ríos. Estos temas abarcan un área de acción casi ilimitada para la investigación de ingenieros, geó-

logos, científicos del suelo, botánicos, físico-químicos y aquellos que poseen una variedad de otras habilidades. Un ejemplo de ello es la aplicación de la fórmula universal de erosión del suelo.

En breve, éste es el comportamiento general de los ríos. La anterior descripción muestra un proceso natural, complejo y de muchos componentes, cuyo grado organizativo no tiene análogos en el mundo (excepto en el reino animal). Las corrientes aluviales y sus cauces son, posiblemente, el más completo y elaborado de los sistemas autorregulados del mundo inorgánico.

Las particularidades del comportamiento de los cauces dinámicos fueron descritas por primera vez a fines del siglo pasado por ingenieros que se ocupaban del mejoramiento de los ríos navegables (Lojtin 1897) y en la construcción de canales de irrigación (Kennedy 1895). La primera investigación a gran escala sobre el transporte de sedimentos se refiere al año 1914 (Gilbert, 1914), pero sólo en los años 30 se desarrollaron plenamente estas investigaciones y las relacionadas con los sedimentos en suspensión y de fondo. En esta época Bernadskii y Makaviev empezaron a elaborar la teoría sobre el movimiento del agua en un plano y en el espacio en los cauces naturales. El estudio estadístico del movimiento de los sedimentos de fondo fue desarrollado por Einstein y Velikanov a principios de los años 50. Un poco más tarde, Kolmogorov y Barenblat crearon la teoría del movimiento de los sedimentos en suspensión. La clasificación de los ríos en rectilíneos, sinuosos y ramificados fue introducida por Rosinskii y Kuzminii en 1947. La clasificación detallada de todos los tipos de cauces y de procesos morfológicos en cauces aluviales fue realizada por Kondratiev y Popov a principios de los años 60. La aparición, a finales de la década del 60 de la teoría matemática sobre la estabilidad del lecho en movimiento está relacionada con la etapa actual de desarrollo de la dinámica de las corrientes aluviales.

Apareciendo en la unión entre la hidrodinámica, la geomorfología y la hidrología, la dinámica de los flujos aluviales y la hidráulica fluvial o mecánica de ríos, en general, por sus métodos y por la exactitud de sus resultados, aún no es uniforme. En los campos relacionados con el movimiento del agua unidimensional y bidimensional, las ecuaciones diferenciales de la hidrodinámica permiten obtener resultados cuya exactitud es cercana a la de las soluciones de la mecánica de fluidos aplicada.

La teoría del movimiento de los sedimentos en suspensión es, en su esencia, una parte de la teoría de la turbulencia. Ya que la introducción en el flujo de partículas sólidas complica aún más la concepción general del movimiento turbulento, las dificultades aparecen también al plantear las ecuaciones diferenciales. Las soluciones se deben buscar usando métodos semiempíricos. El movimiento de los sedimentos de fondo es un campo en el cual las consideraciones sobre dimensiones y de similitud se combinan con los métodos de la teoría de probabilidades.

El problema central de la teoría del movimiento de los sedimentos: la determinación del caudal (carga o tasa de transporte) de éstos, se resuelve aún con insuficiente exactitud. Y para concluir, en la teoría de los procesos aluviales y de los procesos morfológicos se ha conquistado hasta el momento sólo un pequeño territorio a través de los medios matemáticos y la mayoría de los resultados tienen carácter cualitativo. Un cuadro tan heterogéneo es consecuencia de la relativa juventud de esa ciencia y de la extraordinaria complejidad de su estudio.

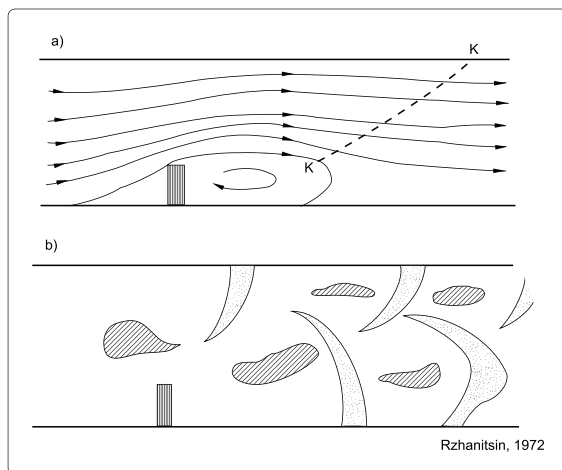
El futuro progreso de la dinámica de los flujos aluviales (de la hidráulica fluvial o de la mecánica de ríos) depende de la recopilación de nuevos datos experimentales y de los éxitos de la modelación matemática (y física) de sus fenómenos y de su entendimiento. En este sentido, los modelos que han transformado las velocidades puntuales turbulentas en velocidades medias han tenido buena aplicación en el diseño de canales y obras similares, sin embargo, esos mismos modelos aplicados a la hidráulica de ríos en general han fracasado debido a que los fenómenos de erosión y socavación y las deformaciones en los cauces no pueden ser explicados con parámetros medios sinó con variables aleatorias que en un determinado momento deben ser conocidas para establecer las condiciones más críticas y posibles o probables de esos procesos.

1.1.3 Formación de los cauces en ríos aluviales

Un río aluvial es aquel que transita sobre sus propios depósitos. En condiciones de laboratorio y como resultado de experimentos que en ocasiones debieron realizarse durante muchas horas, se logró lo que podría llamarse “un río” de eje curvilíneo con sus fosas y crestas en el lecho a partir de un pequeño canal inicial hecho artificialmente y de eje rectilíneo. A pesar de que los detalles de este proceso están poco estudiados, el fenómeno principal de formación de barras laterales fue explicado por Konovaliov y Balanin.

Si se supone que en un flujo inicial de eje rectilíneo y movimiento uniforme el cauce sufre un estrechamiento en una sección determinada por medio de un espolón rígido (en la naturaleza este fenómeno se puede presentar a causa de irregularidades rocosas o por derrumbes de material grueso o por acumulaciones de troncos, etc.), en el tramo contraído, aguas abajo del obstáculo (figura 1.8a), el flujo erosiona el lecho y aumenta considerablemente el transporte de sedimentos.

En los tramos de ensanchamiento, después de la zona curva en la ampliación se crean las condiciones de deposición de estos sedimentos. La acumulación comienza en cierta línea K-K en donde la capacidad de transporte del flujo es menor que el contenido real de sedimentos en ese tramo. Como resultado, se forma una acumulación lateral de material que al aumentar dirige el flujo hacia la orilla opuesta. Estos dos procesos se complementan mutuamente: mientras más se contraiga el



▲ **Figura 1.8.** Deformaciones de un cauce. a) Formación de un meandro a causa de un obstáculo; b) Formación de barras laterales.

flujo, menores serán las velocidades sobre el cúmulo lateral y con mayor facilidad se depositarán los sedimentos en ese sitio. Como resultado, el cúmulo se convierte en un nuevo obstáculo que contrae el flujo y, aguas abajo, el proceso se repite. Así, se formarán barras a lado y lado del río, tal como se muestra en la figura 1.8b.

Estas barras bajo la acción de la corriente se van moviendo aguas abajo al mismo tiempo que se deforman, adquiriendo taludes casi verticales en su extremo posterior.

En este sitio se forman vórtices que aumentan la sedimentación y, consecuentemente, la altura de los depósitos. Al bajar el nivel, cada barra ahoga la fosa que se forma aguas arriba de ella, creando una cabeza que produce una corriente concentrada que empieza a erosionar los sedimentos depositados.

De tal manera, la contracción y ensanchamiento del cauce presentados en forma secuencial aparecen en este esquema como el mecanismo hidrodinámico que crea las barras laterales o bancos de arena.

Es indicativo que entre las dimensiones transversales de las barras y la longitud de onda entre ellas, en los tramos rectos de los ríos se observa una relación de uno a seis, cercana a la relación común entre las dimensiones del lecho contraído (el ancho) y la longitud de la zona de flujo circular que se forma aguas abajo.

1.1.4 Enfoque moderno de la hidráulica de ríos

La hidráulica de ríos es una actividad que actualmente es abordada como un ejercicio multidisciplinario por ingenieros hidráulicos, geomorfólogos, geotecnistas, hidrólogos y ambientalistas, como mínimo. De esta manera, los ríos en muchos casos se han considerado como elementos tridimensionales, pero actualmente se busca su análisis en cuatro dimensiones para analizar su comportamiento a lo largo del cauce (primera dimensión) y estudiando las variaciones a lo ancho (segunda dimensión) y en la dirección vertical (tercera dimensión), todo a través del tiempo (cuarta dimensión, que es estudiada sólo parcialmente en la mayoría de los casos a pesar de su enorme importancia, especialmente para diferenciar los procesos reversibles y

los irreversibles, lo mismo que la inestabilidad intrínseca de los fenómenos físicos condicionada por la flecha del tiempo). En estas tres o cuatro dimensiones se presentan cambios y transferencias de materia, energía y biota, los cuales requieren ser investigados con detalle en cada caso particular. Con lo anterior se evita cualquier enfoque unidireccional con el cual se corre el peligro de ignorar procesos y elementos de la máxima importancia. Sin embargo, se mantiene el criterio de que una corriente natural es un sistema continuo, desde su nacimiento hasta su entrega, con variaciones puntuales debidas, fundamentalmente, a los aportes de los diferentes afluentes de la red hidrográfica y sometida a todo tipo de gradientes (G. E. Petts y C. Amoros, 1996).

En general, al analizar el comportamiento de cualquier río, la tendencia actual está orientada a integrar los factores hidrológicos, morfológicos, hidráulicos y ecológicos, considerando de manera ordenada y sistemática los siguientes cuatro elementos:

1. La cuenca de drenaje, que incluye las laderas que aportan el caudal líquido y sólido y el cauce del río principal y sus afluentes, reconociendo y sectorizando el tramo de montaña o zona de producción, el tramo de pie de monte o zona de transferencia y el tramo de llanura o zona de depósitos.
2. Los sectores funcionales, conformados por los tramos rectos (en realidad, sinuosos), los tramos trenzados, los tramos anastomosados, los tramos meándricos y los deltas. Estos sectores funcionales se identifican con todas sus características individuales con el propósito de configurar un diagnóstico acertado y completo, dentro del cual ocupa un lugar preferente el estudio de los procesos morfológicos en los ríos aluviales.
3. Los conjuntos funcionales, representados por geoformas claramente identificables y que hacen parte de un sector funcional. El estudio detallado de los conjuntos funcionales aportan un entendimiento muy útil de las características de cada uno de los tramos de una corriente.
4. Las unidades funcionales tales como barras, islas, depresiones, ciénagas, rápidas, etc. que constituyen los elementos más elementales y representativos de los fenómenos y procesos acompañados de la interrelación entre el flujo y los sedimentos transportados.

Los diagnósticos se adelantan bajo los siguientes conceptos:

- Por ser un complejo ecológico, los ríos se estudian como corredores, a lo largo de los cuales existen relaciones y cambios significativos en su longitud, pero también a lo ancho entre el cauce y su valle o entre el cauce y la llanura de inundación y sus terrazas, lo mismo que en sentido vertical, entre el cauce y el lecho, incluyendo los aluviones y sus acuíferos. Es decir, se orientan las investigaciones de una manera tridimensional, considerando el efecto del tiempo y

diferenciando los fenómenos reversibles de los irreversibles. Ocupa un lugar preponderante el estudio de los gradientes posibles y su influencia individual y conjunta en el comportamiento final del río.

- En los análisis se incluyen todos los factores influyentes en una determinada respuesta del río o en un fenómeno particular, los cuales pueden ser geológicos, climáticos, hidrológicos, del relieve o topográficos, la vegetación, la morfología del cauce, las condiciones hidráulicas, las propiedades de los suelos y, por supuesto, cualquier intervención humana.
- El estado actual de cualquier río se considera como un legado con una historia anterior que ha creado estructuras heredadas que pudieron ser muy diferentes a las que se podrían obtener bajo la acción de los fenómenos actuales.

1.1.5 Actividades de la ingeniería relacionadas con la hidráulica de ríos

Con la descripción anterior es fácil concluir que el comportamiento de los ríos y de sus diferentes componentes posee ciertas leyes que deben ser conocidas con el mayor detalle posible como requisito antes de emprender cualquier acción sobre ellos. En consecuencia, las rectificaciones, protecciones, desviaciones, construcción de estructuras hidráulicas, etc. se deben realizar concordantemente con las características de las corrientes, de tal manera que su funcionamiento no se oponga a ellas sino que, por el contrario, se conviertan en elementos acordes con las “necesidades” del río.

El conocimiento de la hidráulica de ríos permite emprender las siguientes obras de ingeniería y acciones sobre los ríos o relacionadas con ellos, las cuales son estudiadas en la literatura dedicada a la Ingeniería de Ríos:

- La construcción de captaciones (bocatomas) con presas de derivación o sin ellas, para lo cual se deben definir sus dimensiones en relación con su capacidad hidráulica; su altura, es decir, las cotas de la solera y de la clave en función de los niveles mínimo y máximo en el río; la cantidad de sedimentos (caudal sólido) que transporta el río tanto en suspensión como de fondo en el sitio de toma y la cantidad de sólidos que puedan ingresar a la conducción. En este caso es muy común evitar el ingreso de los materiales gruesos que el río transporta como sedimentos de fondo utilizando trampas de gravas o estructuras similares que propician su depositación y limpieza antes de ingresar a la bocatoma. De esta manera, sólo ingresan los sedimentos en suspensión, que serán evacuados posteriormente con el uso de desarenadores y/o sedimentadores e, incluso, floculadores.
- El diseño, construcción y operación de desarenadores, sedimentadores y floculadores, cuya finalidad es posibilitar la sedimentación o decantación de una buena parte de los sedimentos en suspensión que ingresan de las captaciones a

los sistemas de conducción. Para esto, es necesario conocer el volumen o caudal de sólidos que son aportados al sistema, su granulometría y, frecuentemente, su dureza en función de la composición mineralógica. La carga de sedimentos se usa para definir la frecuencia de lavado del desarenador y la granulometría para determinar el diámetro de diseño, que condiciona el tamaño de la obra.

- La creación de embalses por medio de presas de diferentes alturas y materiales, siendo preciso determinar el volumen de sedimentos que se pueden depositar en ellos hasta el final de su vida útil, que en términos de diseño generalmente está entre 50 y 75 años. Con estas obras también resulta necesario determinar el efecto de socavación producido por el agua libre de sedimentos que se conduce de nuevo al río en la zona de aguas abajo de la presa. Igualmente, se debe calcular la degradación general en el cauce, aguas abajo de las estructuras, en una longitud considerable.
- Diseño, construcción y operación de obras de conducción, tales como tuberías, túneles y canales, que deben resultar estables en lo que se refiere al transporte de sedimentos, evitando su colmatación pero también la abrasión en el caso de que se trate de obras revestidas. Estas estructuras deberán poseer una capacidad de transporte óptima y en concordancia con el servicio que prestan.
- Diseño, construcción y operación de puentes sobre ríos, que requieren conocer la magnitud de las deformaciones del cauce y la socavación bajo el puente con el paso de las crecientes y que suele estar relacionada con los procesos morfológicos en los ríos aluviales. Esta actividad generalmente incluye obras adicionales, como muros directrices o direccionales y protecciones de orillas.
- Acondicionamiento de los ríos para mejorar sus condiciones de navegación, garantizando un ancho y una profundidad (calado) apropiados durante todo el año, proyectando dragados, rectificaciones y/o espolones en las orillas. Se debe conocer el régimen de caudales y de sedimentos en el río y las características de los procesos morfológicos.
- La protección de orillas con obras activas tales como espolones, o pasivas, constituidas por muros y/o revestimientos con bloques, bolsacretos, gaviones, tetrápodos, exápodos, tetraedros, exaedros, etc. Para esto también es necesario conocer el régimen de caudales y de sedimentos en el río y las características de los procesos morfológicos.
- El aumento de la capacidad hidráulica de los ríos como parte del control de inundaciones, utilizando dragados, jarillones, rectificaciones o presas de embalse, que también requiere conocer el régimen de caudales y de sedimentos en el río y las características de los procesos morfológicos que se puedan desarrollar en él.
- Diseño, construcción y operación de estaciones hidrométricas: limnimétricas o limnigráficas, que efectúen la medición de caudales líquidos y sólidos y sus correspondientes equipos de medición, investigando el régimen de caudales y

de sedimentos en el río y las características de los procesos morfológicos que se puedan desarrollar en él.

- Diseño, construcción y operación de estructuras destinadas a controlar la erosión y producción de sedimentos en las cuencas, relacionadas también con el régimen de caudales y de sedimentos en el río y las características de los procesos morfológicos que se puedan desarrollar en él.
- Diseño, construcción y operación de muelles de diferentes tipos y estructuras relacionadas, tales como rompeolas, tajamares, protecciones, diques de escollera (pedraplenes) etc. asociadas al régimen de caudales y de sedimentos en el río y las características de los procesos morfológicos.
- Diseño, construcción y operación de estructuras de cruce subfluvial para oleoductos, poliductos, acueductos, distritos de riego y líneas de transmisión, etc. lo cual también requiere conocer el régimen de caudales y de sedimentos en el río y las características de los procesos morfológicos.
- Diseño, construcción y operación de estructuras de control torrencial y/o de recuperación del suelo, tales como tambres o diques transversales de bloques, gaviones, bolsacretos, madera, etc. que requieren el conocimiento de los parámetros hidrológicos, hidráulicos y sedimentológicos y las características de los procesos morfológicos.
- Diseño, construcción y operación de estructuras de retención de sedimentos, como presas y tambres de concreto, tierra, bloques, gaviones, bolsacretos, madera, etc. que tienen como soporte el conocimiento de las condiciones naturales del movimiento del agua, de los sedimentos y la información geomorfológica.

1.2 MOVIMIENTO DEL AGUA EN LOS RÍOS

1.2.1 Influencia de las características hidráulicas de la corriente en el transporte de los sedimentos

Es claro que las características hidráulicas de un cauce son fundamentales para definir el patrón de movimiento de los sedimentos. Los factores que influyen de manera más notable en este movimiento son: la pendiente longitudinal del cauce, el caudal líquido, la velocidad media del flujo, la distribución de la velocidad, las propiedades del líquido en movimiento, la fuerza de sustentación hidrodinámica, la fuerza de arrastre, el estado del flujo y, muy especialmente, las características estadísticas del flujo turbulento.

1.2.1.1 Pendiente

En las elaboraciones teóricas comunes, el flujo se toma como uniforme, es decir, la pendiente de la superficie del agua se asume igual a la pendiente promediada

del fondo e idénticamente igual a la pendiente hidráulica. De cualquier manera, la pendiente que define el comportamiento del flujo es la pendiente hidráulica, que también se denomina pendiente de fricción, pendiente de la línea de energía, pendiente motriz o gradiente hidráulico. Esto se debe a que es la única que refleja la reserva de energía que posee la corriente para movilizarse. Sin embargo, en la práctica, la pendiente que se toma en consideración es la del perfil de la superficie del agua, dado que representa bien la pendiente motriz y, además, es el promedio de la pendiente del fondo y es la que se puede medir de manera relativamente fácil. Este tratamiento es válido también para el flujo gradualmente variado aunque, en ese caso, las pendientes mencionadas son diferentes.

La influencia de la pendiente en el movimiento de los sedimentos de fondo generalmente se considera en la expresión γRS , es decir, en la forma de esfuerzo cortante (γ -peso específico del agua; R -radio hidráulico; S -pendiente de la línea de energía). Por lo tanto, al aumentar la pendiente hidráulica varía el proceso de movimiento en los sedimentos. La incidencia de la profundidad de la lámina del agua se considera también en el producto γRS . Con profundidades pequeñas y una rugosidad grande del fondo, cambia el perfil del cauce, por eso la rugosidad relativa d/R no debe ser mayor que $1/15$ de acuerdo con Nikuratzé y de $1/25$ de acuerdo con Shields. En condiciones de laboratorio, debido a las dimensiones limitadas de los canales y a los diámetros de los sedimentos, no siempre se alcanza a cumplir con este valor.

La mayoría de los ríos disminuyen el valor de su pendiente longitudinal a lo largo de su recorrido y, por este concepto, también se reduce el esfuerzo cortante. Sin embargo, este último puede aumentar en razón del aumento del radio hidráulico en dirección hacia aguas abajo. En general, los ríos de montaña poseen pendientes superiores a $0,005$ ($0,5\%$); los de pie de monte exhiben pendientes entre $0,001$ ($0,1\%$) y $0,005$ ($0,5\%$) y en los ríos de llanura la pendiente es inferior a $0,001$ ($0,1\%$). Así, los ríos disminuyen considerablemente su pendiente longitudinal a lo largo de su recorrido pero su efecto se ve compensado por el aumento del radio hidráulico. Por este motivo, la disminución drástica de la pendiente longitudinal no está acompañada de un decremento notable en la velocidad del flujo.

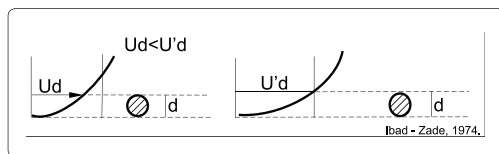
1.2.1.2 El caudal líquido y la velocidad media del flujo

Son funciones de la pendiente, del radio hidráulico y de la rugosidad del fondo. Al aumentar el caudal y la velocidad media del flujo, aumenta la capacidad hidráulica de la corriente, su competencia y, por consiguiente, la intensidad del movimiento de los sedimentos. El caudal en un río es variable, pero en los cálculos es común considerar intervalos de tiempo en los cuales se asume un caudal constante. Se considera que los caudales que transforman el lecho y sus formas no son los

caudales menores ni las grandes crecientes, sino los caudales considerables más frecuentes cuyo valor medio o representativo se conoce como caudal formativo o caudal dominante.

1.2.1.3 Distribución de la velocidad

El movimiento de los sedimentos de fondo depende de las condiciones del flujo cerca del lecho. En esta zona el gradiente de las velocidades es máximo y su valor depende de la rugosidad en el fondo. Las partículas de un mismo diámetro que se



▲ **Figura 1.9.** Velocidades de las partículas con diferentes gradientes de la velocidad del flujo.

encuentran en la zona de igual velocidad vertical media con diferentes gradientes de velocidad pueden sufrir la acción de diferentes cargas, es decir, de fuerzas de diferente intensidad (figura 1.9). Esto, por supuesto, puede suceder con varia-

ciones de la rugosidad del fondo, o bajo la acción de una circulación transversal.

En el movimiento de los sedimentos en suspensión y en su distribución vertical, fundamentalmente influye la distribución de las velocidades en esta misma vertical. Por eso, la coherencia entre los datos teóricos y los experimentales depende en forma importante de la ley de distribución de velocidades utilizada. Por otro lado, se sabe que la distribución vertical de las velocidades influye en la resistencia hidráulica de una corriente y en la distribución de los sedimentos en suspensión. De la misma manera, mientras mayor sea la rugosidad, mayor será el gradiente de velocidad.

1.2.1.4 Las propiedades del líquido en movimiento

Éstas son determinadas por el peso específico del agua y la viscosidad cinemática. El peso específico del líquido influye en el peso de los sedimentos bajo el agua; la viscosidad cinemática del líquido depende de su tipo y de su temperatura. El coeficiente de viscosidad cinemática disminuye al aumentar la temperatura y, entonces, aumenta la velocidad del flujo, lo mismo que el gradiente de velocidad, la turbulencia y la intensidad del movimiento de los sedimentos. La influencia del peso específico al disminuir la temperatura es bastante pequeña: para una variación de la temperatura de 0 a 30 grados centígrados, el peso específico varía en un 0,5%, mientras que la viscosidad cinemática varía en un 55%.

Como se sabe, en el movimiento del líquido sucede un proceso de mezcla de los sedimentos y del agua. El valor instantáneo de la velocidad y sus componentes longitudinal, vertical y transversal, varían alrededor de un valor medio:

$$U = \bar{U} \pm U' \quad (1.5)$$

U - es el valor local de la componente longitudinal de la velocidad; $\bar{U}$ - es el valor medio de esta velocidad e igual a:

$$\bar{U} = -\frac{1}{T} \int U dT \quad (1.6)$$

T - representa el tiempo; U' - es la desviación instantánea del valor medio, es decir, es la velocidad de pulsación.

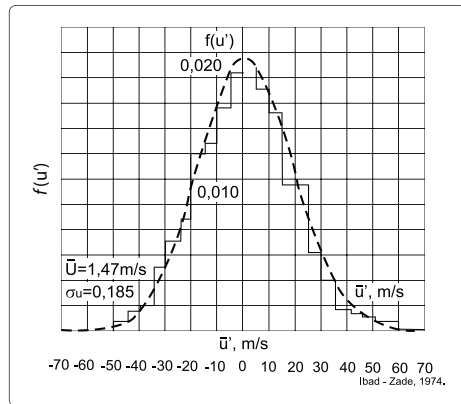
La variación de las velocidades se realiza de acuerdo con una ley unitaria estadística. Las investigaciones de las pulsaciones de las velocidades en un flujo turbulento establecieron que ellas siguen la ley de distribución normal de Gauss (figura 1.10). La probabilidad para la componente longitudinal de la velocidad en el fondo será igual a:

$$f(U) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_u} e^{-\frac{(U-\bar{U})^2}{2\sigma_u^2}} \quad (1.7)$$

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{\sum (U - \bar{U})^2}{n-1}}, \text{ es la desviación estándar.}$$

Análogamente se comportan las otras componentes de la velocidad. Su pulsación puede ser caracterizada por otros valores estadísticos: por ejemplo, por una función de correlación espacial, que determina la función entre las velocidades en dos puntos del flujo en un momento dado o con una función de correlación en tiempo, o por medio del espectro de probabilidades que determina el valor de la pulsación de acuerdo con la frecuencia. Ya que las fuerzas que actúan en el movimiento de los sedimentos de fondo dependen

de las velocidades en este sitio, en correspondencia con las pulsaciones de estas velocidades varían los valores de las fuerzas. En este caso, la intensidad del movimiento de los sedimentos de fondo y el inicio de su transporte dependen de la pulsación de la velocidad, es decir, de la turbulencia del flujo. El transporte de los sedimentos de fondo, con unas condiciones hidráulicas dadas, es constante solamente en términos medios en el transcurso de un tiempo suficientemente largo.



▲ **Figura 1.10.** Variación de las pulsaciones de velocidad en un flujo turbulento.

Los valores instantáneos de la masa de los sedimentos de fondo varían en correspondencia con las pulsaciones de la velocidad durante un tiempo muy largo. Esta pulsación del movimiento de los sedimentos del lecho se debe diferenciar de las pulsaciones en la formación de dunas y barras, las cuales transcurren durante un tiempo muchísimo más largo.

La existencia de movimientos tales como vórtices aparentemente son menos importantes en el inicio del movimiento de los sedimentos de fondo. Cuando la estabilidad de las partículas se pierde y ellas empiezan el movimiento, la influencia más importante la tiene, no el valor medio de la fuerza de sustentación, sino el valor máximo que ella alcanza durante el tiempo de su pulsación si el período de desprendimiento del fondo no es muy corto.

Además de la componente longitudinal de la velocidad del fondo, también influye la componente vertical que garantiza el desprendimiento de la partícula del lecho y le produce un movimiento a saltos dentro de una zona de influencia de velocidades longitudinales altas.

De lo explicado anteriormente, se ve que la determinación de la influencia del flujo en las partículas por medio de los valores medios de las fuerzas de sustentación no es suficiente y no es única. Por ejemplo, bajo la acción de un mismo valor medio del esfuerzo cortante, en el caso de un vórtice, se puede obtener diferente intensidad de movimiento de los sedimentos de fondo. Exactamente lo mismo sucede cuando se produce un vórtice de excedencia de flujo, el cual puede crear un inicio de movimiento de los sedimentos de fondo para diferentes valores medios del esfuerzo cortante. La turbulencia es el factor más importante que influye en el movimiento de los sedimentos de fondo.

Medir la turbulencia y dar una evaluación estadística es supremamente difícil y exige gastos enormes de tiempo. La mayoría de los trabajos que consideran el movimiento de los sedimentos de fondo no incluyen este factor, incluso cuando la turbulencia se sabe que es un fenómeno investigado. Sin embargo, estos investigadores partieron de la suposición de que en los casos prácticos, la turbulencia varía muy poco. En las investigaciones se tiene que ver con dos parámetros de turbulencia:

- Parámetro de intensidad relativa de la turbulencia, K_{IR} .

$$K_{IR} = \frac{\sigma_u}{\bar{U}} \quad (1.8)$$

- Parámetro que caracteriza la amplitud máxima, $D_{am\acute{a}x}$.

$$D_{am\acute{a}x} = \frac{U_{\max} - \bar{U}}{\sigma_u} \quad (1.9)$$

σ_u - es la desviación estándar de la velocidad instantánea en un punto dado; $\bar{U}$ - es la velocidad media en este punto; $U_{\max}$ - es la velocidad máxima.

Si se considera la pulsación también en la dirección vertical, entonces se pueden obtener relaciones análogas para la componente vertical de la velocidad " U_y ". Medir este valor es aún más difícil que medir el valor de la componente longitudinal.

Actualmente no hay datos suficientes sobre los parámetros de la turbulencia. Se han publicado muchos trabajos sobre el tema, como los de Velicanov, Minski, Mijailov y otros.

Kalinske propone para los ríos un valor $\sigma_u/\bar{U} = 1/4$ y para $\bar{U}_y = 3$. De acuerdo con las mediciones llevadas a cabo en Bratislav (1967), en un punto sobre el río Dunai se estableció que $\sigma_u/\bar{U} = 1/6$; además U_y está entre 3,5 a 5,0 y en las condiciones de laboratorio se obtuvo $\sigma_u/\bar{U}$ entre $1/6$ y $1/7$, y $U_y = 2,6$. Con mediciones en el río Kame se obtuvo un valor de $\sigma_u/U = 1/7$. Aún menos datos se tienen sobre las características de la componente vertical. Minski (1952) considera que en un canal de laboratorio $\sigma_{\text{ver}}/\sigma_u = 0,5$.

Considerando lo anterior, se debe decir que uno de los temas de mayor actualidad es el estudio sobre la turbulencia del flujo y su influencia en el movimiento de los sedimentos. Más adelante se presentan aspectos relevantes sobre él, aunque, en realidad, su análisis completo pertenece a la mecánica de fluidos.

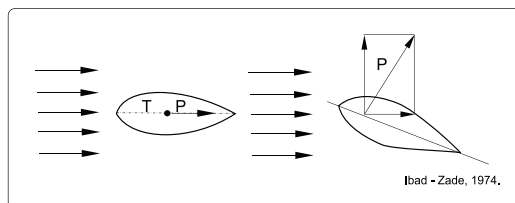
1.2.1.5 La fuerza de sustentación hidrodinámica

Si se coloca un determinado cuerpo en la corriente, (figura 1.11) simétrico con respecto a la dirección del flujo, sobre él actúa una fuerza cuya resultante coincide con la dirección de la corriente.

Si este mismo cuerpo se ubica en forma no simétrica a la dirección del flujo, la fuerza resultante forma un ángulo con la dirección principal del movimiento del agua.

La resultante P puede ser dividida en dos componentes, una en la dirección del flujo y otra perpendicular a esta dirección. Un fenómeno análogo se observa cuando la asimetría es causada por una forma irregular del cuerpo, o por la inestabilidad de la velocidad del flujo en la vertical. La componente vertical que se forma se llama fuerza de sustentación.

Las partículas de los sedimentos de fondo, en general, siempre tienen una forma irregular. Además, la velocidad varía verticalmente y el gradiente de velocidad en las inmediaciones del fondo tiene un valor bastante considerable. Por lo tanto,



▲ **Figura 1.11.** Esquema de la fuerza hidrodinámica de sustentación.

sobre el sedimento del lecho actúa una componente vertical de la resultante, que a diferencia del empuje de Arquímedes se llama fuerza de sustentación hidrodinámica. Matemáticamente, esta fuerza puede ser expresada de la siguiente forma:

$$P_s = C_{ps} A \frac{\gamma}{2} U^2 \quad (1.10)$$

C_{ps} - es el coeficiente de la fuerza hidrodinámica de sustentación; A - es el área de la superficie del flujo; γ - es el peso unitario del agua; $\overline{U}$ - es la velocidad media del flujo.

El valor de la fuerza hidrodinámica de sustentación varía de acuerdo con los cambios de la velocidad longitudinal de la corriente. La presencia de la fuerza de sustentación hidrodinámica en el movimiento de las partículas de fondo se observa solamente en los trabajos de ciertos autores. Los científicos soviéticos consideran que la fuerza de sustentación hidrodinámica es un factor importante que se debe tomar en cuenta en los cálculos. Al contrario, (Ibad-Zade 1989), algunos científicos como White y Kalinske, basándose en los resultados de laboratorio que desafortunadamente no son muy completos y no son muy convincentes, consideran que se puede despreciar el efecto de la fuerza de sustentación hidrodinámica.

Los resultados de las investigaciones experimentales de Losievski con partículas esquematizadas junto al fondo, corroboran la proporcionalidad de esta fuerza con la velocidad del flujo al cuadrado.

1.2.1.6 El estado del flujo

La corriente puede ser turbulenta o laminar y, entre estos dos estados, se tiene una región más o menos grande de transición. Para caracterizar el estado de flujo se utiliza el número de Reynolds:

$$R_e = \frac{UR}{\nu} \quad (1.11)$$

U - es la velocidad media del flujo; R - es el radio hidráulico; ν - es la viscosidad cinemática del agua.

El estado del flujo influye grandemente en el movimiento de los sedimentos de fondo. En un flujo laminar la distribución de las velocidades es parabólica y las fuerzas actuantes son proporcionales a la velocidad elevada a la potencia uno; en este caso es importante la influencia de la viscosidad y se excluye la acción de la turbulencia.

En un flujo turbulento las fuerzas actuantes son proporcionales a la velocidad al cuadrado, y, por supuesto, la influencia de la turbulencia es notabilísima. En la zona de transición las mediciones se complican debido a que existen dos tipos de

flujo. El estado de un flujo se puede caracterizar por el parámetro cinético (número de Froude al cuadrado, utilizado por algunos autores de la escuela europea):

$$P_c = \frac{\bar{U}^2}{gy} \quad (1.12)$$

$\bar{U}$ - es la velocidad media del flujo; g - es la aceleración de la fuerza de la gravedad; y - es la profundidad del flujo. Comúnmente se utiliza el número de Froude:

$$Fr = \frac{\bar{U}}{\sqrt{gy}} \quad (1.13)$$

Además de los factores anotados, en el movimiento de los sedimentos influyen: la forma del perfil del lecho, sus variaciones en la dirección transversal, el trazado en planta del río y la uniformidad del flujo en los cauces naturales. Frecuentemente se utilizan los parámetros que involucran dos o más factores al tiempo, por ejemplo:

$\tau = \gamma R S$ - es el esfuerzo cortante en el fondo.

$U_* = \sqrt{\tau / \rho}$ - es la velocidad cortante o velocidad dinámica.

$Re_d = u * d / \nu$ - es el número de Reynolds (Re), relacionado con el diámetro de las partículas (Número de Reynolds de grano).

En los trabajos de diferentes investigadores no hay un análisis de la influencia de todos los factores mencionados; sin embargo, de acuerdo con su número, se puede establecer la complejidad del fenómeno, su dificultad y, tal vez, la imposibilidad de determinar una ley universal que satisfaga todas las condiciones del movimiento de los sedimentos. Por esto, el problema principal de las investigaciones en esta rama de la ciencia consiste en la clarificación de cada uno de los parámetros que influyen en forma independiente y una determinación más precisa de su papel y la búsqueda de una expresión matemática para describir este proceso.

1.2.1.7 Características estadísticas del flujo turbulento en cauces deformables

El mecanismo de erosión por parte del flujo y el transporte de sedimentos están condicionados por la turbulencia, cuyas características estadísticas determinan el comportamiento de los procesos erosivos de una manera cuantitativa.

De acuerdo con las concepciones contemporáneas formadas a partir de los trabajos teóricos de Kolmogórov (1941) y de Abújov (1941) el flujo turbulento se compone de una serie de vórtices con diferentes dimensiones y períodos de movimiento. Los remolinos más grandes, comparables a la sección transversal del

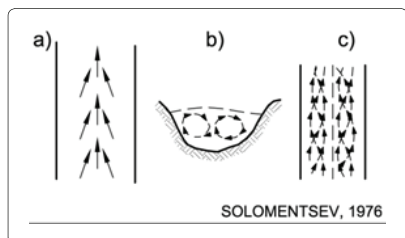
flujo, aparecen a causa de la inestabilidad de la corriente principal y, transformando la energía extraída del movimiento medio en energía de pulsaciones turbulentas, la transmiten al conjunto de vórtices: de los mayores a los más pequeños, hasta alcanzar los diminutos, cuya energía mecánica se convierte en energía calorífica a causa de las fuerzas de fricción interna, debida a la viscosidad (resistencia al esfuerzo cortante del agua en movimiento). Esta concepción encontró una confirmación y desarrollo en las investigaciones sobre turbulencia de autores tales como Velikanov (1949), Gonchárov (1954), Grinvald (1974), Grishanin (1972), Liapin (1976), Liatjer (1968), Mijailov (1966), Nikitin (1963), Feedman (1972), Lokosi (1968) y muchos otros.

1.2.2 Patrones del flujo en los cauces naturales

1.2.2.1 Corrientes internas en los ríos

a. Movimiento del agua en las fosas y crestas. Investigaciones de N. S. Leliavski

La configuración curva en planta de los ríos, la variación de la profundidad en las fosas y crestas y la diferencia de pendientes a lo largo de su curso determinan una



▲ **Figura 1.12.** Aparición de circulaciones transversales (según Leliavski N:S); a) Corrientes superficiales; b) Flujos circulares en un plano vertical; c) Flujos helicoidales.

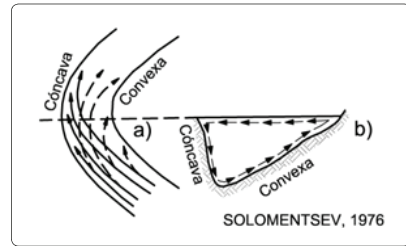
distribución compleja de las velocidades en el cauce. Además de la mezcla permanente de las masas de agua, en el flujo se crea una serie de corrientes internas circulares. El primero en percatarse de este tipo de corrientes fue el ingeniero ruso N. S. Leliavski (1893). Las investigaciones de Leliavski en los ríos Dnieper y Desna mostraron que a lo largo del cauce, debido a las altas velocidades, se observa una desviación de las líneas de corriente desde las orillas hacia el centro,

por lo cual, a lo largo del eje dinámico se eleva el nivel del agua (figura 1.12a) ocasionando dos corrientes circulares en la sección transversal, con flujos que se acercan en la superficie y se alejan en el fondo (figura 1.12b). Debido al movimiento translacional del flujo hacia aguas abajo estas corrientes circulares se convierten en un movimiento helicoidal (figura 1.12c).

En las curvas donde se ubican las fosas, la fuerza centrífuga hace que el flujo se acerque a la orilla cóncava y desaparecen las dos corrientes circulares, dando origen a un movimiento helicoidal único. Leliavski explica este fenómeno de la siguiente manera.

En el sector curvo del cauce (figura 1.13) algunas líneas de corriente que se acercan a la orilla cóncava se reflejan y otras continúan a lo largo de ella. Las corrientes

posteriores ya no se encuentran con la orilla sino con las masas que han sido desviadas o con las que continúan a lo largo de la orilla y producen un efecto de frenado. Debido a la disminución de su velocidad, las corrientes desviadas ya no son capaces de resistir la presión de las corrientes superficiales nuevas que llegan a la orilla cóncava y descienden a lo largo del talud creando un movimiento desde la superficie hasta el fondo y luego hacia la orilla convexa en donde emergen hacia la superficie.



▲ **Figura 1.13.** Dirección de las líneas de corriente en la orilla cóncava; a) Planta; b) Sección transversal

En la sección transversal las corrientes de fondo y las superficiales crean un movimiento circulatorio en donde las velocidades del flujo descendente en la orilla cóncava son mayores y en la margen convexa son considerablemente menores. Esta distribución de velocidades se produce porque en la orilla cóncava el flujo es más denso y su recorrido es más corto y en la margen convexa el recorrido es mayor. Así, las corrientes superficiales (libres de sedimentos) descienden en la margen cóncava y erosionan el talud y el lecho, perdiendo velocidad. Los sedimentos desprendidos son arrastrados hacia la orilla convexa en donde se depositan debido a la baja velocidad en ese sitio. Las líneas de corriente continúan superficialmente hacia la orilla cóncava un poco aguas abajo, en donde se repite el ciclo.

De acuerdo con este esquema, en las curvas derechas se forma un flujo helicoidal con dirección en el sentido de las agujas del reloj y en dirección contraria en las curvas izquierdas. De esta manera, el flujo, en su conjunto, está compuesto de movimientos helicoidales alternados en sentido horario y antihorario de acuerdo con los cambios de las curvas en planta. Este tipo de flujo fue denominado por Leliavski como intermitente y adquiere un carácter más definido con niveles altos.

En las crestas o transiciones, que son los tramos entre una fosa y la siguiente, donde el flujo no se dirige hacia las orillas, se produce el cambio de dirección de la corriente helicoidal con movimientos intermedios que crean un flujo en abanico o flabelado. Esto se debe a la ausencia de curvatura en estos tramos de transición, por lo cual las velocidades se igualan. De esta manera, las corrientes se ensanchan y se entrelazan en toda la sección transversal adquiriendo un carácter individual.

b. *Fuerza de Coriolis*

Una de las causas responsables de la pendiente transversal en la superficie del agua y de las corrientes transversales es la fuerza de Coriolis. Esta fuerza se debe a la rotación de la tierra alrededor de su eje, ocasionando que todos los cuerpos en movimiento se desvíen de su dirección inicial hacia la derecha si se encuentran en el hemisferio norte y hacia la izquierda si están en el hemisferio sur.

De esta manera, las partículas de agua que se mueven a lo largo de un río ubicado en el hemisferio norte experimentan la acción de una fuerza que las dirige hacia la derecha. El movimiento del agua en los cauces naturales siempre se describe con sistemas de coordenadas solidarios a la superficie terrestre (en las orillas), es decir, con sistemas que giran junto con la tierra respecto a su propio eje. Por esto, en las ecuaciones de movimiento en los ríos se deben incluir las componentes de la aceleración de Coriolis, cuya fuerza se determina con la fórmula 1.14:

$$F_{2C} = 2 \cdot m_p \cdot \omega \cdot U_{par} \cdot \sin \varphi_{LAT} \quad (1.14)$$

F_{2C} - fuerza de Coriolis actuando en el hemisferio norte, en $kg \cdot m/s^2$; m_p - masa de las partículas, en kg; ω - velocidad angular de la rotación de la tierra, ($\omega = 72,9 \cdot 10^6$ *radianes/s*); U_{par} - velocidad de las partículas de agua, en m/s; φ_{LAT} - latitud del sitio, en grados.

De la misma manera, la pendiente transversal de la superficie del agua debida a la aceleración de Coriolis cae de la margen derecha hacia la izquierda en el hemisferio norte ($\varphi_{LAT} > 0$). La diferencia de niveles entre las dos orillas es:

$$\Delta y = \frac{2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi_{LAT} \cdot \bar{U}}{g} T_o \quad (1.15)$$

Así, en un río ubicado en una latitud de 5° con una velocidad, $\bar{U} = 1,0$ m/s, la pendiente transversal es: $S_T = 0,0000013$. Si el río posee un ancho T_o de 400 m, entonces la sobre elevación del nivel entre las dos orillas es: $\Delta y = 0,52$ mm.

Como consecuencia de la acción permanente de la fuerza de Coriolis, se crea también una circulación transversal en los tramos rectos de los ríos en la cual las corrientes superficiales en el hemisferio norte se dirigen hacia la derecha y las de fondo hacia la izquierda. En el hemisferio sur el movimiento es contrario al anterior. Así, en el hemisferio norte los ríos erosionan la orilla derecha y en el sur la orilla izquierda.

Desde el punto de vista físico, la aceleración $2\omega \sin \varphi_{LAT}$ se debe a dos causas: 1. A la variación de la velocidad translacional de las partículas líquidas en su movimiento a lo largo del meridiano y, 2. Al cambio de dirección del vector de velocidad relativa de las partículas en su giro junto con la tierra. La fuerza de Coriolis hace imposible que se produzca un movimiento promedio rectilíneo estricto en los flujos superficiales. En relación con esto, con frecuencia se mencionan las corrientes transversales (secundarias) creadas en los flujos superficiales por la aceleración de Coriolis. El término corriente transversal o circulación transversal se usa también en los flujos creados en las curvas de los ríos. Sin embargo, la diferenciación exacta

de las corrientes transversales sólo es posible en canales prismáticos rectos o en tramos curvos diseñados con arcos concéntricos. En los cauces naturales las formas son irregulares, por lo cual no es posible diferenciar entre corrientes principales y secundarias de una manera bien definida.

A continuación se muestra el análisis de la influencia de la rotación de la tierra alrededor de su eje en la aparición de las corrientes transversales y en la erosión de las orillas en el hemisferio norte para los casos en los cuales el río fluye: 1. de norte a sur; 2. de sur a norte; 3. de occidente a oriente; y 4. de oriente a occidente.

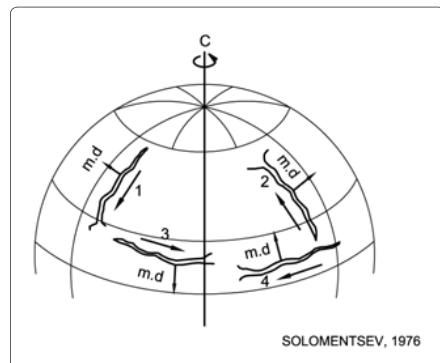
La rotación de la tierra alrededor de su eje ocurre de occidente a oriente y los puntos de su superficie ubicados en la línea ecuatorial giran con mayor velocidad que en los polos, dado que en el Ecuador recorren, en un día, un camino circular mayor. Por ejemplo, la velocidad translacional en el Ecuador es igual a

$$\frac{40.000 \times 1.000}{86.400} = 463 \text{ m/s} \quad (40.000 \text{ es la longitud de la línea ecuatorial, en km, y } 86.400 \text{ son los segundos de un día), mientras que en una latitud de } 60^\circ \text{ N ella es dos veces menor y disminuye gradualmente hacia el Polo Norte.}$$

Por lo anterior, el agua en los ríos del hemisferio norte que corren de norte a sur, pasan de sitios con menores velocidades de rotación de la tierra a sitios de mayores velocidades (figura 1.14). En su recorrido los ríos conservan la inercia (propiedad de los cuerpos de ofrecer resistencia a cualquier cambio en la magnitud y dirección de su velocidad inicial, es decir, tendencia a conservar su estado anterior de movimiento uniforme) correspondiente a la velocidad de rotación en sus tramos de aguas arriba, diferente a la velocidad de los tramos medios y de aguas abajo. La diferencia en las velocidades de rotación del agua y del cauce que las contiene es la causa de la erosión de la margen derecha.

El río 1 representado en la figura 1.14 transita de norte a sur, es decir, de sitios donde la velocidad angular de la tierra es menor hacia sitios donde esta velocidad es mayor. En este caso, las partículas de agua quedan rezagadas respecto a la rotación de la tierra (así como una persona en un tren es lanzada hacia atrás cuando este aumenta su velocidad o arranca bruscamente) y chocan contra la orilla occidental (orilla derecha), la cual, a su vez, se dirige hacia ellas.

Si el río corre de sur a norte como el río 2 en la figura 1.14, desde regiones con mayores velocidades de rotación de



▲ **Figura 1.14** Influencia del giro de la tierra en la dirección del flujo con diferentes orientaciones de un río. (m.d.- margen derecha).

Si el río corre de sur a norte como el río 2 en la figura 1.14, desde regiones con mayores velocidades de rotación de

la tierra hacia regiones de menores velocidades, las partículas de agua conservan su velocidad original (así como una persona en un tren es lanzada hacia adelante cuando este disminuye su velocidad o se detiene bruscamente) y sobrepasan la velocidad del cauce dirigiéndose hacia la orilla oriental (orilla derecha), produciendo su erosión.

El río 3 transita de occidente a oriente (figura 1.14), en la misma dirección de rotación de la tierra. Entonces la velocidad del flujo se incrementa a causa del movimiento de ésta. Al aumentar la velocidad del flujo aumenta la fuerza centrífuga (el valor de la fuerza centrífuga depende de la velocidad del flujo al cuadrado) que dirige la corriente hacia el sur, hacia el ecuador (la fuerza centrífuga de la rotación terrestre siempre se dirige hacia el ecuador), erosionando la orilla sur (orilla derecha).

Finalmente, el río 4 se dirige de oriente a occidente (figura 1.14). En este caso la velocidad del flujo disminuye y las partículas del agua quedan atrasadas, dado que la velocidad de su propia rotación es menor que la velocidad de la tierra y del cauce que las contiene, por lo cual chocan contra la orilla norte (orilla derecha), produciendo su erosión.

La influencia de las corrientes transversales en la configuración asimétrica de las secciones transversales de los ríos fue descubierta y explicada por el académico K. M. Baer, quien estableció que gracias a la aceleración adicional debida a la rotación de la tierra, los ríos del hemisferio norte erosionan su orilla derecha y los del hemisferio sur lo hacen en la margen izquierda. Sin embargo, la ley de Baer puede tener excepciones debidas a condiciones locales, por la resistencia de los suelos, el relieve y particularidades en el régimen hídrico.

La aparición de las corrientes transversales por este concepto se explica de la siguiente manera: la distribución irregular de las velocidades longitudinales del flujo debida a la viscosidad hace aparecer unas componentes transversales dentro del campo de aceleración de Coriolis. En la parte superior de la vertical el flujo transversal tiene una dirección contraria a la pendiente, es decir, en el hemisferio norte se dirige hacia la margen derecha y en la zona inferior de la vertical se dirige en el sentido de la pendiente, es decir, hacia la margen izquierda en el mismo hemisferio norte.

La ecuación del movimiento en el plano de la sección transversal es:

$$2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi_{LAT} \frac{U^2 y_{m\acute{a}x}}{v} \left(\frac{y - y_k}{y_{m\acute{a}x}} - \frac{1}{2} \frac{y^2 - y_k^2}{y_{m\acute{a}x}^2} \right) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} \quad (1.16)$$

Si se considera el flujo turbulento, la distribución vertical de velocidades es:

$$\frac{U_{m\acute{a}x} - U}{U_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y_{m\acute{a}x}}{y} \quad (1.17)$$

La ecuación del movimiento se transforma en:

$$2 \cdot \omega \cdot \text{sen} \phi_{LAT} \left(U_{m\acute{a}x} - U - \frac{U_*}{\kappa} \ln \frac{y_{m\acute{a}x}}{y} \right) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} \quad (1.18)$$

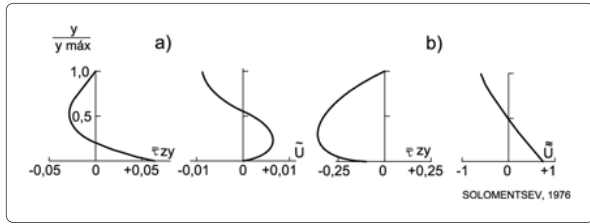
Si se considera el flujo en su totalidad, la aceleración de Coriolis se transmite a la corriente por medio del mismo cauce. Si se analiza un sector de la corriente o un volumen de control dentro de ella, la aceleración de Coriolis se transmite a él por medio de la diferencia de presiones y de la diferencia de esfuerzos cortantes que actúan en las fronteras del volumen. Dado que la aceleración de Coriolis para las partículas líquidas que se mueven en las capas superiores debe ser mayor que para las partículas del fondo y el gradiente de presiones (pendiente transversal) en una

vertical es el mismo, entonces la derivada $\frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}$ debe ser positiva en las capas superiores y negativa en las inferiores. Pero esto sólo es posible si ese mismo cambio de signos se produce en la velocidad transversal. De esta manera, *la corriente transversal es una parte necesaria del mecanismo con el cual la aceleración de Coriolis se transmite a las partículas de un líquido viscoso.*

La distribución de las velocidades transversales se expresa de la siguiente manera para un flujo turbulento:

$$U_T = \frac{2 \cdot \omega \cdot \text{sen} \phi y_{m\acute{a}x}}{\kappa^2} \left\{ \frac{3}{4} - \frac{1}{3} \left[\frac{11}{2} \frac{y}{y_{m\acute{a}x}} - \frac{7}{4} \left(\frac{y}{y_{m\acute{a}x}} \right)^2 + \frac{1}{3} \left(\frac{y}{y_{m\acute{a}x}} \right)^3 \right] \right\} \quad (1.19)$$

En la figura 1.15 se muestra la distribución en la vertical de los esfuerzos cortantes y de las velocidades adimensionales en el plano de la sección transversal debidos al giro de la tierra, cuyas ecuaciones son:



▲ **Figura 1.15** Perfiles del esfuerzo cortante adimensional y de las velocidades transversales adimensionales debidas a la rotación de la tierra; a) Flujo laminar; b) Flujo turbulento.

$$\tau_{yh} = \frac{\tau_{yh} \cdot \kappa}{2 \cdot \rho \cdot \omega \cdot \text{sen} \phi \cdot y_{m\acute{a}x} \cdot U_*} \quad (1.20)$$

$$\tilde{U} = \frac{U \cdot \kappa^2}{2 \cdot \omega \cdot \text{sen} \phi \cdot y_{m\acute{a}x}} \quad (1.21)$$

Así, la siguiente distribución de las velocidades transversales adimensionales:

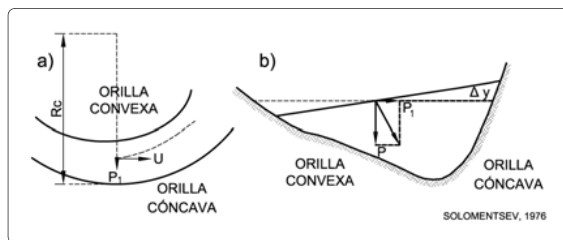
$$\frac{U}{2 \cdot \omega \cdot \sin \phi \cdot y_{\max}} = f\left(\frac{y}{y_{\max}}\right) \quad (1.22)$$

se puede considerar universal (con cierta aproximación) para todos los flujos turbulentos subcríticos en cauces abiertos con flujo uniforme independientemente de la inclinación de la superficie del agua y del estado del fondo.

Las velocidades de este tipo de corrientes transversales son extremadamente pequeñas. Para un río que corre en una latitud de 10° N , con una profundidad de 5,0 m, según la expresión 1.16, la velocidad transversal superficial será de sólo 0,5 mm/s. Si el ancho es de 400 m y la velocidad longitudinal es de 1,0 m/s, una partícula de líquido se traslada de una orilla a otra en 222,2 horas, mientras recorre una distancia de 800 km en el sentido del flujo. Sin embargo, estos flujos transversales han producido en la mayoría de los ríos cierta migración lateral y deformaciones de la sección gracias a que han actuado permanentemente durante toda la existencia de las corrientes.

El mecanismo de acción de la corriente transversal sobre el cauce consiste en que ella redistribuye las velocidades longitudinales en su curso. Lo mismo que en las curvas, en los tramos rectos y bajo la acción de la rama superior de la corriente transversal que se dirige hacia la orilla derecha en el hemisferio norte, el flujo principal con velocidades altas y muy pocos sedimentos se desvía hacia esa orilla ocasionando su erosión, para luego dirigirse hacia el fondo con los materiales desprendidos. Las corrientes profundas transportan los sedimentos hacia la margen izquierda, en donde se depositan, formando barras laterales.

Debido al carácter débil de las corrientes transversales, la asimetría en la distribución de las velocidades longitudinales a lo ancho sólo se alcanza después de una longitud muy considerable. Por eso, en los ríos que se originan en lagos, la erosión de la margen derecha (hemisferio norte) se observa únicamente después de varias decenas de kilómetros. En realidad, la influencia de la aceleración de Coriolis en los procesos morfológicos es más notoria en ríos con grandes profundidades y en latitudes altas.



▲ **Figura 1.16.** Acción de la fuerza centrífuga sobre la superficie del agua en la curva de un río; a) Planta; b) Sección transversal.

c. *Influencia de la fuerza centrífuga y del giro de la tierra en las corrientes internas de los ríos.*

Con el movimiento del agua en las curvas de los ríos se desarrollan fuerzas centrífugas de inercia. Todas y cada una de las partículas de agua que se mueven en las curvas

experimentan la acción de la fuerza centrífuga P_1 y de la fuerza de gravedad P (figura 1.16a). La resultante de estas dos fuerzas se desvía de la vertical hacia la orilla cóncava y la superficie del agua, siendo perpendicular a la resultante, se inclina de la orilla cóncava a la convexa (figura 1.16b).

El valor de la fuerza centrífuga se determina con la siguiente fórmula:

$$F_{1C} = \frac{m \cdot U^2}{R_C} \quad (1.23)$$

F_{1C} - fuerza centrífuga, en $\text{kg} \cdot \text{m}/\text{s}^2$; m - masa de las partículas de agua, en kg; U - velocidad longitudinal de las partículas, en m/s; R_C - radio de curvatura del cauce, en m.

La fuerza centrífuga puede actuar en función de la dirección de la curva del río, que puede ser izquierda o derecha, pero siempre estará dirigida siguiendo el radio de curvatura hacia la orilla cóncava.

El valor de la pendiente transversal de la superficie del agua en las curvas depende de la velocidad del flujo y del radio de curvatura, de la siguiente manera:

$$S_T \cong \tan \alpha_T = \frac{F_{1C}}{W} = \left(\frac{m}{R_C} \frac{U^2}{g} \right) / (mg) = \frac{U^2}{R_C \cdot g} \quad (1.24)$$

S_T - pendiente transversal de la superficie del agua; α_T - es el ángulo que forma la superficie del agua inclinada transversalmente y la horizontal; W - es el peso de las partículas de agua. Cuando el ángulo α_T es pequeño, se puede tomar $\sin \alpha_T$ igual a $\tan \alpha_T$.

La sobreelevación de la superficie del agua Δy en la orilla cóncava respecto a la superficie en la margen convexa (peralte) se calcula con la fórmula (Richardson y otros 1975):

$$\Delta y = S_T T_0 = \frac{U^2}{R_C \cdot g} T_0 \quad (1.25)$$

R_C - radio de curvatura; T_0 - ancho superior de la lámina.

Para radios de curvatura pequeños y velocidades altas del flujo se puede presentar una sobreelevación de la lámina como resultado de la separación del flujo en la curva. Esta separación en la orilla convexa disminuye el área efectiva de la sección, induce una mayor depositación en las barras laterales e incrementa, localmente, la profundidad del flujo (Δy). Conservativamente esta sobreelevación se puede tomar como el 25% de la cabeza de velocidad:

$$\Delta y = 0,25 \frac{U^2}{2g} \quad (1.26)$$

Según el documento HEC-18, la sobreelevación total se mide entre borde y borde del agua. La mitad de este valor se suma a la elevación media del nivel para obtener la elevación de la superficie en la orilla cóncava. Así se puede calcular la pendiente transversal resultante. Asumiendo una velocidad igual a la media, la siguiente ecuación se ha deducido para definir la sobreelevación en un flujo subcrítico. En la literatura especializada se encuentra la siguiente ecuación:

$$\Delta y = \frac{\bar{U}^2}{g \cdot R_C} (R_{CE} - R_{CI}) \quad (1.27)$$

g - aceleración de la fuerza de gravedad, $9,81 \text{ m/s}^2$; R_{CE} - radio de curvatura en la orilla externa, m; R_{CI} - radio de curvatura de la orilla interna, m; R_C - radio de curvatura en el eje del cauce, m; Δy - diferencia de elevación entre las orillas cóncava y convexa, m; $\bar{U}$ - velocidad media del flujo, m/s.

Las corrientes transversales en las curvas de los ríos aparecen como resultado de la diferencia entre las velocidades del flujo en las capas superficiales y las capas del fondo. En este caso, cuando las fuerzas centrífugas de inercia predominan sobre las velocidades de las partículas superficiales, el flujo se acerca a la orilla cóncava y, como resultado, la superficie adquiere una pendiente transversal, de la orilla cóncava a la convexa.

En las capas de fondo la fuerza centrífuga no es considerable y, en consecuencia, las partículas de agua con la superficie inclinada transversalmente se mueven hacia la margen convexa. De esta manera, el flujo erosiona la margen cóncava y deposita en la orilla convexa. En consecuencia, en la orilla cóncava se forman fosas y en la convexa aparecen barras laterales (point bars).

En los casos en que la orilla derecha es cóncava, la fuerza de Coriolis se suma a la fuerza centrífuga y el valor resultante es:

$$F_{DC} = F_{1C} + F_{2C} = \frac{m\bar{U}^2}{R_C} + 2 \cdot m \cdot \omega \cdot \bar{U} \cdot \sin\varphi_{LAT} = \bar{U} \cdot m \cdot \varphi_{LAT} \left(\frac{\bar{U}}{R_C} + 2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi_{LAT} \right) \quad (1.28)$$

y en la dirección de la orilla izquierda cóncava la fuerza resultante es:

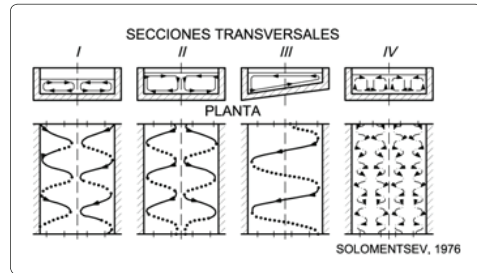
$$F_{IC} = F_{1C} - F_{2C} = \bar{U} \cdot m \left(\frac{\bar{U}}{R_C} - 2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi_{LAT} \right) \quad (1.29)$$

La coincidencia de las fuerzas de Coriolis y la centrífuga en las curvas de los ríos acelera la circulación e intensifica la erosión de las orillas.

d. Investigaciones de A. I. Losievski

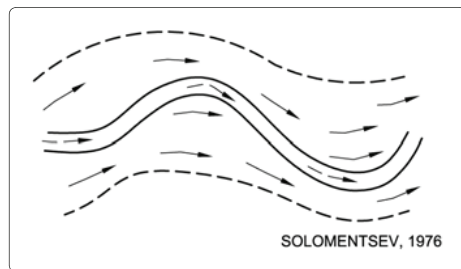
Las investigaciones de laboratorio de A. I. Losievski permitieron establecer en tramos rectos de ríos cuatro tipos de corrientes internas.

1. Corrientes divergentes a lo largo del fondo, desde el centro de la sección hacia las orillas, formando dos flujos helicoidales (figura 1.17). Este patrón de flujo es característico en cauces anchos y someros, con velocidades bajas y con una influencia mínima de las orillas sobre el flujo. En este caso se socava el centro del lecho y se agradan las orillas.
2. Corrientes convergentes a lo largo del fondo, desde las orillas hacia el centro de la sección, formando, también, dos flujos helicoidales (figura 1.17). Este patrón de flujo es típico en cauces profundos, con velocidades altas, en los cuales se presenta una socavación del lecho cerca de las orillas y cúmulos en el centro de la sección.
3. Corrientes con flujos helicoidales únicos, en los cuales los chorros profundos se dirigen desde la orilla más profunda hacia la más somera (figura 1.17). Este patrón de flujo se presenta sólo cuando el fondo posee una pendiente transversal y se encuentra bajo la acción asimétrica de las orillas.
4. Corrientes mixtas, compuestas de flujos de primer y segundo tipo, que actúan como transición hacia cualquiera de esos dos tipos. En estas corrientes aparecen dos acumulaciones de sedimentos debidas a la rotura en la simetría del flujo (figura 1.17).



▲ **Figura 1.17** Corrientes internas en la sección de un río. (Esquema de Losievski).

Este carácter de las corrientes circulares se observa en el cauce principal del río. Cuando se desborda el agua sobre las bancas, se crean dos flujos: uno inferior en el cauce principal y otro superior en las bancas que posee una dirección independiente (figura 1.18). La interacción de estos dos flujos es compleja y, aún, se encuentra poco estudiada.

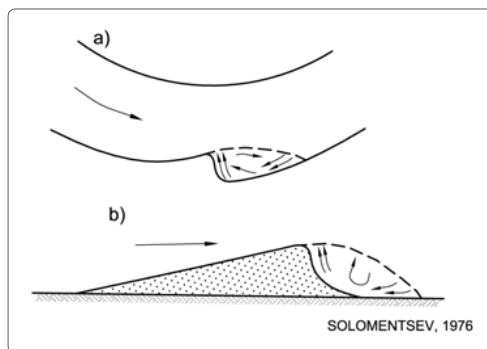


▲ **Figura 1.18** Dirección de flujo en el cauce principal y en las bancas.

e. Movimiento giratorio (circular) del agua en las corrientes naturales

En los cauces naturales también se observan movimientos circulares de las masas de agua que ocupan un sitio estable en la corriente. A este tipo de giros en los ríos pertenecen los vórtices y remolinos.

Un remolino es un movimiento circular con eje vertical en los sitios de cambios bruscos de la velocidad del flujo, aguas abajo de una protuberancia resis-



▲ **Figura 1.19** Formaciones particulares en un río; a) Remolinos en la orilla cóncava; b) Vórtice aguas abajo de una duna

te que origina una concavidad en planta (figura 1.19a). La formación del remolino se debe al remanso o sobre elevación del nivel por la protuberancia cerca de la concavidad y la posterior depresión de la superficie del agua después del remanso. Como resultado, las corrientes desviadas rodean la protuberancia y se dirigen hacia la depresión de la superficie del agua, retrocediendo en contraflujo y tratando de llenar el vacío en la depresión, originando un

movimiento giratorio permanente en el sentido horario en la orilla derecha y antihorario en la izquierda. Estos remolinos pueden causar erosiones, fallas de orillas, fosas en el lecho y socavaciones en el fondo, por desprendimiento y arrastre de sedimentos. Esto se debe al movimiento ascendente del flujo, compensado por el reflujo en la parte superior del remolino. Los remolinos aparecen, también, en las pilas y estribos de los puentes, en los muros direccionales, en los espolones, espigones y en las estructuras de captación.

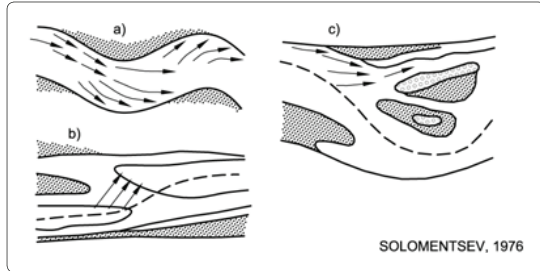
Debido a la existencia de velocidades diferentes en el flujo, aparecen microformas en el lecho. En el talud de aguas abajo de las dunas se crean vórtices de eje horizontal (figura 1.19b). Cuando este talud posee una curvatura fuerte, las líneas de corriente profundas se desprenden bruscamente de la cresta, abarcan el flujo de la parte más baja y aparece un movimiento circular estable. Así, se desarrolla una contracorriente en relación con el flujo principal.

Además de las corrientes circulares, en los ríos se observan otras particularidades:

1. Corrientes contraídas (figura 1.20a), que forman un ángulo con la línea de la orilla. Aparece en las curvas del río, en la orilla cóncava, donde al agua encuentra un obstáculo debido a la orilla convexa y se recuesta a ella.
2. Rápidas o raudales (figura 1.20b) formados por flujos transversales en las crestas o transiciones, dirigidos desde la fosa de aguas arriba hacia el final de la transición o inicio de la siguiente fosa. Se deben a la diferencia del nivel del agua a lo ancho del cauce. En verano, el nivel del agua sobre el final de la transición es inferior al nivel sobre la fosa de aguas arriba. Al bajar el nivel del agua aumenta la intensidad de las rápidas o raudales dado que, en este caso, el flujo de la fosa de aguas arriba se remansa en mayor grado con la cresta o sillar de la transición.
3. Flujos retardados (figura 1.20c) que aparecen a la entrada de diferentes brazos y se dirigen al brazo desde el flujo principal en el río. Durante crecientes son

más claros los flujos retardados, cuando las pendientes longitudinales y las velocidades en los brazos son mucho mayores que en el cauce principal.

4. Remolinos o corrientes circulares en planta que se pueden originar por un ensanchamiento brusco del cauce, por el contorno de protuberancias, por la unión de dos brazos o corrientes, etc. y se observan de manera permanente o temporal, por ejemplo, en crecientes.



▲ **Figura 1.20** Tipos esquemáticos de corrientes; a) Corrientes contraídas; b) Rápidas o raudales; c) Flujos retardados.

El carácter de las corrientes circulares es muy complejo y cambia con el tiempo y a lo largo del río. Los flujos transversales en las corrientes naturales influyen en la distribución de las barras y demás depósitos de sedimentos a lo ancho del cauce pero también pueden ser el resultado de la aparición de barras altas en el centro del cauce que dirigen el flujo hacia las orillas. Un caso particular de este fenómeno se observa en los abanicos aluviales, por medio de la avulsión, donde los depósitos de material grueso desalojan el agua del cauce, creando corrientes transversales que forman un nuevo cauce semiparalelo al anterior.

En las curvas de los ríos la fuerza centrífuga crea mayores profundidades a lo largo de la orilla cóncava y propicia la formación de barras en la margen convexa. En los análisis de navegabilidad y rectificación o corrección de ríos se han ideado diferentes métodos para crear corrientes transversales que permite dirigir a voluntad el transporte de los sedimentos en el cauce. Dentro de ellos los más conocidos son los paneles de Potapóv en su variedad de muros sumergidos cuyo concepto ha sido actualizado mediante una serie larga y completa de investigaciones especialmente en los Estados Unidos de Norteamérica, y que han sido aplicados de manera relativamente amplia en nuestro medio en los últimos años.

1.3 MOVIMIENTO DE LOS SEDIMENTOS EN LOS RÍOS

1.3.1 Características fundamentales de los sedimentos

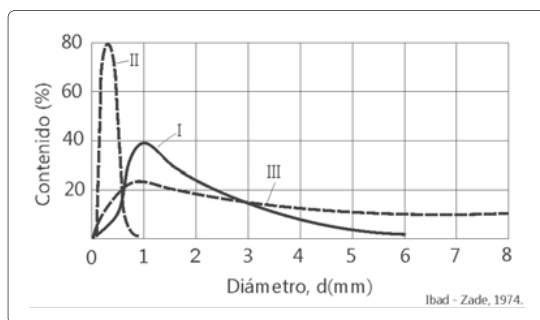
Como se sabe, todas las corrientes forman por sí mismas el cauce por el cual corren y, en el caso de los ríos aluviales, el flujo se mueve sobre una capa de sus propios depósitos. La zona de suministro de sólidos de los ríos es su propia cuenca. La parte fundamental de los sedimentos en el balance total es el producto de la descom-

posición, degradación, o meteorización superficial de las rocas y demás materiales ubicados en las laderas de la cuenca.

En las investigaciones de los procesos de deposición y transporte de los sedimentos que se mueven con el agua se deben estudiar las características del material que los componen. En algunas ocasiones son determinantes las propiedades de las partículas individuales y, en otras, las de un conjunto completo o mezcla, compuesta en la gran mayoría de los casos por materiales gradados o que poseen una granulometría uniforme, lo cual no es frecuente. Las propiedades fundamentales de los sedimentos son: a. el diámetro representativo de las partículas, b. el peso específico, c. la densidad, d. la forma de las partículas (que es función de la esfericidad relativa y de la curvatura relativa de las superficies irregulares) y e. la granulometría o contenido relativo de sólidos de diferentes dimensiones según el peso. Además, es importante señalar propiedades de los sedimentos tales como la porosidad, la dureza y la velocidad de caída vertical de las partículas individuales en agua quieta. Estas últimas propiedades, generalmente, dependen de las ya nombradas y se pueden utilizar como sustitutos o parámetros independientes.

Para un conjunto de sedimentos se toma la muestra y se define su granulometría, tal como se ilustra más adelante. Sin embargo, en hidráulica de ríos es muy frecuente representar a toda una mezcla de sedimentos mediante un sólo parámetro, considerado representativo del comportamiento de todo el conjunto. Por ejemplo, los sedimentos del lecho pueden ser expresados a través del d_{90} para representar su resistencia hidráulica. Por este motivo, es importante reconocer en qué momento se requieren los parámetros de una partícula individual y cuándo son relevantes las propiedades de una mezcla completa.

El diámetro mediano de las partículas y su composición granulométrica son sus propiedades fundamentales. La granulometría depende del origen de los sedimentos y de su composición mineralógica, del tipo de los suelos que constituyen las laderas, las orillas y el fondo del río y de las variaciones que ha sufrido en los períodos anteriores. En la determinación de la granulometría de los sedimen-



▲ **Figura 1.21** Curvas de distribución normal, para diferentes fracciones de los sedimentos.

tos, los resultados del tamizado de las partículas según el peso antes se representaban en coordenadas corrientes en función del número de tamices o de la dimensión del tamiz y a través de los puntos obtenidos se trazaba una recta suave (figura 1.21). Los gráficos acumulativos o curvas de masas en escalas aritméticas usadas

antiguamente son similares a las curvas del análisis granulométrico convencional actual en escala logarítmica (figura 1.22).

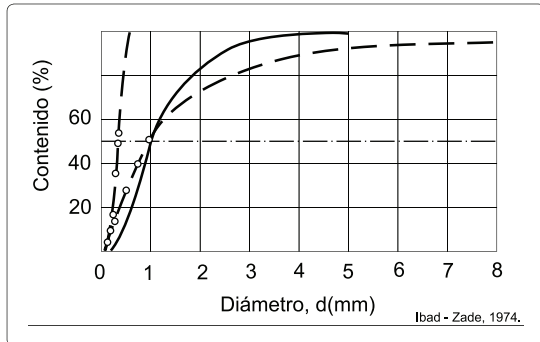
El diámetro mediano de las partículas se indica en las curvas acumulativas con escalas aritméticas (curvas de masas) como el correspondiente al contenido del 50% de los granos. Según este método, se obtiene una definición incorrecta de los sedimentos gruesos y desaparece completamente la distribución de los granos más pequeños (Ibad-Zade, 1974, 1989).

Es más cómodo llevar los resultados de los análisis granulométricos a gráficos en sistemas de coordenadas semilogarítmicas (figura 1.23). Estas curvas se caracterizan por su simetría cualitativa y dan, de manera

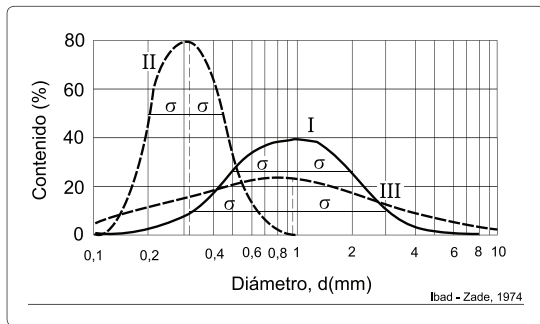
más detallada, las dimensiones geométricas medias que representan el grado de distribución de las partículas más pequeñas así como de las más grandes (inicio y final de la curva). Las curvas I, II y III de la figura 1.23 exhiben la misma forma simétrica (curva de Gauss), a pesar de que las tres corresponden a granulometrías muy diferentes, lo cual facilita los análisis granulométricos.

La deposición de sedimentos en condiciones naturales es un fenómeno aleatorio cuya observación, desde el punto de vista estadístico, da una ley de frecuencia de las dimensiones con una distribución dada, siguiendo la función fundamental de probabilidad hasta cuando se cambian las condiciones de sedimentación.

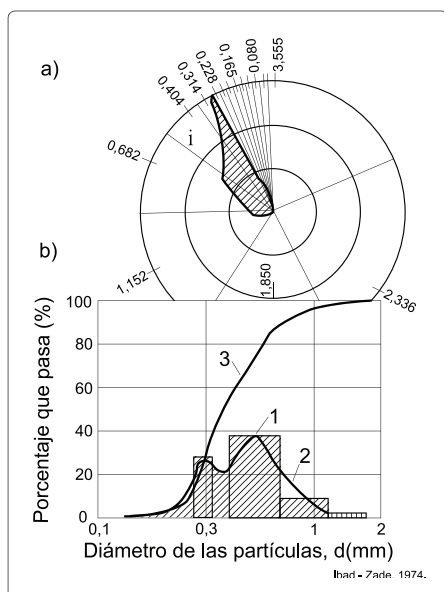
Con un material móvil en el fondo, la acumulación de sedimentos en diferentes puntos sucede también de forma diversa. De la misma manera varía la composición de los materiales que pasan de una zona a otra. Sin embargo, en un sector dado, las condiciones de deposición deben ser constantes, y la composición granulométrica de los sedimentos debe seguir una cierta ley de probabilidad o de frecuencias. Si en una muestra se tienen varias de estas zonas, se debe utilizar una relación entre sus probabilidades. Por ese motivo, la elaboración de los resultados de la granulometría de



▲ **Figura 1.22.** Curvas acumulativas del análisis mecánico para diferentes fracciones de los sedimentos.



▲ **Figura 1.23.** Curvas de análisis mecánico en coordenadas semilogarítmicas.



✦ **Figura 1.24.** Curvas granulométricas del contenido de los sedimentos. a) En coordenadas polares; b) En coordenadas cartesianas.

los sedimentos con métodos estadísticos permite determinar sus características reales y, además, facilita un estudio sistemático de laboratorio con la utilización de la teoría de probabilidades para determinar unos parámetros de dimensión y frecuencia típicos.

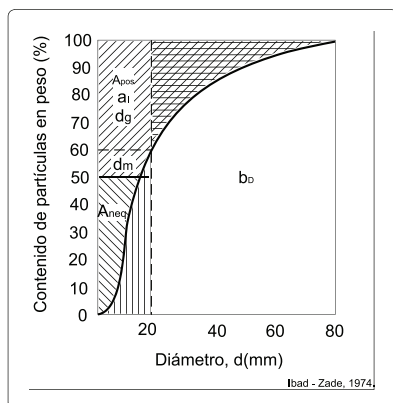
La ubicación de la curva está determinada por el valor del diámetro medio geométrico que corresponde a la abscisa del centro de gravedad del área limitada por ella. Algunas veces, la granulometría se presenta en coordenadas polares. Las áreas son directamente proporcionales a la composición porcentual de las partículas, correspondiente a los diferentes diámetros (figura 1.24).

Los sedimentos generalmente se componen de partículas de diferentes dimensiones y por eso es claro que la

característica más importante es su diámetro “d”.

La composición de los sedimentos se representa con las curvas del análisis granulométrico que sirven para determinar los siguientes parámetros, además de los que se explican más adelante:

- El coeficiente de tamaño de Schoklitsch (figura 1.25):



▲ **Figura 1.25.** Características de las partículas de los sedimentos.

$$K_{SC} = \frac{a_I}{b_D} \quad (1.30)$$

a_I - es el área de toda la zona ubicada a la izquierda de la curva granulométrica; b_D - es el área de toda la zona localizada a la derecha de la curva.

Si el coeficiente K es mayor a la unidad, se trata de una mezcla en la cual prevalecen las partículas grandes, y si es menor a la unidad, indica que en la granulometría son mayoritarias las partículas pequeñas (en términos relativos).

- El coeficiente de uniformidad de Kramer:

$$M_{UK} = \frac{A_{neg}}{A_{pos}} \quad (1.31)$$

A_{neg} - área de la zona achurada con líneas de pendiente negativa; A_{pos} - área de la zona achurada con líneas de pendiente positiva. ($M < 1$, para una uniformidad ideal; $M > 1$, para sedimentos gradados).

- El coeficiente de forma de Heywood:

$$K_{He} = \frac{V_p}{d^3} = \frac{\pi}{6} \quad (1.32)$$

V_p - es el volumen de las partículas; d - es el diámetro. Generalmente, K_{He} está entre 0,20 y 0,40 para partículas no esféricas.

Para partículas esféricas se tiene:

$$K_{He} = \frac{V_p}{d^3} = \frac{\pi}{6} = 0,52 \quad (1.33)$$

- La constante de superficie:

$$A_{OSUP} = \frac{A_{TP}}{d^2} \quad (1.34)$$

A_{TP} - área de la sección transversal mínima de la partícula. Para partículas esféricas:

$$A_{OSUP} = \pi/4 \quad (1.35)$$

El valor “ d ” se determina como el diámetro de una circunferencia cuya área es igual al área de la superficie horizontal de la partícula cuando ella reposa en su condición más estable.

Cuando se trata de partículas de diámetros mayores de 0,1 mm se recomienda determinar sus dimensiones por medio de análisis de tamizados, y para partículas más pequeñas, éste se calcula usando métodos fundamentados en la relación entre velocidad de caída en agua quieta y su diámetro (métodos gravimétricos, etc). Dado que las partículas reales no son esféricas, su diámetro depende del método de determinación. En el análisis con tamizados, generalmente se usan las siguientes definiciones:

1. *Diámetro de los orificios del tamiz* a través de los cuales pueden pasar las partículas de una determinada dimensión.
2. *Diámetro de las partículas de los sedimentos* es el diámetro de una esfera con el mismo peso específico y con la misma velocidad de caída de la partícula en cuestión.

3. *Diámetro equivalente* es el diámetro de una esfera cuyo volumen es igual al volumen de la partícula analizada.

El peso específico de los sedimentos es también una característica importante que se puede determinar de acuerdo con el peso y el volumen de las partículas. Los sedimentos reales tienen un peso específico, entre 2,1 y 2,8 t/m³ (peso de los sólidos). En la mayoría de los casos, se toma el valor medio igual a 2,65.

1.3.1.1 Tamaño de las partículas individuales

El diámetro de las partículas es una de las propiedades de los sedimentos y uno de los parámetros más importantes en todas las ecuaciones de movimiento. Junto con el peso específico y su densidad, el diámetro determina el peso bajo el agua y es un índice característico de su movilidad.

En realidad, los sedimentos no tienen un diámetro propiamente dicho debido a su forma irregular y, generalmente, se supone que la partícula tiene una forma aproximadamente esférica. Si las desviaciones de la forma esférica son significativas, no es posible definir el diámetro de la partícula con una dimensión simple sino que resulta necesario acudir a una descripción más completa, especialmente para los limos y las arcillas cuya forma se asemeja a una placa diminuta o a un palillo. Para eso, el U.S. Inter Agency Committee on Water Resources, subcommittee on Sedimentation (1957) dispone de las siguientes descripciones:

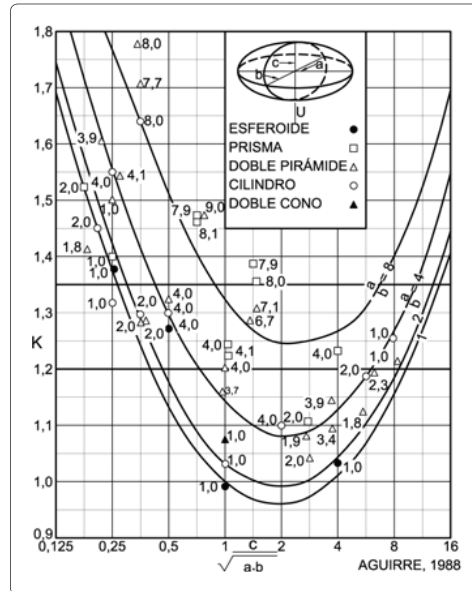
- a. *Diámetro de sedimentación o diámetro equivalente*: es el diámetro de una esfera que posee la misma densidad que la partícula real, la misma velocidad de caída, con el mismo líquido a la misma temperatura, pero no necesariamente el mismo volumen. Se utiliza para arcillas, limos y arenas finas. Si el diámetro no se acompaña con la descripción del aparato con el cual fue definido, su interpretación puede ser ambigua (Channon, 1971) (cuadro 1.5);
- b. *Diámetro nominal*: es el diámetro de una esfera del mismo volumen que la partícula real, independientemente de su densidad o velocidad de caída;
- c. *Diámetro de sedimentación estándar*: es el diámetro de una esfera con una gravedad específica de 2,65 con la misma velocidad de caída de la partícula real en agua quieta destilada y a una temperatura de 24° C, en un recipiente de altura infinita. Se usa para partículas grandes, de gravas en adelante;
- d. *Diámetro de tamiz*: corresponde al diámetro mínimo de los orificios de un tamiz por el cual pasa una determinada partícula. Se usa para arenas y gravas. Como se dijo, se prefiere el uso de tamices de orificios circulares. El diámetro del tamiz d_g es el diámetro geométrico definido por la relación: $d_g = (d_{Tsup} \cdot d_{Tinf})^{1/2}$ en la cual d_{Tsup} es el diámetro del tamiz por el cual pasa la partícula y d_{Tinf} es el diámetro del tamiz que retiene a la partícula;

- e. *Dimensiones triaxiales*: corresponden a las de un elipsoide triaxial, de la siguiente manera: 1. dimensión máxima “*a*” que corresponde a su longitud; 2. dimensión media “*b*” que corresponde a su ancho y 3. dimensión mínima “*c*” que representa a su altura, medidas a lo largo de tres ejes mutuamente perpendiculares. El diámetro correspondiente se puede expresar como la raíz cúbica del producto abc : $d = (abc)^{1/3}$ (figura 1.26).

Según Cano Gallego R. (2002), el diámetro de la esfera equivalente se puede calcular más exactamente con la ecuación: $d = 0,985(abc)^{1/3}$. Experimentalmente se ha encontrado que el eje menor “*c*” de la partícula es aproximadamente $0,65d$, por lo cual se obtiene: $d = 0,788(ab)^{1/2}$. Esta expresión permite calcular el diámetro equivalente para grandes bloques cuando sólo se pueden medir los dos ejes mayores. De los anteriores, los más comunes son el diámetro de tamiz y el diámetro de sedimentación. Este último diámetro tiene un significado físico importante porque está relacionado con la velocidad de caída de los sedimentos. Por su parte, el diámetro nominal se usa poco con fines descriptivos pero es útil al analizar la naturaleza de los depósitos de sedimentos.

El material aluvial de los ríos de llanura está compuesto de arenas y, en algunas ocasiones, de gravas pequeñas y medianas. En los tramos de montaña y de pie de monte, en la composición de los depósitos de fondo predominan la grava gruesa y los cantos, es decir, partículas desde 5 hasta 100 mm. Se encuentran también partículas de dimensiones considerables; de más de 100 mm. Al moverse las partículas del aluvión, poco a poco se van desgastando. Las dimensiones disminuyen y adquieren una superficie lisa y elaborada. Así, la forma de las partículas grandes y de las pequeñas será diferente.

El diámetro de la grava es, generalmente, cercano al de una esfera y las partículas de los cantos rodados tienen una forma un poco más alargada. En la composición de los depósitos de fondo en cantidades no muy grandes se encuentran, también, partículas muy pequeñas que se pueden clasificar como limos y arcillas de diámetros entre 0,1 y 0,01 mm y de 0,01 a 0,001 mm, correspondientemente e, incluso, fracciones cuyo diámetro es menor que 0,001 mm. Estas partículas constituyen la masa funda-



▲ **Figura 1.26** Elipsoide utilizado para representar esquemáticamente las dimensiones de una partícula.

Nombre	Rango de tamaños			Denominación del tamiz (aperturas por pulgada)	
	Milímetros	Micras	Pulgadas	Tyler	Estándar de los Estados Unidos
Bloques muy grandes		4,096 – 2,048	160 -80		
Bloques grandes		2,048 – 1,024	80 -40		
Bloques medios		1,024 - 512	40 -20		
Bloques pequeños		512 - 256	20 -10		
Cantos rodados grandes		256 - 128	10 -5		
Cantos rodados pequeños		128 - 64	5 -2,5		
Grava muy gruesa		64 - 32	2,5 -1,3		
Grava gruesa		32 - 16	1,3 -0,6		
Grava media		16 - 8	0,6 -0,3	2-1/2	
Grava fina		8 - 4	0,3 -0,16	5	5
Grava muy fina		4 - 2	0,16 -0,08	9	10
Arena muy gruesa	2-1	2,000 -1,000	2,000 – 1,000	16	18
Arena gruesa	1-1/2	1,000 -0,500	1,000 -500	32	35
Arena media	1/2 -1/4	0,500 -0,250	500 -250	60	60
Arena fina	1/4 - 1/8	0,250 -0,125	250 -125	115	120
Arena muy fina		0,125 -0,062	125 -62	250	230
Limo grueso	1/16 – 1/32	0,062 -0,031	62 -31		
Limo medio	1/32 – 1/64	0,031 -0,016	31 -16		
Limo fino	1/64 – 1/128	0,016 -0,008	16 -8		
Limo muy fino		0,008 -0,004	8 -4		
1/28 -1/256					
Arcilla gruesa	1/256 – 1/512	0,004 -0,0020	4 -2		
Arcilla media	1/512 – 1/1.024	0,0020 -0,0010	2 -1		
Arcilla fina	1/1.024 – 1/2.048	0,0010 -0,0005	1 -0,5		
Arcilla muy fina	1/2.048 – 1/4.096	0,0005 -0,00024	0,5 -0,24		

▲ **Cuadro 1.1** Diámetros estandarizados de los sedimentos de acuerdo con la escala de Wentworth, ampliada por el Subcommittee on Sediment Terminology de la American Geophysical Union.

mental de los sedimentos que en los ríos se transportan en suspensión. En el cuadro 1.1 se muestran los diámetros estandarizados de los diferentes tipos de partículas que componen los sedimentos de acuerdo con la escala de Wentworth, ampliada por el Subcommittee on Sediment Terminology, de la American Geophysical Union y que es la clasificación utilizada en hidráulica fluvial o mecánica de ríos. Al analizar el cuadro se nota que la nomenclatura y los diámetros correlativos son diferentes a los usados en mecánica de suelos y en geología, por lo cual se debe evitar mezclarlos o confundirlos. La escala de Wentworth ha organizado los tamaños de tal manera que se ajusten consecutivamente en una razón geométrica de dos y con un tamiz mínimo de 1/16 de mm, equivalente al límite entre limos y arenas. Por debajo de este límite se encuentran muy pocos sedimentos en el lecho de la mayoría de los ríos.

1.3.1.2 Forma de las partículas

En la práctica se tiene que ver con materiales naturales y, por eso, las partículas tienen una forma que difiere de una esfera. Las partículas pequeñas, especialmente aquellas

en suspensión, tienen una forma irregular. Las partículas grandes, particularmente las que se mueven en la zona de depósitos aluviales y han sido trabajadas por el río, exhiben una forma que se asemeja a una esfera o, por lo menos, a un elipsoide.

Las partículas de los materiales artificiales utilizados en los laboratorios, en general, tienen formas irregulares y lados angulares. Estas desviaciones ejercen una influencia en el peso de las partículas, como también en su resistencia al flujo, en la presión hidrodinámica, en la rugosidad del lecho, en la disposición de los materiales en el fondo, en su ángulo natural de reposo, etc. es decir, en los parámetros que influyen en el transporte de los sedimentos. Esta influencia es especialmente notable en las condiciones críticas del inicio del movimiento y se puede expresar con las correspondientes formas constantes.

Debido a lo complicado que es determinar estas formas constantes, en muchas teorías del movimiento de sedimentos éstas no se incluyen y, generalmente, se investigan junto con otra serie completa de influencias en los parámetros importantes de las ecuaciones. En ciertas ecuaciones se pueden encontrar los factores fundamentales de forma. Por ejemplo, el factor de forma de las partículas en la dirección del flujo determina la superficie sobre la cual actúan las fuerzas longitudinales de la corriente; el factor de forma de las partículas en la dirección vertical, determina la superficie en la cual actúan las fuerzas verticales; el factor de forma volumétrico define la masa sobre la cual actúan las fuerzas volumétricas, etc. Si se toman las partículas como un elipsoide triaxial con las dimensiones fundamentales, desde la máxima hasta la mínima a , b y c , correspondiente a las dimensiones de longitud, ancho y altura, (a -longitud máxima; b -longitud media; c -longitud mínima, medidas a lo largo de tres ejes mutuamente perpendiculares) y si se supone que lo más posible es que todas las partículas ruedan sobre el fondo, entonces estos factores de forma direccionados se pueden determinar, por ejemplo, así:

En la dirección horizontal el factor de forma es:

$$C_{FH} = 3 \sqrt{\frac{ac}{b^2}} \quad (1.36)$$

Factor de forma en la dirección vertical:

$$C_{FV} = 3 \sqrt{\frac{ab}{c^2}} \quad (1.37)$$

El factor de forma volumétrico es igual a 1,0 ya que, como se supone, la esfera equivalente tiene el mismo volumen que la partícula.

Todos estos valores se determinan como la media aritmética de una cantidad bastante grande de mediciones en diferentes partículas.

La forma de una partícula se puede representar con términos tales como *redondez*, *esfericidad* y *factor de forma*. La redondez es la relación entre el radio medio de curvatura de las aristas individuales de la partícula y el radio de la circunferencia circunscrita a la sección transversal de mayor área. Por otro lado, la esfericidad se representa como el área superficial de una esfera de volumen igual al de la partícula, dividida entre el área superficial de la misma (Wadell, 1934). Un método utilizado para determinar este parámetro es sumergir la partícula en parafina líquida, que se adhiere a la superficie con un espesor aproximadamente constante. Conociendo el peso de la parafina adherida a la partícula, el peso específico y su espesor, se calcula el volumen y, luego, el área exterior. Según Wadell, la esfericidad es la relación entre el diámetro de un círculo con un área igual a la proyección de la partícula cuando reposa sobre su cara mayor y el diámetro del círculo menor que circunscribe esta proyección.

En la práctica, estos parámetros son de difícil determinación. Una partícula hexaédrica, por ejemplo, puede tener una esfericidad alta y una redondez pequeña. El factor de forma fue sugerido por McNown y Malaika (1950) y corresponde a la relación:

$$F.F = \frac{c}{\sqrt{ab}} \quad (1.38)$$

En este caso también se tiene que: a-longitud máxima; b-longitud media; c-longitud mínima, medidas a lo largo de tres ejes mutuamente perpendiculares. Este factor es el más sencillo y, por lo tanto, el más común. Para una esfera el factor de forma es igual a 1,0. Las partículas de cuarzo naturales tienen un factor de forma promedio de 0,7. Este factor se utiliza en los análisis de la velocidad de caída. Se ha encontrado que la velocidad de caída de una partícula se puede expresar en términos del diámetro nominal, del factor de forma y del número de Reynolds.

El subcomité de sedimentación del Inter-Agency Committee on Water Resources (1957) recomienda el uso del factor de forma tal como se expresa en la relación 1.38.

Además del anterior, se ha propuesto (Heywood, 1938) un factor de forma o coeficiente volumétrico k_H como aquel volumen $k_H d_H^3$, donde d_H es el diámetro de un círculo con área igual al área proyectada de la partícula en su posición más estable, es decir, cuyo centro de gravedad posee la mínima altura respecto al plano de apoyo. En realidad Heywood sugiere utilizar un diámetro igual al diámetro de un círculo que tiene un área igual al área proyectada de la partícula. En este caso el factor de forma k_H es igual a la relación entre el volumen real de la partícula y el volumen calculado como d_H^3 . Para la mayoría de las partículas minerales este factor varía entre 0,20 y 0,25.

En el siguiente cuadro se presentan los valores de la esfericidad (ψ) y del factor de forma de Heywood k_H .

FORMA DE LA PARTÍCULA	ESFERICIDAD ψ	FACTOR DE FORMA DE HEYWOOD
Esferas	1,000	0,52
Cubo octaedro	0,906	0,58
Octaedro	0,846	0,41
Cubo	0,806	0,68
Tetraedro	0,670	0,29

La influencia de la forma de las partículas en el inicio del movimiento y en el mismo movimiento de los sedimentos no se ha podido determinar con la necesaria exactitud tanto teórica como experimental hasta el momento. De acuerdo con los datos de Schoklitsch, para las partículas planas se necesita un 70% adicional de fuerza crítica respecto a la requerida por las partículas redondeadas. Las investigaciones de Meyer-Peter establecieron la influencia de la forma de las partículas, incluso para materiales bastante pequeños. Shields obtuvo valores grandes de la fuerza crítica de sustentación para materiales angulares, mientras que en el mismo movimiento no se obtuvo ninguna influencia clara ocasionada por la forma. Sin embargo, en el movimiento de los sólidos juega un papel importantísimo la velocidad de caída de estas partículas en agua quieta.

1.3.1.3 Densidad, peso específico y gravedad específica de los sedimentos

La caracterización de los sedimentos por su peso y masa se efectúa en relación con su volumen y, al respecto, es importante señalar que existen tres conceptos diferentes pero complementarios, a saber:

- Densidad
- Peso específico o peso unitario
- Gravedad específica o peso específico relativo

La densidad es igual a la masa de un material por unidad de volumen. Se diferencian las siguientes densidades:

Densidad del material en estado natural ρ_0 : es la densidad de los sólidos con un contenido de agua tal como se encuentra en las laderas de la cuenca, el cual, generalmente, es intermedio entre un estado completamente seco y uno completamente saturado. Es la masa total del suelo respecto a su volumen total:

$$\rho_0 = \frac{m_T}{V_T} = \frac{m_s + m_w}{V_s + V_v} \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right] \quad (1.39)$$

ρ_0 - densidad de los sedimentos en estado natural; m_T - masa total de los sedimentos; m_s - masa de los sólidos de un suelo; m_w - masa del agua contenida en un suelo;

V_T - volumen total de un suelo; V_s - volumen de los sólidos de un suelo; V_v - volumen de los vacíos de un suelo.

Densidad del material en estado seco ρ_d : es la densidad del sedimento con un contenido de agua nulo. Se trata de la masa del esqueleto (de los sólidos) respecto al volumen total:

$$\rho_d = \frac{m_s}{V_T} = \frac{m_s}{V_s + V_v} \left[\frac{kg}{m^3} \right] \quad (1.40)$$

Densidad del material en estado saturado ρ_{sat} : es la densidad del sedimento con el máximo contenido de agua. Es la masa total del suelo respecto a su volumen total. Se toma el volumen de vacíos igual al volumen de agua:

$$\rho_{sat} = \frac{m_T}{V_T} = \frac{m_s + m_w}{V_s + V_w} \left[\frac{kg}{m^3} \right] \quad (1.41)$$

V_w - volumen del agua contenida en un suelo.

Densidad del material en estado sumergido ρ' : es la densidad del sedimento que soporta la resultante de la presión hidrostática, es decir, de la presión de Arquímedes. Es la densidad del sedimento (como se encuentre) menos la densidad del agua:

$$\rho' = \rho_0 - \rho \left[\frac{kg}{m^3} \right] \quad (1.42)$$

ρ - es la densidad del agua.

Densidad de los sólidos ρ_s : Es la densidad de las partículas sólidas que forman un sedimento. Se trata de la masa de los sólidos respecto al volumen de los sólidos:

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \left[\frac{kg}{m^3} \right] \quad (1.43)$$

El peso específico de un material es igual a su peso por unidad de volumen. Se diferencian los siguientes pesos específicos o pesos unitarios:

Peso específico del material en estado natural γ_0 : es el peso específico del sedimento con un contenido de agua tal como se encuentra en las laderas de la cuenca el cual, generalmente, es intermedio entre un estado completamente seco y uno completamente saturado. Es el peso total del suelo respecto a su volumen total:

$$\gamma_0 = \frac{W_T}{V_T} = \frac{W_s + W_w}{V_s + V_v} \left[\frac{kN}{m^3} \right] \quad (1.44)$$

W_T - peso total de los sedimentos; W_s - peso de los sólidos de un suelo; W_w - peso del agua contenida en un suelo; V_T - volumen total de un suelo; V_s - volumen de los sólidos de un suelo; V_v - volumen de los vacíos de un suelo.

Peso específico del material en estado seco γ_d : es el peso específico del sedimento con un contenido de agua nulo. Se trata del peso del esqueleto (los sólidos) respecto al volumen total. También se denomina como peso aparente y es el valor utilizado para convertir peso en volumen de los sedimentos, o al contrario:

$$\gamma_d = \frac{W_s}{V_T} = \frac{W_s}{V_s + V_v} \left[\frac{kN}{m^3} \right] \quad (1.45)$$

Peso específico del material en estado saturado: es el peso específico del sedimento con el máximo contenido de agua. Es el peso total del suelo respecto a su volumen total. Se toma el volumen de vacíos igual al volumen de agua:

$$\gamma_{sat} = \frac{W_T}{V_T} = \frac{W_s + W_w}{V_s + V_w} \left[\frac{kN}{m^3} \right] \quad (1.46)$$

V_w - volumen del agua contenida en un suelo.

Peso específico del material en estado sumergido γ' : es el peso específico del sedimento que soporta la resultante de la presión hidrostática, es decir, de la presión de Arquímedes. Es el peso específico del suelo (como se encuentre) menos el peso específico del agua:

$$\gamma' = \gamma - \gamma_0 \left[\frac{kN}{m^3} \right] \quad (1.47)$$

γ - es el peso específico del agua.

Peso específico de los sólidos γ_s : es el peso específico de las partículas sólidas que forman un sedimento. Se trata del peso de los sólidos respecto al volumen de los sólidos:

$$\gamma_s = \frac{W_s}{V_s} \left[\frac{kN}{m^3} \right] \quad (1.48)$$

La gravedad específica se denomina también densidad relativa o peso específico relativo, es la densidad de un suelo respecto a la densidad del agua, es decir, se trata del peso específico de un suelo respecto al peso específico del agua y, por lo tanto, es adimensional.

Si se expresa como densidad relativa, su expresión es:

$$S_{0R} = \frac{\rho_s}{\rho} \quad (1.49)$$

Si se expresa como peso específico relativo, su expresión es:

$$S_{SR} = \frac{\gamma_s}{\gamma} \quad (1.50)$$

La gravedad específica se puede aplicar para todos los sedimentos, es decir, en estado natural, secos, saturados, sumergidos y para los sólidos. Para efectuar las conversiones correspondientes, se aplica la relación: $\gamma = \rho \cdot g$

Para mezclas naturales de arenas, gravas y cantos no se ha encontrado mucha diferencia en sus pesos específicos, los cuales varían entre 2,5 y 2,8 t/m³. Lo usual es utilizar un valor igual a 2,65 t/m³. Tal como se explicó, valores diferentes a éste se encuentran solamente en modelos de laboratorio, cuando se utiliza un material menos pesado, por ejemplo antracitas, incluso material plástico, carbón, etc. En las teorías del transporte de sedimentos, el peso específico de los materiales generalmente se toma como el peso específico del material sumergido, es decir:

$$\gamma' = \gamma_s - \gamma \quad \left[\frac{kN}{m^3} \right] \quad (1.51)$$

Sin embargo, se debe anotar que cuando se trata de hacer la conversión de peso de los sedimentos a volumen o de volumen a peso, se utiliza el peso específico del material en estado seco (peso aparente):

$$\gamma_d = \frac{W_s}{V_T} = \frac{W_s}{V_s + V_v} \quad \left[\frac{kN}{m^3} \right] \quad (1.52)$$

cuyo valor varía generalmente entre 1,2 y 1,7 t/m³, siendo el más frecuente un valor de 1,6 t/m³.

1.3.1.4 Granulometría de los sedimentos

El material de los sedimentos en condiciones naturales nunca se encuentra en forma uniforme. Está compuesto de partículas de diferentes diámetros y forma una mezcla que se puede representar con una curva diferencial de granulometría o una curva integral. Ambas curvas determinan su contenido porcentual en peso de las fracciones de diferentes dimensiones dentro de la mezcla. Si para un material uniforme en la ecuación de movimiento de los sedimentos entra el diámetro de las partículas, para la mezcla del material aparece el problema de su caracterización en cuanto a sus dimensiones. Como característico, se ha tomado el diámetro efectivo, es decir, el diámetro de un suelo uniforme que para las mismas condiciones hidráulicas respon-

de con el mismo tipo de movimiento que con la mezcla que se tiene. Este método fue utilizado por una serie de investigadores. Algunos autores recomiendan utilizar como diámetro efectivo el d_{50} . Einstein (1942), por ejemplo, indica que este valor varía entre d_{35} y d_{45} y recomienda usar el valor d_{40} . Una serie de investigadores utiliza un valor que se llama diámetro medio de la mezcla o diámetro medio ponderado d_{mp} :

$$d_{mp} = \frac{\sum p_i \cdot d_i}{100} \quad (1.53)$$

p_i - contenido de las fracciones de diámetro; d_i - expresado en partes de la unidad.

Este diámetro se puede determinar calculando el área bajo la curva granulométrica. Obviamente que el valor determinado así no es único y no expresa la forma de la curva. Sin embargo, esta simplificación basada en la suposición de que las granulometrías de las mezclas de los sedimentos en la naturaleza son bastante semejantes resultó insuficiente en las investigaciones del problema teórico del movimiento de los sedimentos de fondo. Los investigadores empiezan a introducir nuevos parámetros que deben caracterizar en forma mucho mejor la granulometría de la composición de estos sedimentos. En el siglo pasado se introdujo el concepto de módulo de uniformidad del material (Kramer, 1932) que caracteriza la relación entre las partículas grandes y las pequeñas dentro de la mezcla (figura 1.25). Como se expuso anteriormente, Schoklitsch propone otro método que caracteriza la granulometría por medio de un número.

Una serie de investigadores propone, además del diámetro efectivo para representar la composición granulométrica de los sedimentos, otro valor: el d_{90} o el diámetro máximo que es definitivo para caracterizar la rugosidad. Con mucha frecuencia, la curva granulométrica se divide en un determinado número de fracciones y considera el movimiento general de los sedimentos.

Cuando se utilice el *diámetro medio* en calidad de diámetro efectivo, es importante diferenciar las cinco versiones que existen de este concepto y que arrojan resultados diferentes, a saber:

- Media aritmética
- Media ponderada
- Media geométrica
- Mediana o diámetro mediano
- Moda

La media aritmética o diámetro medio aritmético se determina como el promedio simple de los diámetros de las fracciones en que normalmente se divide una muestra:

$$d_m = \frac{\sum d_i}{n} \quad (1.54)$$

d_i - es cada uno de los diámetros de las fracciones (intervalos de clase) en que usualmente se divide una granulometría; n - es el número de fracciones que componen la granulometría de una mezcla.

La media ponderada o diámetro medio ponderado considera la importancia o “peso específico” de cada una de las fracciones, de tal manera que influyen más en el promedio aquellas partículas que se presentan con mayor frecuencia o en mayor cantidad dentro de una granulometría considerada. Su valor se calcula con la expresión:

$$d_{mp} = \sum d_i \cdot f(d_i) \quad (1.55)$$

$f(d_i)$ - es la frecuencia con que se presenta cada fracción de diámetro d_i

También se puede calcular como:

$$d_{mp} = \sum_{i=1}^n d_i p_i / \sum_{i=1}^n p_i \quad (1.56)$$

p_i - porcentaje que pasa en cada una de las fracciones de diámetro d_i .

La media geométrica o diámetro medio geométrico se define como:

$$d_{mg} = (d_{15,9} \cdot d_{84,1})^{1/2} \quad (1.57)$$

$d_{15,9}$ - es el diámetro, respecto al cual el 15,9%, en peso, de los sedimentos es menor;

$d_{84,1}$ - es el diámetro, respecto al cual el 84,1%, en peso, de los sedimentos es menor.

La mediana o diámetro mediano es el diámetro respecto al cual el 50%, en peso, de los sedimentos es menor, es decir: d_{50} .

La moda es el diámetro correspondiente a la máxima ordenada de la curva que representa la función de densidad o curva de distribución de frecuencias. Cuando la distribución de los sedimentos es normal, todos los valores anteriores son iguales, excepto la media aritmética. En la práctica esta media no tiene aplicación y no se utiliza como parámetro de caracterización de una muestra.

El diámetro mediano corresponde al centro del área de la curva de distribución de frecuencias y el diámetro medio es el centro de gravedad de esta área. Si la curva es simétrica los diámetros medio y mediano coinciden.

Los valores más utilizados en la práctica son el diámetro medio ponderado y el diámetro mediano. El primero se usa profusamente en los países de la antigua Unión Soviética y demás países de Europa Oriental y el segundo es muy común en Europa Occidental y en los Estados Unidos de Norteamérica.

Los tamaños d_i de cada una de las fracciones están relacionados realmente con el diámetro medio de los diferentes tamices empleados para realizar el análisis granulométrico, desde arenas muy finas hasta los mayores tamaños.

Además del diámetro medio, se utilizan los siguientes parámetros para caracterizar la granulometría de los sedimentos: la varianza, la desviación estándar,

la desviación estándar geométrica y el coeficiente de gradación (coeficiente de uniformidad).

La varianza se determina de la siguiente manera:

$$\sigma^2 = \sum (X_i - \bar{X})^2 f(X_i) \Delta X_i \quad (1.58)$$

X_i - es cada uno de los valores de una serie; $\bar{X}$ - es el valor medio de una serie de datos; ΔX_i - es el incremento de una serie de datos.

La desviación estándar σ es la raíz cuadrada de la varianza.

En general, se puede decir que la composición granulométrica influye considerablemente en el transporte de los sedimentos de diferentes formas: en la movilidad de la mezcla como una masa única, en la rugosidad del fondo formado por rizos, dunas y antidunas, en la ubicación de las partículas en el lecho, en el movimiento de los sedimentos de fondo, etc.

Es grande e importante también la influencia de la composición granulométrica en el inicio del movimiento de partículas individuales dentro de la mezcla. Los resultados de un gran número de investigaciones comprobaron que el inicio del movimiento de las partículas del material gradado de fondo en una mezcla real aparece con otras fuerzas críticas completamente diferentes a las de un material uniforme.

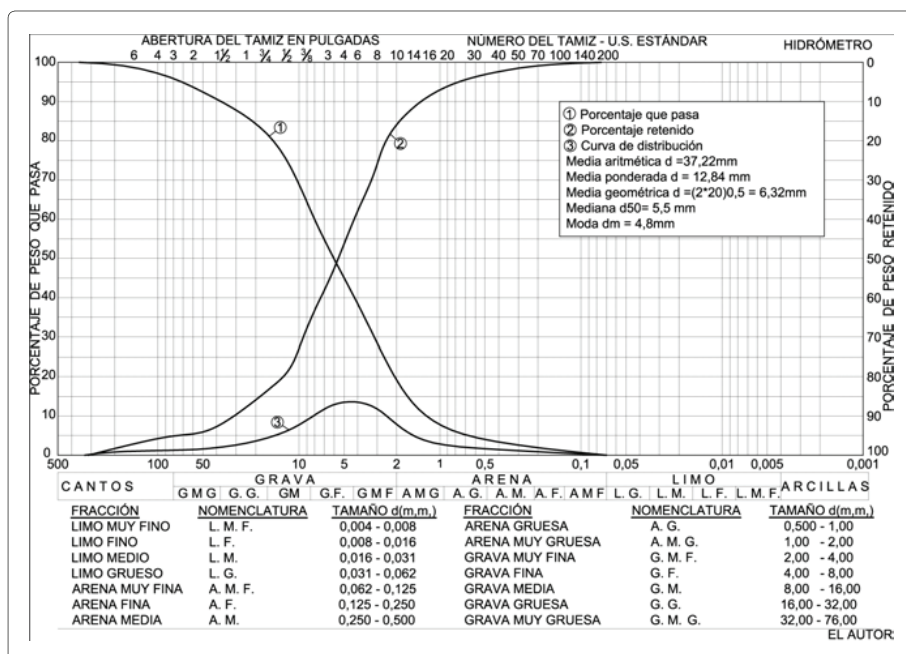
Como ejemplo de aplicación, en el cuadro 1.2 se muestran los resultados de laboratorio del tamizado de una muestra de sedimentos de 6.500 gramos de peso y en la figura 1.27 aparecen las curvas granulométricas del porcentaje que pasa, del porcentaje retenido y la curva de distribución lo cual corresponde a tres maneras diferentes de representar la granulometría. Finalmente, el cuadro 1.3 contiene los resultados detallados del análisis granulométrico incluyendo los diámetros representativos, los diámetros medios, los coeficientes de uniformidad y los parámetros estadísticos.

1.3.1.5 Cohesión del material

Como se entiende, la cohesión ejerce una gran influencia en la velocidad de umbral o inicio del movimiento de las partículas finas y el transporte del material y ésta depende de la composición granulométrica y de las propiedades químicas del suelo. La presencia de partículas arcillosas crea fuerzas de atracción eléctrica y, posiblemente, algo de fricción interna que actúan como un “pegante” entre los materiales y aumenta la resistencia de éstos: ésta es la cohesión.

1.3.1.6 Ángulo de reposo del material

Éste es un factor relevante en la teoría del movimiento y transporte de los sedimentos. El material grueso se compone de partículas de una dimensión determinada y



▲ **Figura 1.27** Curvas granulométricas de la muestra de sedimentos consignada en el cuadro 1.2.

el ángulo de reposo ϕ es suficientemente grande y, por eso, la fuerza necesaria para voltear las partículas es mayor que para el material más fino. El ángulo de reposo depende de la forma de las partículas y de su ubicación instantánea en el lecho. En una superficie plana, este valor aumenta con la angulosidad de la partícula.

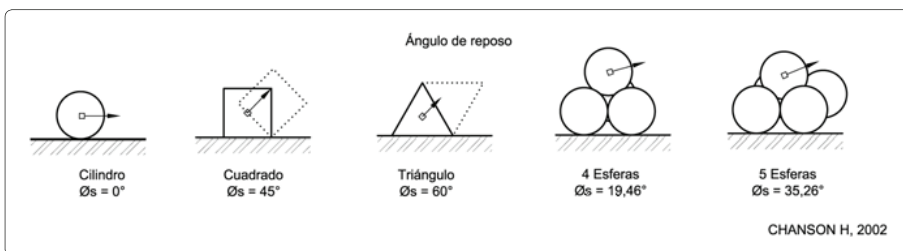
Las mediciones de los diámetros de partículas dentro de una mezcla gradada muestran que el valor de ϕ se debe diferenciar, en principio, de los valores para esas mismas partículas dentro de un material uniforme. Esta situación es una de las causas de la variación de la fuerza crítica de sustentación para los sedimentos de un diámetro dado dentro de una mezcla. Si se considera la estabilidad de una partícula individual en un plano horizontal, la condición de umbral de movimiento se alcanza cuando el centro de gravedad de la partícula se encuentra exactamente sobre el punto de contacto de la partícula con la superficie. El ángulo crítico con el cual se inicia el movimiento se denomina ángulo de reposo crítico ϕ_s (Hubert Chanson, 1999). En la figura 1.28 se muestran diferentes ejemplos de partículas con sus correspondientes ángulos de reposo. Para sedimentos granulares este valor varía generalmente entre 26° y 42° . Las arenas exhiben valores entre 26° y 34° . Se ha recomendado (Van Rijn, 1993) tomar valores más conservadores en el diseño de canales estables (cuadro 1.4). La figura 1.29 muestra ángulos de reposo propuestos anteriormente (Lane 1953).

Diámetros	Tamices	Masa Retenida	Porcentaje Retenido %	Porcentaje Pasa %	Diámetros Fracciones	%Pasa Fracciones	% Retenido	Diámetro Fracciones Menores	% Pasa Fracciones Mayores	Diámetro Fracciones Mayores
pulgadas	Milímetros	Masa (g)	% Retenido	% Pasa	Dfi	Pi	Pfi	dfmen	Pfg	Dfmay
	304,8	0,00	0,00	100,00	279,40	99,85	0,50	17,55	0,50	279,40
10	254	19,50	0,30	99,70	228,60	99,35	0,70	16,24	1,20	249,77
8	203,2	45,50	0,70	99,00	177,80	98,65	0,85	14,73	2,05	219,93
6	152,4	45,50	0,70	98,30	127,00	97,8	1,15	13,31	3,20	186,53
4	101,6	65,00	1,00	97,30	88,90	96,65	1,65	11,96	4,85	153,32
3	76,2	84,50	1,30	96,00	63,50	95	2,20	10,62	7,05	125,29
2	50,8	130,00	2,00	94,00	44,45	92,8	2,75	9,37	9,80	102,60
1 1/2	38,1	156,00	2,40	91,60	31,75	90,05	3,85	8,30	13,65	82,62
1	25,4	201,50	3,10	88,50	22,23	86,2	5,50	7,25	19,15	65,27
3/4	19,05	299,00	4,60	83,90	15,88	80,7	7,55	6,23		
1/2	12,7	416,00	6,40	77,50	11,11	73,15	10,35	5,23		
3/8	9,525	565,50	8,70	68,80	8,21	62,8	12,60	4,27		
N3	6,9	780,00	12,00	56,80	5,83	50,2	12,65	3,28		
N4	4,76	858,00	13,20	43,60	4,06	37,55	10,35	2,41		
N6	3,36	786,50	12,10	31,50	2,87	27,2	7,55	1,79		
N8	2,38	559,00	8,60	22,90	2,19	19,65	5,50	1,37		
N10	2	422,50	6,50	16,40	1,72	14,15	3,85	1,06		
N14	1,44	292,50	4,50	11,90	1,32	10,3	2,75	0,81		
N16	1,19	208,00	3,20	8,70	1,02	7,55	2,20	0,62		
N20	0,84	149,50	2,30	6,40	0,72	5,35	1,70	0,46		
N30	0,59	136,50	2,10	4,30	0,51	3,65	1,20	0,34		
N40	0,425	84,50	1,30	3,00	0,36	2,45	0,95	0,26		
N50	0,297	71,50	1,10	1,90	0,25	1,5	0,75	0,20		
N70	0,21	52,00	0,80	1,10	0,18	0,75	0,45	0,15		
N100	0,149	45,50	0,70	0,40	0,13	0,3	0,15	0,11		
N140	0,105	13,00	0,20	0,20	0,09	0,15	0,15	0,09		
N200	0,074	0,00	0,10	0,10						

▲ **Cuadro 1.2** Análisis granulométrico de una muestra de 6.500 gramos de peso de material de lecho.

Diámetros Representativos (mm)		
$d_5 = 0,67$	$d_{35} = 3,76$	$d_{75} = 12,2$
$d_{10} = 1,28$	$d_{50} = 5,8$	$d_{84,1} = 19,8$
$d_{15} = 1,86$	$d_{60} = 7,68$	$d_{90} = 31,6$
$d_{30} = 3,19$	$d_{65} = 8,82$	$d_{95} = 63,5$
Coeficientes de Uniformidad		
$d_{95}/d_5 = 94,7$	$d_{95}/d_m = 3,62$	$(d_{95}/d_{75})^{0,5} = 2,28$
$d_{90}/d_{10} = 24,6$	$d_m/d_{max} = 6,2634$	$(d_{90}/d_{10})^{0,5} = 4,96$
Coeficientes de Gradación		
$G = 3,26$	$C_u = 3,26$	
Diámetros Medios		
Media Aritmética = 37,22	Media Geométrica = 6,32	
Media Ponderada = 12,84	Mediana = 5,5	Moda = 4,8
Parámetros Estadísticos		
Desviación Estándar	Desviación Geométrica	Varianza
$\sigma = 35,9$	$\sigma = 3,26$	$\sigma^2 = 1.289,4$

▲ **Cuadro 1.3** Resultados detallados del análisis granulométrico de la muestra de rendimiento reportado en el cuadro 1.2



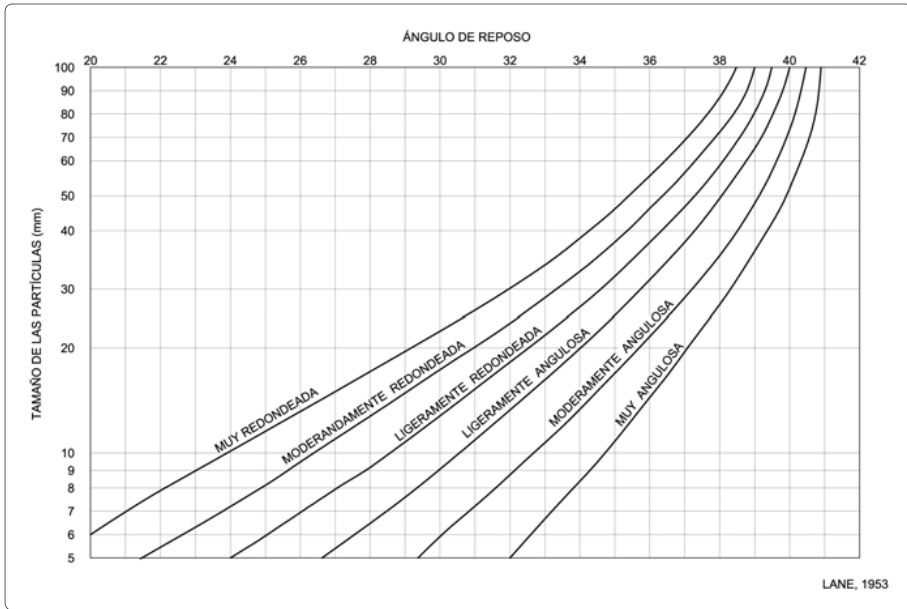
▲ **Figura 1.28** Ángulos de reposo de diferentes partículas.

d	ϕ_s Partículas redondas (grados)	ϕ_s Partículas angulares (grados)	Comentarios
(1)	(2)	(3)	(4)
< 1	30	35	
5	32	37	
10	35	40	Grava
50	37	42	Grava
> 100	40	45	Grava
			Por ejemplo, guijarros, cantos rodados

▲ **Cuadro 1.4** Valores del ángulo de reposo de diferentes partículas silíceas según Van Rijn (1993).

1.3.1.7 Clasificación geométrica de los sedimentos

Al examinar las bases geométricas de los sedimentos se considera la clasificación de Gonchárov (1938) que se presenta más adelante (Ibad Zade, 1974, 1989).



▲ **Figura 1.29** Ángulos de reposo de materiales granulares, según Lane (1953).

En la gradación de un suelo uniforme se obtienen partículas de diferente forma, molde y dimensiones, desde cierto diámetro máximo hasta uno mínimo. En las investigaciones hidráulicas, un suelo granular con partículas de diferentes dimensiones y formas se reemplaza conceptualmente por un suelo absolutamente uniforme. Este suelo se compone de partículas esféricas idénticas, cuyo diámetro se toma igual a la semisuma de las dimensiones extremas de la gradación del suelo. Para las partículas esféricas uniformes de estas dimensiones se determina su superficie y su volumen. Como resultado del cambio del suelo gradado por uno uniforme ideal compuesto de partículas esféricas, los cálculos se simplifican considerablemente, pero en algunos casos aparecen errores bastante grandes al definir el comportamiento de los sedimentos mediante esta esquematización tan alejada de la realidad. Para evaluar las posibilidades de error y con el fin de hacer más exacta la solución de algunos problemas, en el campo de la hidráulica de los sedimentos se deben conocer las relaciones de las características fundamentales geométricas de las partículas de los sedimentos uniformes naturales y las características de las partículas esféricas de suelos idealmente uniformes (Ibad-Zade, 1989).

La relación entre las dimensiones fundamentales de las partículas de un suelo uniforme granular y las partículas esféricas de un suelo ideal uniforme depende de los medios técnicos utilizados y de las formas de realizar la gradación. Como se dijo, para el tamizado y la gradación de partículas arenosas y aún más gruesas

se utilizan mallas con orificios cuadrados metálicos o redondos labrados en una lámina metálica. Para fracciones desde arena fina hasta limos se aplican métodos mecánicos, pero los más usados son los métodos hidráulicos. Para partículas arcillosas y menores son comunes solamente métodos hidráulicos de medición, por medio de decantación de partículas en agua quieta (gravimetría). En estos casos se usan tubos de acumulación visual, pipetas, tubos de extracción por el fondo o hidrómetros (Wulf Klohn, 1970). En el cuadro 1.5 se ilustran los métodos utilizados para determinar la granulometría de los sedimentos con diferentes tamaños. En lo que sigue, se considerarán sólo los aspectos de la clasificación de suelos granulares, desde arena muy fina en adelante.

Cuando se utilizan tamices formados por cuerdas metálicas o de otro material se obtienen resultados menos confiables; los orificios de estos tamices generalmente tienen dimensiones diferentes, lo mismo que su forma, ya que los cuadrados se deforman en función de la rigidez de las mallas, lo mismo que en función de las condiciones y del tiempo de operación con ellas. A través de los orificios con determinadas dimensiones medias del cuadrado, incluso sin deformaciones, a través de ellas suelen pasar partículas cuyo diámetro es mayor que el ancho del cuadrado, ya que lo pueden hacer transversalmente. Además, independientemente del tipo de tamiz, ya sea de vibración u otro, a través de los orificios y bajo la acción de esfuerzos dinámicos del peso de la misma partícula y de las que están al lado, ingresan granos mucho mayores que el diámetro transversal de los orificios cuadrados, los cuales, al penetrar, dejan deformaciones de tipo residual o deformaciones plásticas. Por eso es que las dimensiones reales de las partículas que quedan después del paso por ta-

Método de análisis	Rango aconsejable de partículas mm	Rango deseable de concentraciones Mg/l	Rango de cantidad óptima de sedimentos gramos
Tamices	0,062 – 32	-----	0,05
Tubo de acumulación visual	0,062 – 0,2	-----	0,05 -15,0
Pipeta	0,002 – 0,062	2.000 – 5.000	1,0 – 5,0
Tubo de extracción por el fondo	0,002 – 0,062	1.000 – 3.500	0,5 – 1,8
Hidrómetro	0,002 – 0,062	25.000 – 50.000	20 - 200

▲ **Cuadro 1.5** Métodos utilizados para determinar la granulometría de los sedimentos con diferentes tamaños.

mices de este tipo generalmente se encuentran en discordancia con las dimensiones de los orificios del tamiz.

Bachkov (1931), en una serie de tamices estableció los siguientes diámetros:

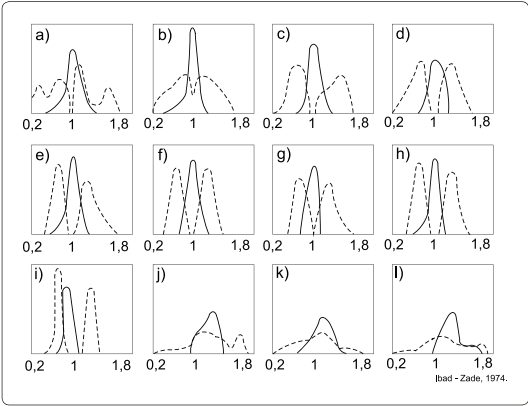
- Un diámetro teórico de las partículas para cada fracción, igual a la semisuma de las dimensiones de los orificios de dos tamices a través de los cuales pasó esa fracción dada.
- Un diámetro real medio de las partículas, calculado de acuerdo con el número de partículas que ocupan un volumen determinado.

Para las partículas más pequeñas que se hicieron pasar a través de tamices de cuerdas, el diámetro real fue mayor que el teórico y para las fracciones de 0,1 a 0,25 mm, incluso, fue mayor que 0,25 mm. Para las fracciones mayores que pasaron a través de tamices circulares, en láminas metálicas, el diámetro real de las partículas fue menor que el teórico, entre 0,86 y 0,94 veces éste.

Los resultados más confiables se obtienen utilizando tamices de lámina metálica con orificios circulares. Para determinar la relación entre las dimensiones fundamentales de las partículas de los sedimentos naturales con las dimensiones límites de los orificios de acuerdo con diferentes medios técnicos y con el diámetro de las partículas esféricas de un suelo ideal uniforme, Gonchárov (1938) utilizó datos obtenidos solamente por medio de tamices con orificios circulares.

Con el fin de obtener las relaciones entre las dimensiones fundamentales de las partículas de los sedimentos naturales, Gonchárov realizó las mediciones con tamices circulares para 8 fracciones: de 1 a 0,5 mm; de 2 a 1 mm; de 3 a 2 mm; de 5 a 3 mm; de 7 a 5 mm; de 12 a 8 mm; de 18 a 12 mm y 31 a 22 mm y, prácticamente a ojo, se escogieron cantos de 75 a 50 mm. De cada fracción se seleccionaron muestras de 30 a 100 partículas y se determinaron tres dimensiones fundamentales: la longitud, el ancho y el espesor. Dado que para las partículas menores de 7 mm es imposible determinar con suficiente exactitud el diámetro equivalente a una partícula esférica de igual volumen, la relación de las dimensiones fundamentales de las partículas, la longitud, el ancho y el espesor, se puede establecer solamente para una dimensión media de la partícula, es decir, para el promedio de las tres dimensiones fundamentales. En lo que sigue, se usarán las siguientes convenciones para las dimensiones: a - longitud; b - ancho; c - altura; e_{ma} , dimensión media aritmética; d_{eq} , diámetro equivalente. Dicho de otra manera, se tiene: a - mayor dimensión; b - dimensión media; c - menor dimensión.

La figura 1.30 a-i contiene las curvas de distribución de las relaciones a , b , c , e_{ma} para nueve fracciones de suelos uniformes. Las curvas de distribución en general son suaves, con un máximo o pico brusco. Solamente para las partículas de dimensiones de 1 a 0,55 mm las curvas a/e_{ma} y c/e_{ma} tienen dos picos. Gonchárov (1938) explica esto debido a la menor exactitud en las mediciones de las partículas peque-



▲ **Figura 1.30.** Curvas de distribución granulométrica de diferentes sedimentos.

Estas relaciones, en la mayoría de los casos, son superiores a la unidad, es decir, el diámetro de las esferas equivalentes en promedio es menor que el ancho y el diámetro medio de las partículas. En el cuadro 1.6 se dan los valores medios de las relaciones a/e_{ms} , b/e_{ms} , c/e_{ms} y e_{ms}/d_{eq} . Dentro de los sedimentos naturales se tuvieron partículas con forma cercana a un cubo y algunas que fueron bastante planas.

El cuadro anterior presenta las siguientes particularidades: para partículas entre 75-8 mm, el valor medio para e_{ms}/d_{eq} y b/d_{eq} se calcula sólo para los materiales gruesos de más de 8 mm, en los cuales d_{eq} se determina para cada partícula. Para las partículas entre 7-0,5m el valor medio de a/d_{eq} es igual a 1,39. Para la zona intermedia, el medio de c/d_{eq} se toma igual a 0,72.

Las partículas de una forma determinada preponderante no se excluyeron ni se eligieron, por eso los valores medios caracterizan, aproximadamente, la relación de las dimensiones fundamentales de las partículas redondas o de las

ñas. Sin embargo, posteriormente se demostrará que este hecho tiene otro tipo de explicación, asociada a la génesis de los sedimentos y las curvas pueden tener, incluso, dos, tres o más valores máximos (picos) (figura 1.40).

En la (figura 1.30 j-l) aparecen las curvas de distribución de las relaciones e_{ms}/d_{eq} y b/d_{eq} para las partículas de dimensiones de 12 a 8 mm; de 6 a 8 mm y 31 a 22 mm.

Dimensiones mm	a/e_{ms}	b/e_{ms}	c/e_{ms}	b/d_{eq}	e_{ms}/d_{eq}	Observaciones
75-50	1,42	0,870	0,710	0,89	1,015	El valor medio final para e_{ms}/d_{eq} y b/d_{eq} se cálculo solo para las fracciones mayores (de 8 mm y más), para las cuales d_{eq} se determino para cada partícula.
31-22	1,35	0,975	0,682	1,07	1,100	
18-12	1,30	0,975	0,720	1,02	1,045	
12-8	1,31	1,005	0,676	1,07	1,060	
7-5	1,35	0,980	0,070	1,20	1,220	El valor medio $\frac{a}{d_{eq}} = 1,39$
5-3	1,34	1,080	0,594	1,23	1,150	
3-2	1,30	1,040	0,685	1,18	1,130	
2-1	1,24	1,000	0,770	1,13	1,130	
1-0,5	1,31	1,000	0,650	1,35	1,350	
Valor medio	1,32	0,993	0,684	1,046	1,055	El valor medio $\frac{c}{d_{eq}} = 0,72$

▲ **Cuadro 1.6** Relaciones entre las dimensiones fundamentales de los sedimentos.

partículas planas. Los sedimentos investigados fueron una mezcla de partículas deformadas por el río, fundamentalmente producto de una destrucción mecánica de granito o de neiss. Para sedimentos de otra composición petrográfica las relaciones indicadas pueden ser diferentes, pero la composición petrográfica de un río puede resultar más o menos constante a lo largo de un año y en la longitud del cauce, aunque no obligatoriamente. Para una composición petrográfica relativamente constante, los valores medios de las relaciones de las dimensiones fundamentales de las partículas dependerán de las relaciones entre las partículas planas y las partículas esféricas, que para diferentes rocas, en general, es una relación más o menos estable.

A continuación se considera la relación entre las diferentes dimensiones de las partículas de sedimentos uniformes con las dimensiones de los orificios de los tamices y los diámetros de las esferas equivalentes.

En la figura 1.30 a-h, se dan las curvas de distribución de la variación media de las partículas $e_{ma} = (a + b + c)/3$ para cada fracción en los límites entre 0,5 y 1,0 hasta 31 y 22 mm. La forma de estas curvas es más o menos simétrica.

Las desviaciones mayores de la simetría se observa en las curvas para las partículas entre 5 y 3 mm; 1 y 0,5 mm. Las relaciones del valor medio e_{ma} y d_{eq} del diámetro de la esfera equivalente con las dimensiones de los orificios del tamiz se dan en el cuadro 1.7 (Gonchárov 1938).

Considerando que la superficie de las partículas de los sedimentos es muy difícil de medir, se propusieron e investigaron los siguientes métodos fisicoquímicos:

- La medición de la absorción como una medida de la superficie: a) por medio de la determinación de la tensión superficial; b) por medio de la definición del color de la mezcla.
- Determinación del calor de humectación como una medida de la superficie.
- La medición de la velocidad de la mezcla, por ejemplo, para el cuarzo en un ácido dado.
- Por medio de un plasteado de las partículas de cuarzo.

Los mejores resultados se obtuvieron con los dos últimos métodos. En el triturado del material, incluso en las partículas más pequeñas, se forma una cantidad de fisuras interiores. La superficie

Dimensión del tamiz (mm)	Dimensión media de los tamices d_m (mm)	e_{ma} / d_m	d_{eq} / d_m
1-0,5	0,75		
2-1	1,50	0,950	0,900
3-2	2,50	0,990	0,940
5-3	4,00	0,940	0,890
7-5	6,00	0,970	0,920
12-8	10,00	1,000	0,947
18-12	15,00	0,995	0,954
31-22	26,50	1,045	0,950
75-50	62,50	0,960	0,950
Valor medio		0,980	0,930
Error medio		2,8%	2,3%

Nota: Los valores d_{eq}/d_m correspondientes a las primeras cinco fracciones para las cuales es difícil determinar el peso de cada partícula se calcularon con la relación e_{ma}/d_m .

▲ Cuadro 1.7 Relación (d_{eq}/d_m) entre el diámetro equivalente d_{eq} y el diámetro medio d_m respecto a las dimensiones de los tamices, según Gonchárov.

interior de las partículas a veces sobrepasa, en mucho, la superficie exterior de las esferas equivalentes.

En la utilización del método de medición por medio de las velocidades de mezcla, se obtiene inmediatamente toda la superficie de las partículas, incluyendo la interna como la externa, y por el método del plateado solamente la superficie externa.

Ya que las partículas trituradas tienen una superficie mucho mayor que las trabajadas naturalmente por el río, en la utilización del método del plateado del cuarzo la relación de la superficie lateral externa de los sedimentos y de las correspondientes a las esferas equivalentes se puede obtener solamente con experimentos y utilizando partículas trabajadas naturalmente por el río y no con partículas trituradas.

La densidad de los sedimentos depende de las rocas que los componen. En el cuadro 1.8 se dan las densidades relativas de algunas rocas. En general, la densidad relativa o gravedad específica de los sedimentos de los ríos varía entre 2,56 y 2,76 y en promedio se toma 2,65.

La porosidad de los sedimentos de las dimensiones mencionadas, en promedio, es igual al 56% (40 y 67%) y para los sedimentos gruesos uniformes es cercana al 67%.

La división de los suelos granulares uniformes en ciertos grupos fundamentales tiene valor científico y práctico; esa división puede hacerse de acuerdo con la característica principal, es decir, la granulometría y la dimensión de las partículas. En la clasificación de Gonchárov (1938), las dimensiones de las fracciones individuales y sus límites se establecieron en correspondencia con lo indicado en el cuadro 1.7. La porosidad dada en ese cuadro corresponde a depósitos frescos en agua quieta y entre 3 y 12 meses de edad. La porosidad de las fracciones más grandes se adquiere inmediatamente y con la edad de los depósitos prácticamente no varía. Las velocidades de caída de las partículas de los sedimentos en agua quieta se determinaron de acuerdo con las fórmulas deducidas como resultados de experimentos con sedimentos reales. Para las partículas de dimensión hasta 1,5 mm las velocidades de caída uniforme se determinaron con una temperatura del agua de 15 grados

centígrados; en partículas mayores que éstas, la temperatura prácticamente no influye.

Bajo el término de mezcla se entienden aquellos sedimentos reales o artificiales que se unen combinando, de manera natural o en laboratorio, dos o más grupos de sedimentos uniformes. Todos los sedimentos naturales se encuentran en forma de mezcla. La clasificación se fundamenta en el método que caracteriza la mezcla. Existen los siguientes procedimientos: la caracterización por me-

Tipo de roca	Densidad relativa
Calizas	2,46-2,84
Areniscas	2,20-2,50
Gneiss	2,40-2,70
Cuarzo y mármol	2,50-2,83
Tragita y sienita	2,60-2,80
Sílice	2,66
Granito	2,51-3,05
Arcillolita	2,76-2,88
Basalto	2,70-3,20
Blenda	3,00
Corundio	3,90-4,00
Feldespatio	4,50

▲ **Cuadro 1.8** Densidades relativas de diferentes rocas y minerales.

dio de una tabla; una convencional que usa cifras y letras; y una gráfica. En la caracterización por medio de una tabla se nombran las fracciones y se indica su correspondiente contenido. En la característica de letras y cifras, las fracciones uniformes de acuerdo con las cuales se realiza la mezcla se nombran por medio de letras, tal como se ha propuesto (Gilbert, 1914), o con cifras, y de un índice se indica el porcentaje de dicha fracción.

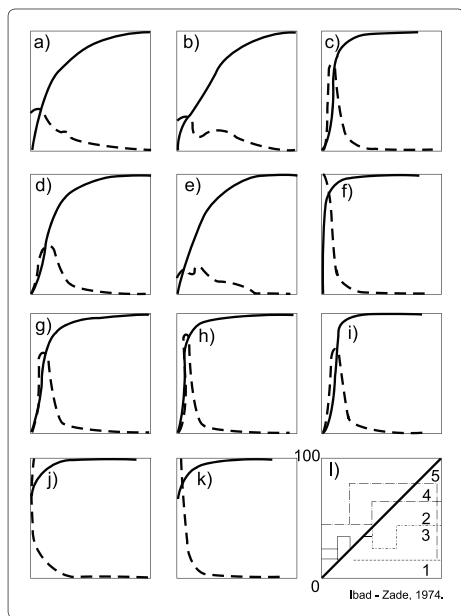
Para la caracterización de la composición de las mezclas en forma gráfica se construyen diagramas en el eje de las abscisas y se colocan las dimensiones de las partículas, y en el eje de las ordenadas se coloca la composición porcentual de estas fracciones. Sin embargo, este método, a pesar de su valor visual, no es suficientemente exacto y no caracteriza exactamente la composición de los sedimentos. Como ejemplo, en el cuadro 1.9 se presentan cuatro formas diferentes de escribir la composición de un suelo de igual contenido de partículas, de 0 a 10 mm. Estas expresiones en forma gráfica se dan igualmente en la figura 1.31 por medio de los diagramas 1, 2, 3 y 4 (cuadro 1.9). Es más cómodo expresar la composición de las mezclas de sedimentos en forma de una curva integral, la cual en otros campos de la ciencia se llama curva de masas. Esta curva para todas las formas de escritura de la composición dada se expresa por medio de una sola línea, como la línea 5 (figura 1.31 I). Sin embargo, las curvas integrales no poseen mucho valor visual y, en muchos casos, se complementan con una curva escalonada o con una curva suave de distribución de las dimensiones de las partículas de la mezcla.

Diámetro de Fracciones (mm)		Contenido de partículas en %
I	0 – 1	10
	1 – 2	10
	2 – 3	10
	3 – 4	10
	4 – 5	10
	5 – 6	10
	6 – 7	10
	7 – 8	10
	8 – 9	10
	9 – 10	10
II	0 – 1	10
	1 – 4	30
	4 – 10	60
III	0 – 4	40
	4 – 6	20
	6 – 10	40
IV	0 – 2	20
	2 - 9,5	75
	9,5 - 10	5

▲ Cuadro 1.9 Cuatro formas de representar un mismo suelo.

Una curva suave como ésta es o equivale a la derivada dP/dd , (dP -derivada del porcentaje que pasa); (dd -derivada del diámetro) la cual expresa el contenido de sedimentos para un intervalo infinitamente pequeño de las dimensiones de las partículas, es decir, en las cuales se tiene un tamizado supremamente pequeño de los sedimentos. Un análisis tan exhaustivo y detallado de las mezclas de los sedimentos generalmente no es necesario, y para la construcción de la curva granulométrica es suficiente expresar la derivada en forma de diferencias finitas $\Delta P/\Delta d$, tomando para Δd , un intervalo de los valores como una décima o una centésima del diámetro mayor de las partículas de la mezcla (Ibad-Zade, 1974, 1989).

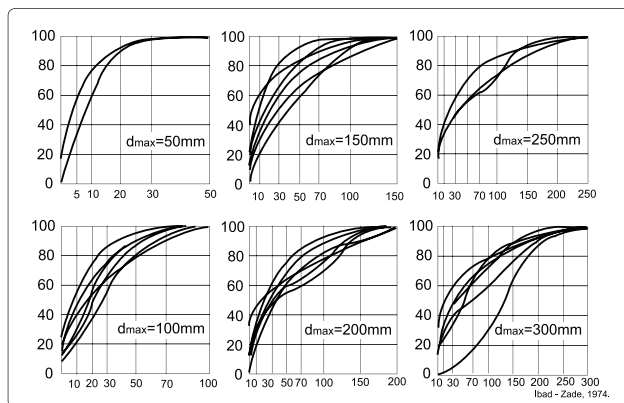
Actualmente se cuenta con datos bastante completos sobre la granulometría de los sedimentos en los ríos. Las granulometrías más típicas de los sedimentos se



▲ **Figura 1.31** Curvas granulométricas integrales de mezclas en sedimentos.

de granulometría de los sedimentos en suspensión del río Terek, la dimensión de las partículas mayores es de 1 mm y de 0,25 mm; en la figura 1.31 i el diámetro mayor de las partículas para esta granulometría es igual a 3 mm.

En la figura 1.32 se dan las granulometrías convencionales de los sedimentos de fondo de diferentes ríos y se incluyen las dimensiones de las partículas mayores en las mezclas. Estas curvas muestran la gran variedad de granulometrías de los sedimentos



▲ **Figura 1.32** Curvas granulométricas integrales de mezclas de sedimentos en diferentes ríos.

dan en la figura 1.31. En el eje de las abscisas se muestra la relación del diámetro de las partículas de una dimensión dada con respecto al diámetro máximo de los materiales de la mezcla, es decir, la longitud de las abscisas es igual a la unidad.

En la figura 1.31 a-b se muestran las curvas integrales (curvas convencionales) y las derivadas de la granulometría de sedimentos de fondo.

El mayor diámetro de las partículas para los gráficos en la figura 1.31 a-b, es igual a 100 mm; en la figura 1.31 e es de 150 mm; en la figura 1.31 d es de 70 mm; en la figura 1.31 c es de 5,92 mm; en la figura 1.31 f el mayor diámetro de las partículas en esta composición es igual a 1 mm; en las figuras 1.31 j y k, correspondientes a los datos

que se pueden presentar en los diferentes ríos.

La curva integral de distribución o la composición porcentual de las fracciones en función del diámetro de las partículas en coordenadas semilogarítmicas es la forma gráfica más completa y visual de presentar la granulometría de los sedimentos y de sus mezclas.

Al reemplazar las mezclas de una composición dada por un suelo uniforme equivalente se utiliza el coeficiente de uniformidad, el cual es, en este caso, la relación del diámetro medio de las partículas con respecto al mayor diámetro en la mezcla de los sedimentos d_{max} :

$$C_{UN} = \frac{d_{mp}}{d_{máx}} \quad (1.59)$$

El reemplazo de la mezcla por sedimentos uniformes se establece de acuerdo con la fórmula:

$$d_o = C_{UN}^{n_m} d = \left(\frac{d_{mp}}{d_{máx}} \right)^{n_m} \cdot d_{mp} \quad (1.60)$$

d_o - diámetro representativo de una mezcla de sedimentos de diferente tamaño pero que se asume formada por partículas del mismo diámetro (uniforme); C_{UN} - coeficiente de uniformidad; n_m - exponente variable, dependiente de la granulometría de la mezcla; d_{mp} - diámetro medio ponderado de los sedimentos; $d_{máx}$ - diámetro máximo de los sedimentos.

1.3.1.8 Ubicación de las partículas en la superficie del lecho

Este factor influye en el movimiento de los sedimentos de fondo de la siguiente forma:

- La ubicación de las partículas determina el carácter de la superficie y, de esta misma manera, condiciona la rugosidad del fondo (especialmente la rugosidad por textura) e, indirectamente, influye en el movimiento de todos los sedimentos.
- La tensión superficial en el fondo, en la mayoría de los casos, puede atraer a las partículas que se encuentran en la capa superior; las partículas de esta capa que no están unidas muy fuertemente unas a otras no ocupan toda el área disponible, sino sólo una parte de ella que se expresa con un coeficiente especial a manera de porcentaje de toda el área. Por eso, la fuerza que actúa en las partículas individuales será mayor que en el caso cuando toda la fuerza de arrastre se distribuye en la superficie del fondo. A través de investigaciones se ha establecido el valor de un coeficiente, en promedio, igual a 0,35 y en unos bancos que formaban barras de gravas en el río Dunai este valor fue de 0,55 (Kalinske, 1947).
- Existe un factor de escondimiento, según el cual las partículas grandes dificultan el movimiento de las partículas pequeñas que se encuentran entre ellas.

1.3.1.9 Interacción entre las partículas

Una determinada partícula en el fondo del lecho influye en el flujo dentro de la zona inmediatamente contigua a ella y esta influencia se transmite hacia las otras partículas que se encuentran en las cercanías. En el movimiento, la partícula actúa directamente sobre las demás: cuando se choca con éstas, transmite un determinado impacto y las induce al movimiento o cambia sus condiciones. Esta interacción entre las partículas es bastante difícil de determinar y, por eso, la mayoría de los autores la desprecian. En general, esta acción tiene un carácter aleatorio.

1.3.1.10 Variación del tamaño de las partículas de los sedimentos a lo largo de un río

El tamaño de las partículas de los sedimentos que llegan a la parte superior de los ríos de montaña es evidentemente mayor que las dimensiones de las partículas que son sedimentadas en los tramos de llanura. Por medio de observaciones se ha establecido que las dimensiones transversales de las partículas de los sedimentos disminuyen constantemente, desde la cabecera hasta el delta de los ríos.

Shtrenberg (según Ibad Zade, 1974, 1989), estableció una relación teórica, partiendo de la suposición de que el desgaste de las partículas de los sedimentos es directamente proporcional al camino recorrido y al peso de dicha partícula. Si el peso de la partícula es: $W = (\gamma_s - \gamma)V$, entonces en el camino “ dx ” el peso disminuye en, dW (donde γ , γ_s son: el peso específico del agua y la partícula, V es el volumen).

En un kilómetro de recorrido, la pérdida relativa (coeficiente de desgaste), es igual a C_{des} y en el camino “ dx ” esta pérdida será $C_{des}dx$, es decir:

$$\frac{dW}{W} = \frac{dV}{V} = -C_{des}dx \quad (1.61)$$

$$\ln W = -C_{des}x + C_{des0} \quad \text{Para } x = 0, W = W_{in} \text{ por lo tanto: } W = W_{in}e^{-C_{des}x} \quad (1.62)$$

C_{des0} - coeficiente de desgaste inicial; W_{in} - peso inicial de las partículas.

Los resultados de los cálculos de acuerdo con la fórmula de Shtrenberg, en general, coinciden con los datos de las observaciones. Considerando que el peso de las partículas es proporcional al cubo del diámetro medio, se obtiene la siguiente ecuación:

$$d_x = d_{in}e^{-C_{des}x} \quad (1.63)$$

d_x - diámetro de las partículas en el extremo final de un tramo de longitud x ; d_m - diámetro inicial de los sedimentos; e - base de los logaritmos naturales.

El profesor Samiédoe e Ibad-Zade (1974, 1989) investigaron las variaciones del perfil longitudinal del fondo natural y artificial de los ríos Ajsuchai y Girdimanchai, en la parte oriental de la estepa de Sirvan (Rusia). La longitud total del cauce artificial fue de 70 km. Las partículas de los depósitos de fondo tuvieron las siguientes dimensiones promediadas:

Abscisa	340	330	320	310	300	290	280
d_{mp} (mm)	100,63	90,44	76,37	68,27	57,57	46,02	40,82

d_{mp} - es el diámetro medio ponderado de las partículas depositadas, en mm.

Se debe observar que en la abscisa 280 existe un sifón y el ancho del cauce se aumentó de 25 a 80 m (figura 1.33).

Tal como mostró el análisis de los datos de campo, el diámetro de las partículas, en general, varía de acuerdo con una ley exponencial (figura 1.34). Además, en el tramo del río hasta el puente, la relación 1.63 tiene la siguiente forma:

$$d_x = 100,63e^{-0,135x}. \tag{1.64}$$

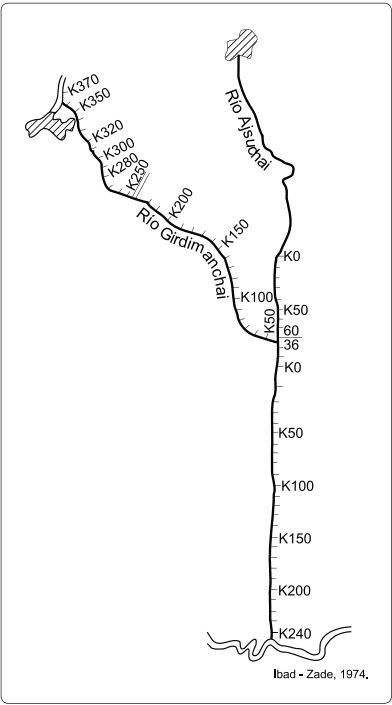
Aguas abajo del puente será (1.100):

$$d_x = 76,36e^{-0,156x}. \tag{1.65}$$

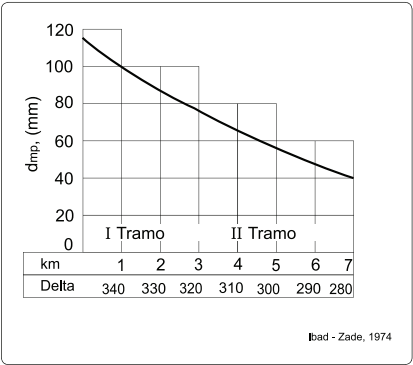
Schaffernak (1950), determina el desgaste de las partículas de los sedimentos, de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$d_{50} = d_{in} - C_{des}x \tag{1.66}$$

d_{in} - es el diámetro de las partículas de los sedimentos de fondo en la parte inicial del río;



▲ **Figura 1.33** Plano esquemático de los ríos Ajsuchai y Girdimanchai.



▲ **Figura 1.34** Variación del diámetro de las partículas a lo largo del río Girdimanchai.

d_{50} es el diámetro medio de las partículas de los sedimentos de fondo, disminuido como resultado del desgaste durante un transporte a lo largo de un recorrido de longitud “ x ”, en km. El coeficiente de desgaste de las partículas de los sedimentos para diferentes ríos varía dentro de límites considerables, así, por ejemplo, para el tramo de Bratislav del río Dunai, $C_{des} = 4 \cdot 10^{-8}$, para el río Moor de acuerdo con las investigaciones de Gouienburg, C_{des} , varía entre 0,0151 y 0,028.

Gueim, utilizando datos de Goguemburg y de Strenberg, propone los valores del coeficiente de desgaste de las partículas y de diferentes rocas que aparecen en el cuadro 1.10, relacionado a la longitud necesaria para que éstas se desgasten hasta la mitad.

Tipo de Roca	Long. (km)	Coeficiente de desgaste C_{des} en 1 km
Caliza con carbón	30	0,0167
Caliza	50	0,0100
Dolomita	60	0,0083
Yeso y granito	100 – 150	0,006 – 0,0033
Cuarzo	150	0,0033

▲ **Cuadro 1.10** Coeficientes de desgaste de partículas de fondo.

Al principio los investigadores consideraron que la disminución de las dimensiones de las partículas estaba relacionada exclusivamente con la abrasión a causa de los golpes y del desgaste mecánico. Más tarde fue establecido que las dimensiones de las partículas disminuyen hacia aguas abajo del flujo por deposición, es decir, se presenta su segregación. Este proceso consiste en que las partículas más gruesas lentamente se depositan y se separan de los sedimentos transportados a causa de la disminución de la pendiente del cauce y de su competencia.

Para establecer las leyes de desgaste de las partículas de los sedimentos se realizó una serie de experimentos en el laboratorio. Los materiales se depositaron en un recipiente que giraba con velocidad constante, de manera similar a la máquina de Los Ángeles. La distancia recorrida se determinó de acuerdo con el tiempo consumido. Conociendo el peso inicial de las partículas de los sedimentos y midiendo su peso final, se obtienen los datos necesarios para los cálculos. En lo que sigue, se considerarán dos investigaciones de laboratorio.

Schoklitsch supuso que el desgaste de las partículas de los sedimentos, dW , medido de acuerdo con su masa, es proporcional al peso de las partículas W y a la distancia recorrida “ x ”: $dW = -C_{des} W dx$.

Al hacer la integración de la ecuación diferencial propuesta, se obtiene:

$$\ln W = -C_{des} x + C_1 \quad (1.67)$$

Con las condiciones de borde, $x = 0$, $W = W_{in}$ y $C_1 = \ln W_{in}$, entonces:

$$\ln W = -C_{des} x + \ln W_{in} \quad (1.68)$$

ó

$$W = W_{in} e^{-C_{des} x} \quad (1.69)$$

Es decir, se obtiene la fórmula de Shternberg (1.62).

Algunos investigadores consideran que esta ecuación es válida también para una mezcla de arenas con un diámetro medio de las partículas. Dule supone que el desgaste es proporcional a su área, es decir: $dW = -C_{des} A_{par} dx$

ó

$$\frac{dW}{dx} = -C_{des} A_{par} \quad (1.70)$$

Como se sabe, A_{par} es proporcional al peso o al volumen de los granos. Por ejemplo, si el peso específico γ_s de la partícula de diámetro “ d ” conduce a un peso W y si se supone que tiene forma esférica, entonces:

$$A_{par} = \frac{\pi \cdot d^2}{4}; \quad \frac{W}{\gamma_s} = \frac{\pi \cdot d^3}{6} \quad (1.71)$$

para estas dos ecuaciones:

$$A_{par} = 4,71 \left(\frac{W}{\gamma_s} \right)^{2/3} \quad (1.72)$$

Se puede ver que el área de la superficie de las partículas varía con el volumen elevado a la $2/3$. En general $A_{par} = m_T W^{n_T}$. Reemplazando en la ecuación 1.70 se obtiene:

$$\frac{dW}{dx} - C_{des} m_T W^{n_T} = -C_1 W^{n_T} \quad (1.73)$$

C_{des} - es el coeficiente de desgaste.

Dule determinó en forma experimental, que $n_T = 0,55$ y estableció teóricamente que $n_T = 2/3$, es decir, el desgaste depende del área de la superficie de la partícula en menor grado que lo mostrado teóricamente:

$$dW = -C_1 W^{0,55}$$

$$X = -\frac{1}{C_1} \int W^{-0,55} dW = -\frac{1}{0,45 C_1} W^{0,45} + C_{des} \quad (1.74)$$

si $X = 0$ y $W = W_{in}$, entonces:

$$C_{des} = \frac{1}{0,45C_1} W_{in}^{0,45} \quad (1.75)$$

La expresión de Dule para el desgaste de los sedimentos tiene la siguiente forma:

$$W = \left(W_{in}^{0,45} - 0,45C_1X \right)^{\frac{1}{0,45}} \quad (1.76)$$

para $W = 0$, $W_{in}^{0,45} = 0,45C_1X$, es decir, la longitud necesaria para el desgaste total de la partícula, será:

$$X = \frac{W_{in}^{0,45}}{0,45C_1} \quad (1.77)$$

por ejemplo, Dule encontró que para las calizas, $W_{in} = 541$, $d = 73,6mm$, $\gamma_s = 2,61$ y $C_1 = 0,031$, por lo tanto:

$$X = \frac{541^{0,45}}{(0,45)(0,031)} = 1.216 \text{ km} \quad (1.78)$$

Hasta el momento, las relaciones obtenidas establecieron la disminución del diámetro de los sedimentos de fondo, no sólo a causa de la abrasión, sino a causa de otros factores como roturas, degradaciones, intemperismos (meteorización) e incluso a través de selecciones naturales o segregación.

De acuerdo con algunas investigaciones (Stelczer, 1965) no se recomienda considerar en la disminución de las partículas los desgastes, las roturas, el tempe-rismo y la gradación como fenómenos equivalentes. Stelczer divide a las causas de disminución de las dimensiones de las partículas en los siguientes grupos:

- Las influenciadas por las variaciones hidrodinámicas, como segregaciones o clasificaciones.
- Desgaste mecánico, que es la disminución de las dimensiones paulatinamente, por roturas y meteorización.
- La disminución lenta de los diámetros y dimensiones de las partículas por abrasión y desgaste. En estas investigaciones el desgaste se consideró como un fenómeno no relacionado con el movimiento de los sedimentos de fondo.

El movimiento por etapas (episódico) de los sedimentos de fondo en el cauce y a su vez, la relación del proceso de desgaste con el régimen del río, no se tenía en cuenta en los cálculos. Como resultado, la velocidad de desgaste de las partículas se consideró proporcional solamente al camino recorrido.

Es más cómodo considerar el desgaste de las partículas en conjunto con su transporte, es decir, en conjunto con el transporte de los sedimentos y como un fenómeno del mismo orden: como una disminución lenta de las dimensiones de los sólidos. Desde este punto de vista, el desgaste se compone de dos partes: el desgaste durante el movimiento, o sea, la abrasión, y el desgaste de las partículas durante el reposo.

Por lo tanto, si se considera la abrasión y el desgaste como un mismo fenómeno, se puede determinar la disminución lenta del desgaste de los sedimentos de fondo conociendo el tiempo de recorrido de una distancia determinada, lo mismo que la disminución de su volumen, o del peso o del diámetro durante este tiempo. La disminución lenta de las dimensiones de los sedimentos de fondo depende del patrón de velocidades y del tiempo.

La velocidad de desgaste se determina, en general, como la disminución lenta de las dimensiones de las partículas del material de fondo en función del tiempo.

Stelczer, utilizando modelos matemáticos, obtuvo una expresión que describe el desgaste como una disminución lenta de las dimensiones de los granos de los sedimentos de fondo de la siguiente forma:

$$\Delta d = d_{in} \sqrt[3]{d_{in}^3 \cdot e^{-C_{des}T} - C_1 T_1} \quad (1.79)$$

Δd - es la disminución del diámetro de las partículas durante $(T + T_1)$; d_{in} - es el diámetro inicial medio de las partículas en mm; T - es el tiempo de recorrido en horas; T_1 - es el tiempo de reposo de los granos en horas; C_{des} y C_1 - son los coeficientes de desgaste, correspondientes a las partículas en movimiento y en reposo.

Stelczer confirmó la relación dada con ayuda de experimentos de laboratorio realizados en un tambor que giraba y determinó los coeficientes de desgaste para cuatro tipos diferentes de roca correspondientes a sedimentos de fondo tal como se muestra en el cuadro 1.11.

El transporte de las partículas de los sedimentos de fondo que tienen diferentes dimensiones y que pertenecen a diversos tipos de roca fue observado con ayuda de isótopos radioactivos (trazadores) en condiciones naturales, sobre el lecho del río Dunai. En las investigaciones se encontró una gran similitud entre las velocidades de desgaste en la naturaleza y las correspondientes a los cálculos, de acuerdo con las fórmulas obtenidas anteriormente.

Tipo de roca	C_{des} (l/hora)	C_1 (mm ³ /hora)
Roca volcánica	$3,697 \cdot 10^{-3}$	0,718 <i>qn</i>
Roca ígnea	$2,250 \cdot 10^{-3}$	0,436 <i>qn</i>
Roca metamórfica	$0,511 \cdot 10^{-3}$	0,099 <i>qn</i>
Cuarzo y cuarcita	$0,194 \cdot 10^{-3}$	0,037 <i>qn</i>

Nota: *qn*, velocidad específica del transporte de sedimentos de fondo.

▲ **Cuadro 1.11** Coeficiente de desgaste para sedimentos gruesos.

A partir de investigaciones en el río Grande y en el canal Morala-Revi de Paquistán se ha establecido que el diámetro de las partículas varía de acuerdo con una ley exponencial (Simons y Millar, 1962), (figuras 1.35 y 1.36).

- Para el río Grande:

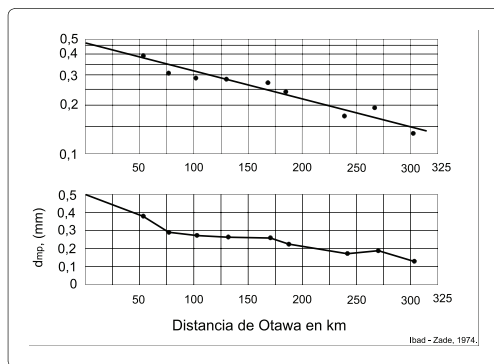
$$d_x = 0,47e^{-0,00367x} \quad (1.80)$$

- Para el Canal:

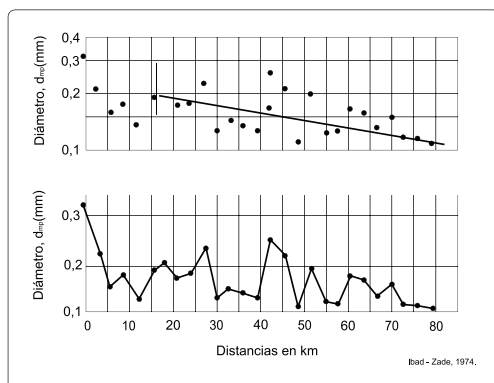
$$d_x = 0,23e^{-0,0087x} \quad (1.81)$$

Además, se observó una disminución de la pendiente en el fondo del río de acuerdo con esta misma variación:

$$S_o = S_{in}e^{-\theta \cdot x} \quad (1.82)$$



▲ **Figura 1.35** Distribución del diámetro de las partículas depositadas a lo largo del río Grande en E.U.A.



▲ **Figura 1.36** Disminución del diámetro de las partículas en el canal Morala - Revi.

S_o - pendiente longitudinal del fondo del río; S_{in} - pendiente inicial del fondo del río; e - base de los logaritmos naturales; θ - exponente que varía para cada río; x - distancia longitudinal de la corriente natural.

Para el río Grande y el canal Morala-Revi, la ecuación 1.82 toma el aspecto (figuras 1.37 y 1.38):

$$S_o = 0,0022 e^{-0,00572x} \quad (1.83)$$

Para el Canal:

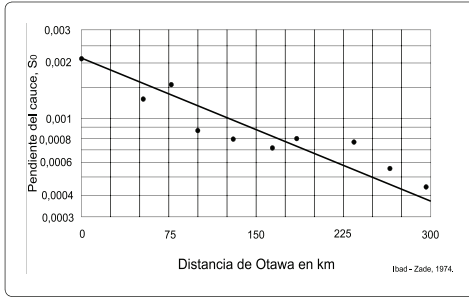
$$S_o = 0,0146(1 - e^{-0,12x}) \quad (1.84)$$

Bauss propuso la siguiente expresión que relaciona la pendiente, el diámetro de las partículas y el caudal líquido:

$$10^3 S_o = \frac{2,09d^{0,84}}{Q^{0,21}} \quad (1.85)$$

Colocando “ dx ” en la fórmula 1.85, a cambio de “ d ”, se obtiene:

$$10^3 S_o = \frac{2,09}{Q^{0,21}} (d_{in} e^{-C_{dx}x})^{0,84} \quad (1.86)$$



▲ **Figura 1.37** Variación de la pendiente del río Grande.

La expresión para la pendiente y el diámetro, partiendo de 1.63 y de 1.82, adquiere el siguiente aspecto:

$$\frac{dx}{S_0} = \frac{d_{in} e^{-C_{des}x}}{S_{in} e^{-\theta \cdot x}} = \frac{d_{in}}{S_{in}} e^{-x(C_{des} - \theta)} \quad (1.87)$$

Para el caso concreto, considerando 1.80 y 1.83, se tiene:

$$\frac{dx}{S_0} = \frac{0,47 \cdot e^{-0,00367x}}{0,0022 \cdot e^{-0,00572x}} = 213,63 \cdot e^{-0,0535x} \quad (1.88)$$

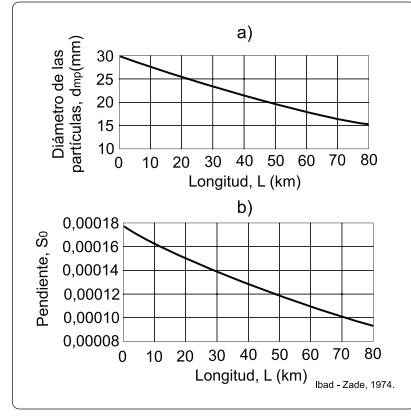
Las expresiones 1.86 y 1.88 pueden ser utilizadas para calcular en forma aproximada el perfil del lecho del río.

1.3.1.11 Procedencia de los sedimentos que llegan a los ríos

La alimentación de los ríos puede provenir de deshielos en la cuenca o de fuentes superficiales y/o subterráneas. Algunas veces se encuentran ríos con alimentación mixta. De tal manera, la génesis de los mismos sedimentos depende, en alto grado, de la procedencia del caudal líquido.

Con un suministro superficial de agua, los ríos reciben los sedimentos de la siguiente forma: debido a los cambios meteorológicos y de las condiciones de temperatura del aire, de la dirección de los vientos, de la cantidad de las lluvias que caen, la superficie de la cuenca sufre algunos procesos constantes de transformación (por denudación o por ablación).

Cuando disminuye la temperatura del aire, el agua en los poros de las rocas continuas se congela y, a raíz de esto, sucede una descomposición de las mismas: la superficie de la roca empieza a resquebrajarse y, poco a poco, se convierte en un



▲ **Figura 1.38** Variación del diámetro de las partículas (a) y de la pendiente (b) a lo largo del canal Morala-Revi.

suelo suelto o en partículas separadas, las cuales pueden ser transportadas en forma relativamente fácil por el viento y por el agua.

Después, las precipitaciones y el aumento de la temperatura del aire secan la superficie; la cohesión de los suelos disminuye y los materiales sufren ya otro tipo de meteorización a causa de la cual aumenta la cantidad de partículas que pueden ser llevadas por el viento y también transportadas por el agua. El viento transporta una parte de estas partículas y deposita otra de ellas en las partes bajas de los sitios protegidos y de allí son llevadas por los flujos formados por el agua hacia el río.

Los procesos más intensos de intemperismo o degradación suceden en los tramos abiertos, en las dolinas con pendientes fuertes, generalmente en los sitios de montaña y de pie de monte.

Los productos de meteorización en el período de lluvias se convierten en flujo de lodos, en los cuales el porcentaje de sedimentos es, incluso, hasta del 30% y aún más. Estos flujos de lodos tienen un gran peso específico y poseen una gran fuerza, son dirigidos a lo largo de los cauces con fuertes pendientes y producen muchas destrucciones, llevando consigo productos de meteorización. Estos flujos, denominados también corrientes torrenciales, son muy comunes, especialmente en las zonas montañosas.

Cuando la alimentación es subterránea, el período de meteorización más intenso generalmente coincide con la iniciación de temperaturas muy bajas. El inicio y transporte de los productos de este tipo de destrucción puede suceder casi todo el año y, especialmente, en forma intensa en los períodos de aumento de los caudales del agua subterránea. Los caudales de los flujos subterráneos y la cantidad de productos transportados hacia el río no dependen el uno del otro. Después de que llega al río la masa principal del producto de intemperismo, la carga de sólidos permanece casi constante aún con variación del caudal (Ibad-Zade, 1989).

Es importante anotar que este tipo de formación de sedimentos constituye una parte considerable en el balance total de sólidos solamente para los ríos en sus tramos de montaña y en las regiones altas de la cuenca. La llegada de sedimentos a causa de flujos superficiales para los ríos de montaña es fundamental. Para los ríos de llanura será, no solamente fundamental sino que, tal vez, es la única forma en que pueden llegar estos sedimentos a los ríos; es decir, éste es el único camino de llegada del material grueso a los ríos de llanura.

Se debe señalar que aquí no se considera la formación de sedimentos como resultado de erosión de fondo y de las orillas en el mismo río. La erosión del fondo y de las orillas que a veces alcanza grandes dimensiones en el balance total de erosión del río, constituyen realmente una parte muy pequeña, ya que al mismo tiempo se depositan sedimentos que llegan desde la superficie. La figura 1.39 muestra las zonas de producción y depositación de sedimentos en una cuenca.

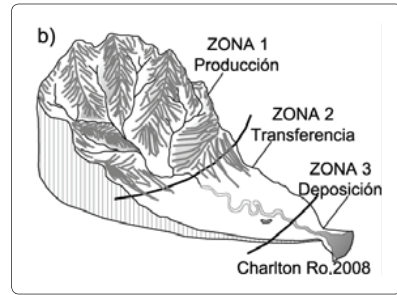
1.3.1.12 Fundamentos Teóricos de la Ley de Distribución Normal Referida al Cálculo de la Granulometría de los Sedimentos

La evaluación correcta de la composición granulométrica de los sedimentos tiene un gran significado práctico en los diseños de estructuras hidráulicas, en los estudios de las deformaciones de los cauces aluviales, en las cuestiones sobre el transporte de sedimentos por los ríos, lo mismo que en muchos casos de modelación en las investigaciones de laboratorio. Sin embargo, en la práctica de diseño no existen proposiciones o normas generalmente aceptadas para evaluar los análisis granulométricos de los sedimentos, lo cual es debido a la inexactitud del método para escoger las muestras de los sedimentos y a la gran variedad de aparatos existentes para realizar muestreos “in situ” y su relativa imprecisión.

Es aún más difícil determinar las dimensiones mínimas y máximas de las partículas. Como se sabe, la composición de los sedimentos más pequeños de la mezcla varía considerablemente ya que ellos pueden ser lavados o transportados por el flujo e, incluso, pueden depositarse en función de las condiciones del régimen de la misma corriente. En la determinación de la granulometría de las partículas, al definir los diámetros, los errores aparecen debido a que éstas son transportadas y depositadas en forma aleatoria y porque su división es imprecisa en diferentes fracciones. De otro lado, se ha establecido desde hace mucho tiempo que las curvas granulométricas de los sedimentos son muy similares a las curvas elementales de duración de frecuencias, es decir, cada mezcla de sedimentos tiene su propia *función de distribución o función de densidad de probabilidad*.

Coefficiente de uniformidad

Para caracterizar la granulometría de los sedimentos se utiliza el coeficiente de uniformidad. Como se indicó anteriormente, la ley de distribución de la granulometría de los sedimentos se caracteriza con dos parámetros “ d_a ” y “ σ ”, los cuales se usan para describir el coeficiente de uniformidad. d_a - diámetro medio de los sedimentos analizados (en general, se trata de la esperanza matemática); σ - desviación estándar de la función de densidad de probabilidad de los sedimentos.



▲ **Figura 1.39** Variación de las características de un río a lo largo del área de drenaje (Churh, 1992). 1. Zona de producción de sedimentos; 2. Zona de transferencia de sedimentos; 3. Zona de deposición de sedimentos; (Basadas en el concepto de Schumm, 1977).

$$C_{UN} = \frac{d_2(\sigma, d_a)}{d_1(\sigma, d_a)} = \frac{\int_{-\infty}^{r_2} e^{-\frac{r_2^2}{2}} dr_2}{\int_{-\infty}^{r_1} e^{-\frac{r_1^2}{2}} dr_1} \quad (1.89)$$

$$r_2 = \frac{1}{\sigma_2} \ln \frac{d_2}{d_a} \quad \text{y} \quad r_1 = \frac{1}{\sigma_1} \ln \frac{d_1}{d_a}$$

d_2 y d_1 - son el diámetro de control y el diámetro efectivo.

De acuerdo con diferentes investigadores, los parámetros " d_2 " y " d_1 ", se toman de diversas formas; " d_2 " varía de " d_{60} " a " d_{90} " y " d_1 " de " d_{10} " hasta " d_{25} ". Si se toma " d_2 " = " d_{60} " y " d_1 " = " d_{10} " entonces, en correspondencia con la ecuación 1.89, como caso particular se obtiene el coeficiente de uniformidad para sedimentos monogénicos $\phi_1(r) = 0,1$ y $\phi_2(r) = 0,6$.

$$\phi_2(r) = 0,6 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{r_2 = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{d_{60}}{d_a}} e^{-\frac{r_2^2}{2}} dr_2 \quad (1.90)$$

$$\phi_1(r) = 0,1 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{r_1 = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{d_{10}}{d_a}} e^{-\frac{r_1^2}{2}} dr_1 \quad (1.91)$$

Después de determinar por medio de una tabla especial las funciones " r_2 " y " r_1 ", se encuentra:

$$C_{UN1} = e^{1,56\sigma} \quad (1.92)$$

Para $d_2 = d_{70}$ y $d_1 = d_{20}$:

$$C_{UN2} = e^{1,365\sigma} \quad (1.93)$$

Para $d_2 = d_{25}^{0,5}$ y $d_1 = d_{75}^{0,5}$:

$$C_{UN3} = \sqrt{\frac{d_{25}}{d_{75}}} = \sqrt{e^{1,35\sigma}} \quad (1.94)$$

Para $d_2 = d_{90}$ y $d_1 = d_{10}$:

$$C_{UN4} = e^{2,56\sigma} \quad (1.95)$$

De tal manera, el coeficiente de uniformidad de acuerdo con la fórmula 1.89 será:

$$C_{UN} = e^{a\sigma} \quad (1.96)$$

$$a_r = \psi(r_2, r_1) \quad (1.97)$$

En función de los diámetros tomados, el valor a_r varía entre límites considerables: desde 0,675 hasta 2,56; por lo tanto, si se toma el coeficiente de uniformidad de acuerdo con la relación “ d_{60}/d_{10} ” o con otras relaciones similares, pueden surgir errores.

El coeficiente de uniformidad para sedimentos poligénicos (Figura 1.40) se puede determinar tomando la probabilidad: $\phi(r_1, r_2) = d_2$ y d_1 :

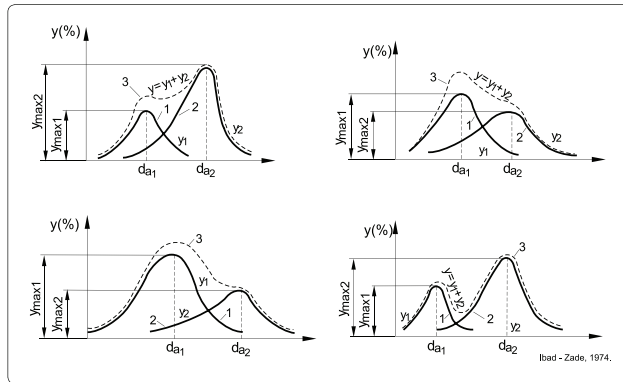
$$C_{UN\pi} = \frac{d_2(\sigma_1, d_{ar1}, \sigma_2, d_{ar2})}{d_1(\sigma_1, d_{ar1}, \sigma_2, d_{ar2})} \quad (1.98)$$

Para una caracterización más completa de la composición granulométrica de los sedimentos, con frecuencia se utilizan curvas empíricas de uniformidad. Sin embargo, es sabido que estas curvas construidas como resultado de una cantidad limitada de pruebas contienen errores relacionados con un tamizado no muy exacto y, especialmente, con el método de vibraciones. Tiene un gran

significado la determinación exacta de los diámetros de las partículas más pequeñas, que ejercen una gran influencia en las propiedades fundamentales de los sedimentos. Utilizando métodos estadísticos, se pueden disminuir los errores al determinar los diámetros de las partículas finas.

Como conclusión, se debe observar que en este problema de determinación de la composición granulométrica de las mezclas naturales se han ocupado muchos especialistas y, sin embargo, sus investigaciones se limitaron a mezclas de cantos rodados, de gravas y de arenas.

Existen varias proposiciones para determinar las características de estas mezclas. En la mayoría, éstas son relaciones funcionales que, en muchos casos, no



▲ **Figura 1.40** Ejemplos de distribución poligénica de los sedimentos.

corresponden a las condiciones naturales o las características seleccionadas y no expresan en forma correcta la ley de la curva granulométrica.

Utilizando los métodos de la estadística matemática, Ibad-Zade (1974,1989) obtuvo las curvas de distribución de sedimentos mostradas a lo largo de este numeral y se espera que los resultados de dichas investigaciones sirvan de base para diferentes trabajos teóricos.

En la práctica se utilizan diferentes expresiones para definir el coeficiente de uniformidad de los sedimentos.

La desviación estándar geométrica es: $\sigma_g = \left(\frac{d_{84,1}}{d_{15,9}} \right)^{1/2}$. Este parámetro se utiliza

como coeficiente de uniformidad. En los casos en que $\sigma_g > 3$, el sedimento se considera gradado. Si se cumple esta condición, el material del lecho en un río está en capacidad de formar una coraza, de lo contrario no la desarrollará. El valor σ_g tal como se acaba de describir proviene de considerar que la distribución granulométrica es de tipo log-normal, por lo cual el logaritmo de los tamaños d se distribuye normalmente y, por lo tanto, se cumple que: $\log d_{84,1} - \log d_{15,9} = 2\sigma$, de donde se deduce la expresión mencionada.

El coeficiente de gradación (coeficiente de uniformidad) también se puede representar de las siguientes maneras:

$$C_{UN} = \frac{1}{2} \left(\frac{d_{84,1}}{d_{50}} + \frac{d_{50}}{d_{15,9}} \right) \quad (1.99)$$

$$C_{UN} = \sqrt{\frac{d_{90}}{d_{10}}} \quad (1.100)$$

$$C_{UN} = \frac{d_{mp}}{d_{95}} \quad (C_{UN} \leq 0,8; \text{ gradado } C_{UN} > 0,8; \text{ uniforme}) \quad (1.101)$$

d_{mp} - diámetro medio ponderado

$$C_{UN} = \frac{d_{95}}{d_5} \quad (C_{UN} \leq 5,0; \text{ uniforme } C_{UN} > 5,0; \text{ gradado}) \quad (1.102)$$

A título de ejemplo, en los cuadros 1.2 y 1.3 se presenta el análisis granulométrico de una muestra de grava arenosa con trazas de finos, incluyendo todos los parámetros correspondientes y mencionados en el presente capítulo. Igualmente, la figura 1.27 contiene la curva granulométrica convencional (función de distribución) y la curva que representa la función de densidad.

1.3.1.13 Técnicas de muestreo de sedimentos en los lechos de los ríos

La técnica que se debe utilizar al tomar las muestras de sedimentos del lecho en un río depende sustancialmente del problema que se quiere resolver, es decir, del tipo de investigación que se está desarrollando dentro de una labor de consultoría o de análisis general.

Diámetro, d (1)			Factor de ponderación D³ (mm³) (10³)	Conteo para cada fracción	Conteo x D³ (10⁶)	Porcentaje	Porcentaje que pasa
Fracción pulg	Media geométrica						
	mm	pulg					
9 a 8	216	8,49	10.100	3	30,3	15,9	100
8 a 6	176	6,93	5.450	14	76,3	40,2	84,1
6 a 4	124	4,90	1.910	28	53,5	28,2	43,9
4 a 2	72	2,83	373	72	26,9	14,1	15,7
2 a 0,75	31	1,22	298	100	2,98	1,6	1,6
				217	189,98	100	

▲ **Cuadro 1.12** Conteo de sedimentos para un análisis granulométrico de materiales del lecho.

Si se busca definir la resistencia hidráulica de un determinado tramo, expresada como resistencia por textura o resistencia por relieve, lo más indicado es realizar un muestreo de los materiales superficiales del lecho, dado que ellos son los responsables de

aportar la rugosidad mencionada. Sin embargo, cuando se analice la resistencia por textura o por relieve durante el paso de una creciente, es muy probable que el flujo destruya la capa superficial y, por consiguiente, también será necesario hacer un muestreo completo volumétrico de los materiales subsuperficiales que, generalmente, son más finos que los superficiales, especialmente si existe una coraza claramente definida. De esta manera, la granulometría superficial se usará en los análisis de resistencia hidráulica con caudales moderados y la granulometría completa será la base para los estudios de resistencia con el paso de crecientes considerables.

Si se requiere resolver el problema relacionado con la condición de umbral o iniciación del movimiento, será preciso disponer sólo de la granulometría super-

Nº del grupo	Forma de las partículas	Primer índice morfométrico	Segundo índice
I	Esférica	$\frac{a}{c} \leq 1,25$	$\frac{b}{c} \cong \frac{a}{c}$
II	Elipse de rotación	$1,25 < \frac{a}{c} \leq 2$	$\frac{b}{c} \leq 1,25$
III	Elipse triaxial	$2 < \frac{a}{c} \leq 3$	$1 < \frac{b}{c} \leq 2$
IV	Forma de disco	$1 < \frac{a}{c} \leq 3$	$\frac{a}{c} \cong \frac{b}{c}$
V	Platina	$3 < \frac{a}{c}$	$\frac{b}{c} \cong \frac{a}{c}$

Nota: a, b, c – longitud, ancho y altura de la partícula.

▲ **Cuadro 1.13** Valores de las características morfológicas para un grupo de partículas de diferentes formas.

ficial, pero si el estudio incluye el desarrollo del acorazamiento es indispensable efectuar un muestreo completo de los sedimentos subsuperficiales.

En el caso de un estudio de socavación o degradación es importante disponer de muestras tanto superficiales como subsuperficiales hasta una profundidad comparable con el valor de la socavación esperada. Para evaluar la carga de sedimentos de fondo o de sedimentos provenientes del lecho es necesario efectuar un muestreo volumétrico integral.

El muestreo se debe realizar en todo el tramo del río en estudio y el número de muestras depende de la homogeneidad del material. Para un tramo de unos cien metros de longitud con arenas homogéneas bastará con una sola muestra. Las muestras se pueden tomar en el fondo del cauce sumergido, en barras, en islas o en playas. En un tramo de 8 km, por ejemplo, se pueden tomar 33 muestras, haciendo tres muestreos en cada sección transversal (Pemberton Ernest L. y Joseph M. Lara 1984). Cada muestreo contiene tanto material subsuperficial como superficial y el promedio aritmético de las 33 muestras constituyen un análisis granulométrico compuesto.

El muestreo de gravas o cantos que puede ser mezclado uniformemente en la zona de degradación o con una coraza superficial es más complicado (Wolman, 1954; Kellerhals, 1967; Leopold, 1970; Kellerhals y Bray, 1971).

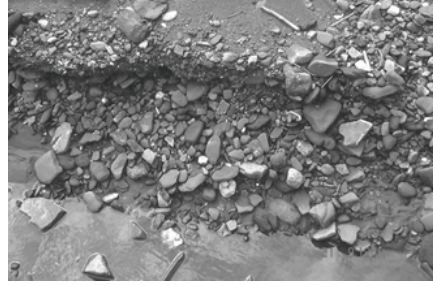
Existen tres métodos para tomar muestras: 1. Toma volumétrica de muestras para realizar un análisis granulométrico por peso convencional en laboratorio; 2. Un muestreo en una cuadrícula que puede tener entre 0,5 y 0,9 m de lado; y 3. Un muestreo aleatorio de partículas en una determinada distancia a lo largo de una línea recta o tomando sólo aquellas partículas que se encuentren en las intersecciones de una malla de unos 15 m de lado mayor.

Los tres métodos requieren de un operario experimentado que, con buen criterio, seleccione los sitios más representativos. El primer método se aplica para arenas y gravas que permiten tomar una cantidad de material que pueda ser transportada hasta el laboratorio. Los métodos 2 y 3 se aplican para materiales más gruesos donde el conteo de las partículas grandes reemplaza al muestreo volumétrico directo. Si con los materiales gruesos se encuentran gravas y arenas, éstas últimas se analizan con el primer método y los gruesos se combinan con el segundo o tercero y luego se realiza un análisis granulométrico compuesto.

El método por conteo requiere la medición del eje intermedio de las partículas superiores a unos 13 mm. Cada partícula se mide y se agrupa dentro de un tamaño apropiado o intervalo de clase y luego se desecha. Como se verá más adelante, es suficiente analizar entre 75 y 100 partículas en cada muestreo. La conversión o factor de ponderación para cada fracción (intervalo de clase) es directamente proporcional a d_{mg}^3 -media geométrica de los sedimentos de una determinada fracción. En el cuadro 1.12 se muestra un ejemplo de este procedimiento. En las figuras 1.41 y



▲ **Figura 1.41** Tamaño de la coraza de gravas y cantos rodados en el Río Colorado abajo de la presa de Glen Canyon (julio de 1975).



▲ **Figura 1.42** Material similar al ubicado bajo la coraza en el Río Colorado abajo de la presa de Glen Canyon (julio de 1975).

1.42 se ilustran las fotografías de las técnicas de muestreo mencionadas. Fotografías de este tipo se pueden usar para adelantar los conteos.

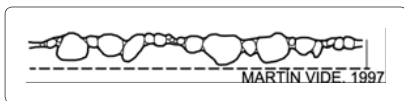
El método más completo es el muestreo volumétrico y consiste en tomar del lecho un cierto volumen de material subsuperficial. Con ese propósito se retira primero la capa superficial en un espesor comparable al tamaño de la mayor partícula observada en la superficie. El volumen que se toma a continuación deber ser representativo del material granular del cauce, para lo cual puede seguirse el criterio de que la mayor partícula extraída no represente más del 1 % en peso de toda la muestra, o bien para mayor precisión el 0,1% en peso. Si, por ejemplo, $d_{m\acute{a}x} = 10$ cm estos criterios dan unos 100 y 1.000 kg, respectivamente. Como puede verse, en lechos de gravas se necesitarán medios mecánicos importantes para la extracción y manipulación de las muestras.

También puede interesar la granulometría de la coraza por sus implicaciones sobre el inicio del movimiento o la rugosidad en aguas bajas o medias. El método de campo llamado muestreo superficial consiste en marcar de algún modo el material expuesto en la superficie (por ejemplo con pintura) y retirar todo el material marcado, pero no el no marcado. Para que la muestra sea representativa, la mayor partícula marcada no debe representar más del 1 % del área muestreada, lo que puede traducirse en que el área muestreada sea $100d_{m\acute{a}x}^2$.

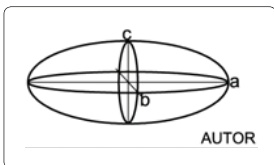
Las muestras superficiales se pasan por el tamiz y se pesan, tal como se hace con las volumétricas. No obstante, las granulometrías obtenidas son diferentes. La expresión:

$$f_{ivol} = \frac{f_{isup} d_i^{-1}}{\sum f_{isup} d_i^{-1}} \quad (1.103)$$

permite obtener la granulometría convencional a partir de las muestras superficiales. En ella se representa la ponderación (figura 1.43) que le da mayor peso a las partículas de mayor tamaño en términos de frecuencia f_{isup} con respecto a su frecuencia



▲ **Figura 1.43** Comparación visual entre la muestra superficial y volumétrica.



▲ **Figura 1.44** Ejes imaginarios de una partícula.

real en el volumen: frecuencia f_{ivol} . El subíndice i numera las clases de los tamaños y d_i es el centro de la clase; f_{ivol} -frecuencia con la cual se presentan las partículas tomadas con el método volumétrico; f_{isup} -frecuencia con la cual se presentan las partículas tomadas superficialmente (Martín Vide, 1997).

También puede realizarse un muestreo por conteo del material superficial. A distancias regulares (pasos) se toma una partícula (la que toca la contera del zapato) y se mide su tamaño (como siempre, el eje b del elipsoide) (figura 1.44). La curva granulométrica obtenida no requiere conversión a frecuencias volumétricas, pero está truncada en un valor de 8 mm, aproximadamente; es decir, no contiene material inferior a este tamaño, lo

cual repercute en todas las medidas de posición y dispersión de la curva granulométrica.

Al comparar diferentes técnicas de muestreo se han definido las relaciones entre ellas, encontrando que el método por conteo del material superficial descrito anteriormente (Wolman, 1954) es equivalente al muestreo volumétrico o por peso en los casos en que el material sea homogéneo en profundidad, es decir, sin coraza (Kellerhals y Bray, 1971).

Existen fuentes de error por muestreo y también por medición. Las fuentes de error asociadas al muestreo por conteo del material superficial fueron investigadas con cierto detalle (Wolman, 1954 y Brush, 1961). Los resultados de Wolman indican que un muestreo de 100 granos en un determinado sitio es suficiente para asegurar su representatividad. Brush estima que 60 partículas son suficientes para este propósito. No obstante, es obvio que mientras mayor sea la muestra, mejor será el resultado. Los errores de medición no son relevantes cuando la muestra es inferior a 100 partículas. Para muestras mayores cobran importancia los errores por medición (Hey Richard D. y Thorne R. Colin, 1983). Según estos autores, el tamaño requerido de una muestra para obtener un nivel aceptable de confiabilidad se puede determinar a partir de la teoría estadística. Esta teoría indica que no se debe buscar una confiabilidad mayor del 10% dado que en ese caso el tamaño de la muestra se hace impracticable puesto que pasa de 790 partículas.

1.3.2 Investigaciones sobre la velocidad de caída de los sedimentos

De acuerdo con el Inter-agency Committee de los Estados Unidos de Norteamérica, la velocidad estandar de caída de una partícula es la velocidad media que adquiere

re una partícula cuando cae sola en agua quieta y destilada a 24°C y en un recipiente de altura infinita. Esta es la misma velocidad terminal debido a que se considera el momento cuando se adquiere un equilibrio entre la fuerza de gravedad y la de resistencia, originándose un movimiento uniforme. En el presente texto esta velocidad se asocia a una condición de agua limpia y corresponde al descenso de una partícula única. Sin embargo, existe otro caso, de mayor interés práctico, consistente en la caída de un gran número de partículas que pueden tener una granulometría uniforme o gradada la cual se denomina en el presente texto como condición de agua turbia. En ambos casos se puede producir flujo laminar, en transición o turbulento dependiendo del tamaño de las partículas o, lo que es lo mismo en este sentido, del número de Reynolds de partícula. De la misma manera, en ambos casos se puede considerar el efecto de la forma de los sedimentos que caen.

Durante el estudio del movimiento de los sedimentos en los ríos y canales y de las investigaciones sobre la sedimentación, condiciones de suspensión y otras, es necesario conocer los valores numéricos de los parámetros fundamentales de los sólidos y uno de los más importantes es la velocidad de caída de las partículas, cuyo estudio tiene un valor práctico-teórico bastante actual (Ibad-Zade, 1989).

Las investigaciones sobre la velocidad de caída de las partículas se han realizado siguiendo dos caminos:

- Una solución teórica cuando los cálculos se basan en leyes de resistencia al movimiento de un cuerpo en un medio líquido.
- Investigaciones experimentales directas de la caída de las partículas de los sedimentos en el agua.

Estos dos caminos de solución se complementan uno al otro: la relación entre la velocidad de asentamiento de las partículas en un medio líquido y sus dimensiones se expresa con una serie de ecuaciones que se han deducido de análisis teóricos y que han sido comprobadas experimentalmente.

Se sabe que cualquier cuerpo, cuando cae en un medio determinado, experimenta una resistencia por parte de este medio. Innumerables investigaciones han establecido que la resistencia del medio puede ser de dos tipos:

- Por parte de la presión dinámica del medio sobre el cuerpo que se ha sumergido en él.
- Por parte de la fricción o de la viscosidad del líquido.

El valor de estas resistencias depende del tipo de contacto del cuerpo con el medio líquido y del carácter de su movimiento, que puede ser turbulento o laminar. Durante un movimiento turbulento el cuerpo debe vencer una resistencia debida fundamentalmente a la presión dinámica y durante un movimiento laminar la resistencia es debida a la viscosidad o a la fricción.

En los siguientes tres numerales se exponen los análisis, experimentos y fórmulas para determinar la velocidad de caída de partículas individuales tanto en agua limpia como en agua turbia. Además, en el numeral 1.3.2.4 aparece la metodología para calcular la velocidad media de caída de toda una mezcla de sedimentos en conjunto.

1.3.2.1 Ley de Stokes y coeficiente de arrastre

Stokes consideró que una partícula pequeña que cae en agua quieta presenta movimiento uniforme y dedujo la ecuación para la velocidad de caída de la siguiente manera: inicialmente describió la resistencia que experimenta la partícula por parte del agua como el producto de un coeficiente C_{RES} por la viscosidad dinámica del medio, por el diámetro de las partículas y por su velocidad de caída. Este coeficiente influye en la presión dinámica de estancamiento $\rho W^2/2$ la cual es igual a un valor medio sobre el área transversal en la que actúa el flujo.

Para partículas de forma esférica en un recipiente de agua limpia de dimensiones infinitas, el coeficiente de resistencia o coeficiente de arrastre C_{RES} es igual a $(3 \cdot \pi)$ y la resistencia a la viscosidad resulta:

$$R_L = 3 \cdot \pi \cdot \mu \cdot d \cdot w \quad (1.104)$$

R_L - es la fuerza de resistencia durante un movimiento laminar en la caída de una partícula en agua quieta; μ - es el coeficiente de viscosidad dinámica ($gr/cm \cdot s$); d - es el diámetro de las partículas (cm); w - es la velocidad uniforme de caída de las partículas (cm/s).

Por otro lado, la fuerza ejercida por la gravedad sobre la partícula que cae es:

$$W = m \cdot g = (\rho_s - \rho) \cdot V \cdot g \quad (1.105)$$

m - masa de la partícula (gr); g - aceleración de la fuerza de gravedad (cm/s^2); ρ_s - densidad de la partícula (gr/cm^3); ρ - densidad del agua (gr/cm^3); V - volumen de la partícula (cm^3).

Debido a que el movimiento de la partícula es uniforme, se iguala la fuerza gravitacional a la resistencia, obteniendo:

$$3 \cdot \pi \cdot \mu \cdot d \cdot w = (\rho_s - \rho) \cdot V \cdot g \quad (1.106)$$

El volumen de la esfera es: $V = \pi \cdot d^3/6$. Reemplazando este valor y despejando w , se obtiene la fórmula de Stokes para la velocidad de caída:

$$w = \frac{(\rho_s - \rho) \cdot d^2 \cdot g}{18 \cdot \mu} \quad (1.107)$$

Si se toma $\rho_s \cdot g = \gamma_s = 2,65 \text{ gr/cm}^3$

$$w(\text{cm/s}) = 87,2 \frac{d^2}{\mu} \quad (1.108)$$

Para el agua a una temperatura de 15°C, $\mu = 0,0114 \text{ gr/cm} \cdot \text{s}$, por lo tanto:

$$w(\text{cm/s}) = 7.649,12 \cdot d^2 \quad (1.109)$$

De otra parte, la fórmula de Allen considera el régimen de transición de movimiento entre laminar y turbulento:

$$R_{TR} = \frac{\pi \cdot d^2}{4} \frac{\gamma}{2g} w^2 \frac{a_1}{\sqrt{\frac{w \cdot d}{\nu}}} \quad (1.110)$$

R_{TR} - es la fuerza de resistencia en el régimen de transición del movimiento; a_1 - es un coeficiente aproximadamente igual a 10; ν - es la viscosidad cinemática; γ - es el peso unitario del agua.

Para velocidades altas de caída la resistencia alcanza un valor considerable. Las líneas de flujo después del cuerpo adquieren un movimiento circular, es decir, se portan como un remolino denominado vórtice de estela. En tales casos, la resistencia es proporcional al cuadrado de la velocidad del medio líquido y también a la densidad y al área característica del cuerpo y se expresa de acuerdo con la fórmula de Newton-Ritinger:

$$R_{TU} = C_D \cdot \gamma \cdot A_{Tr} \cdot \frac{w^2}{2g} \quad (1.111)$$

R_{TU} - es la fuerza de resistencia durante un movimiento turbulento del medio; A_{Tr} - es el área de la sección transversal; C_D - es un coeficiente de resistencia denominado coeficiente de arrastre.

Por fuera de los límites de validez de la ley de Stokes se puede escribir una ley general de resistencia de la ley de Newton. La fuerza de resistencia de acuerdo con 1.111 será:

$$R_{TG} = C_D \cdot \gamma \frac{w^2}{2g} = \frac{1}{2} \cdot C_D \cdot \rho \cdot A_{Tr} \cdot w^2 \quad (1.112)$$

Para una forma esférica de las partículas: $A_{Tr} = \pi \cdot d^2 / 4$ entonces 1.112 se transformará así:

$$R_{TG} = \frac{1}{8} C_D \cdot \rho \cdot \pi \cdot d^2 \quad (1.113)$$

La fuerza de gravedad será igual a:

$$W = \frac{\pi \cdot d^3}{6} (\rho_s - \rho) g \quad (1.114)$$

Haciendo $R_{TG} = W$, se obtiene:

$$w = \sqrt{\frac{4}{3} \cdot \frac{g(\rho_s - \rho) d}{C_D \cdot \rho}} \quad (1.115)$$

Para la solución de la ecuación 1.115, se debe conocer el coeficiente de arrastre C_D en función de Re_d . Para C_D igual a Re_d la ecuación 1.115 se transforma en la ley de Stokes.

En las fórmulas anotadas se han utilizado las siguientes convenciones:

$$Re_d = \frac{w \cdot d}{\nu} \quad (1.116)$$

w - es la velocidad de caída; d - es el diámetro de la esfera; g - es la aceleración de la fuerza de gravedad; ρ_s y ρ - son las densidades de la partícula y del líquido.

La fórmula de Stokes es válida sólo para una caída uniforme de una partícula esférica cuyo diámetro es menor que 0,1 mm y considera sólo la fuerza de resistencia debida a la fricción interna, con un flujo laminar.

Rubey (1933) obtuvo de manera experimental la siguiente expresión:

$$w = \sqrt{\frac{2}{3} a_s g d + \frac{36\mu^2}{\rho^2 d^2}} - \frac{6\mu}{\rho d} \quad (1.117)$$

$$a_s = (\rho_s / \rho) - 1$$

Cuando el valor μ es pequeño y el valor " d " es considerable, se tiene:

$$w = \sqrt{\frac{2}{3} a_s g d} \quad (1.118)$$

La fórmula 1.117, se puede escribir de la siguiente manera:

$$w = \frac{6\mu}{\rho d} \left(\sqrt{\frac{a_s g \rho^2 d^3}{54\mu^2} + 1} - 1 \right) \quad (1.119)$$

Si en la ecuación 1.119, la expresión que se encuentra bajo el radical se expresa como $1 + Z_r$, entonces, en forma aproximada se puede escribir $(1 + Z_r)^{1/2} \approx 1 + Z_r / 2$. Así, la fórmula 1.119 adquirirá el siguiente aspecto:

$$w = \frac{6}{\rho} \cdot \frac{\mu}{d} \left(1 + \frac{a_s g \rho^2 d^3}{108 \mu^2} - 1 \right) = \frac{a_s g \rho d^2}{18 \mu} \quad (1.120)$$

$$w = \frac{1}{18} g d^2 \frac{\rho_s - \rho}{\mu} \quad [cm/s] \quad (1.121)$$

w - velocidad de caída de una partícula esférica en agua limpia y flujo laminar, cm/s ;
 g - aceleración de la fuerza de gravedad, $g = 981 \text{ cm/s}$; d - diámetro de la partícula, cm ; ρ_s - densidad de las partículas, $\rho_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; ρ - densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; - viscosidad dinámica del agua, $gr/cm \cdot s$.

$$\mu = \frac{0,0178 \cdot \rho}{1 + 0,0337 \cdot t + 0,000221 \cdot t^2} \quad (1.122)$$

μ - viscosidad dinámica del agua, $gr/cm \cdot s$; gr/cm ; t - temperatura del agua, $^{\circ}C$;
 ρ - densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$.

Es decir, se obtendrá la expresión 1.107, que es la fórmula de Stokes.

En lo que sigue, casi todas las investigaciones teóricas se realizaron con el fin de obtener una verificación de la fórmula de Stokes. Así, por ejemplo, dicha fórmula fue rectificada por Oseen, quien introdujo un miembro adicional que consideraba la resistencia dinámica que se incrementa al aumentar la velocidad de las partículas, lo mismo que sus dimensiones:

$$R_{din} = 6 \cdot \pi \cdot r \cdot \mu \cdot w \left(1 + \frac{3}{16} Re_d \right) \quad (1.123)$$

Esta misma expresión se puede escribir de la siguiente manera:

$$C_D = \frac{24}{Re_d} \left(1 + \frac{3}{16} Re_d \right) \quad (1.124)$$

$$Re_d = \frac{dw}{v} \quad (1.125)$$

Para determinar la velocidad de caída de las partículas cuyo diámetro es mayor que 0,1 mm, las cuales no cumplen con la ley de Stokes, Oseen introdujo la siguiente fórmula general:

$$w = \frac{\frac{-C_{A1}}{r} + \sqrt{\left(\frac{C_1}{r} \right)^2 + 4rC_{A2}}}{2} \quad (1.126)$$

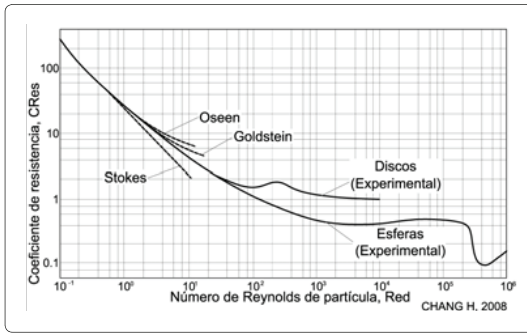
$$C_{A1} = \frac{8\mu}{3\rho_s} \quad y \quad C_{A2} = \frac{16}{27} g \frac{\rho_s - \rho}{\rho}$$

La fórmula de Oseen es válida para las mismas condiciones que la de Stokes. Desde el punto de vista del número de Reynolds de partícula Re_d la ley de Stokes y la ecuación de Oseen para flujo laminar se cumple estrictamente sólo cuando $Re_d < 0,1$ o, en el mejor de los casos, cuando $Re_d < 1$. Una rectificación posterior de la fórmula de Stokes fue realizada por Goldstein:

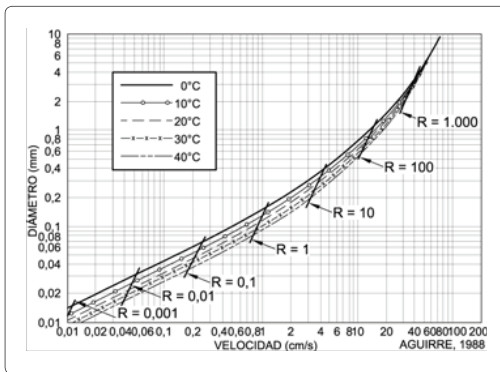
$$R_{din} = 6 \cdot \pi \cdot r \cdot \mu \cdot w \left(1 + \frac{3}{16} Re_d - \frac{19}{1.280} Re_d^2 + \frac{71}{20.480} Re_d^3 - \frac{30.179}{34.406.400} Re_d^4 + \dots \right) \quad (1.127)$$

Esta ecuación se puede presentar de la siguiente manera:

$$C_D = \frac{24}{Re_d} \left(1 + \frac{3}{16} Re_d - \frac{19}{1.280} Re_d^2 + \frac{71}{20.480} Re_d^3 - \frac{30.179}{34.406.400} Re_d^4 + \dots \right) \quad (1.128)$$



▲ **Figura 1.45** Coeficiente de resistencia (de arrastre o sustentación) de esferas en función del número de Reynolds de la partícula.



▲ **Figura 1.46** Velocidad de caída de esferas de cuarzo en el agua para diferentes temperaturas, según Rouse (1937).

La aplicación de las ecuaciones de Oseen y de Goldstein se realiza tal como se explica en el numeral 1.3.2.2 en relación con las figuras 1.45 y 1.46. Sin embargo, los resultados de la ecuación de Oseen son confiables sólo hasta valores del número de Reynolds de partícula Re_d igual a 0,1 y en la ecuación de Goldstein son válidos hasta un valor $Re_d = 2$.

En términos generales, el coeficiente de arrastre C_D corresponde a la siguiente expresión:

$$C_D = \frac{4}{3} \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right) \frac{gd}{w^2} \quad (1.129)$$

Sin embargo, resulta útil considerar que, de acuerdo con investigaciones relativamente recientes (Nian-Sheng Cheng, 1997) propone expresar el coeficiente de arrastre C_D con la siguiente fórmula:

$$C_D = \left[\left(\frac{A_{NI}}{Re_d} \right)^{1/no} + B_{NI}^{1/no} \right]^{no} \quad (1.130)$$

A_{NI} , B_{NI} - son coeficientes en la ecuación de Nian-Sheng Cheng; no -exponente.

Esta ecuación tiene la ventaja de que es válida tanto para valores altos del número de Reynolds de partícula: $Re_d > 1.000$ como para valores bajos: $Re_d < 1$ y para valores intermedios, es decir, es una ecuación integral en la cual C_D es inversamente proporcional a Re_d con números de Reynolds de partícula bajos y es constante para números de Reynolds de partícula altos.

De acuerdo con los análisis de Gonchárov (Ibad Zade 1992), Zegzha (1934), Arjanguielsk (1935), Zarkisian (1958) sobre arenas cuarzosas, el valor A_{NI} se puede tomar igual a 32 y el valor de $B = 1$ es el límite inferior para C_D en sedimentos naturales. De la misma manera, el valor medio de no es de 1,5. En consecuencia, la anterior ecuación se puede representar de la siguiente manera:

$$C_D = \left[\left(\frac{32}{Re_d} \right)^{1/1,5} + 1 \right]^{1,5} \quad (1.131)$$

También se acepta, en general, que para números de Reynolds de grano inferiores a 1.000 el coeficiente de arrastre es: $C_D = 32/Re_d$ y para números de Reynolds altos (entre 10^3 y 10^5) el valor C_D es igual a 0,4 para esferas y $1,0 < C_D < 1,2$ para partículas naturales. Al respecto, se anota que para sedimentos naturales el factor de forma se acerca a 0,7.

Junto a las soluciones teóricas del tema sobre la resistencia de una partícula esférica se han realizado muchas investigaciones directas, pero no se ha establecido ninguna relación con el tratamiento teórico de este asunto en la hidrodinámica.

Son conocidos especialmente por los investigadores occidentales los trabajos de Hazen, de Sudri, de Richards, de Rittenger, de Cray, de Shanks, de Stewartson, de Van Dyke y otros. Las investigaciones fundamentales teóricas y experimentales en esta dirección fueron realizadas por científicos soviéticos como Arjanguielsk, Velicanov, Zrielov, Lapshin, Gonchárov, Sokolov, Astapov, Zarquisiam, Ziegshda y otros.

Velicanov y Ziegshda realizaron investigaciones experimentales con esferas de diferentes dimensiones de acero y una mezcla especial de parafina. En calidad de líquido se utilizó agua y dos tipos de aceites con viscosidad variable. Por medio de estos ensayos ellos establecieron los límites de los números de Reynolds para diversos regímenes de flujo. Utilizando sus resultados y los de otros investigadores se obtuvo:

$$w = \sqrt{\frac{gr \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)}{f_{adi}}} \quad (1.132)$$

$$f_{adi} = 0,105 + 4,5 Re_d^{-1} + \frac{2,0 \cdot 2,655}{\pi} \arctg Re_d^{-1/2}$$

f_{adi} - es el coeficiente de resistencia que ellos llamaron coeficiente adimensional; Re_d - es el número de Reynolds relacionado con la velocidad de caída de las partículas.

Para valores pequeños de Re_d , esta relación conduce a la ley de Stokes, y para valores grandes a una ley cuadrática. Posteriormente Ziegshda continuó las investigaciones en la misma dirección utilizando, a cambio de esferas, partículas de arena y grava de diámetros entre 0,4 y 5 mm, con pesos específicos de 2,65 t/m³ y los mismos líquidos.

Con base en los resultados de un gran número de experimentos, Ziegshda llegó a la conclusión de que la fórmula escrita anteriormente puede ser utilizada con partículas de forma esférica, pero a cambio de su dimensión real se debe usar el diámetro de una esfera equivalente, la cual se expresa según la siguiente relación:

$$r_{eq} = \frac{2}{3} r_{mp}^{2/3} \quad (1.133)$$

Para las partículas pequeñas, ($r < 0,125$ mm), el radio de la esfera equivalente se puede igualar al radio medio ponderado de las partículas:

$$r_{eq} = r_{mp} \quad (1.134)$$

1.3.2.2 Velocidad de caída de partículas reales en agua limpia

Arjanguielsk realizó un gran número de investigaciones experimentales teniendo en cuenta diversas variaciones de las dimensiones de las partículas lo mismo que la influencia de diferentes temperaturas del agua, con arena de cuarzo de diámetro entre 0,1 y 1 mm y aún menores, para temperaturas entre 5 y 20 grados centígrados. El diámetro de las partículas se midió varias veces con la ayuda del microscopio.

Con base en experimentos realizados con suficiente exactitud, Arjanguielsk propone la siguiente fórmula, de acuerdo con la cual se puede determinar la velocidad de caída de partículas individuales con diámetros desde 0,005 hasta 0,05 mm, para cualquier temperatura del agua en los límites entre 5° y 30° C:

$$w = 0,16 g r^2 \frac{\rho_s - \rho}{\mu} \quad (1.135)$$

$$w = 0,04 \frac{g}{\nu} \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) d^2 \quad (1.136)$$

w - velocidad de caída de una partícula cuarzosa real en agua limpia y flujo laminar, cm/s; g - aceleración de la fuerza de gravedad, $g = 981$ cm/s²; d - diámetro de la partícula, cm; r , radio de la partícula, cm; ρ_s - densidad de las partículas,

$\rho_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; ρ - densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; ν - viscosidad cinemática del agua, cm^2/s .

La fórmula 1.135 se diferencia de la deducida por Stokes solamente por el coeficiente numérico. A cambio de $2/9 = 0,222$ de acuerdo con Stokes, se tiene $0,157 \approx 0,16$. Esta diferencia es debida a la forma irregular de las arenas que en condiciones naturales son angulosas, lo cual les quita su esfericidad absoluta.

Investigando la influencia de la temperatura del agua en la velocidad de caída, Arjanguielsk llegó a la conclusión de que en los límites de validez de la fórmula de Stokes para $Re_d < 1$, la fórmula 1.135 considera en forma correcta ese factor.

Para valores de $Re_d \geq 1$, el coeficiente de resistencia y, por lo tanto, la velocidad de caída de las partículas dependen menos de la temperatura del agua. Los resultados experimentales de Arjanguielsk se muestran en la figura 1.47. Para la zona de las partículas de diámetros entre 0,001 y 0,1 cm, se pueden utilizar los datos de Arjanguielsk; para las partículas con $d > 0,1$ cm, aplican los datos de Richards, de Krey y de Ziegshzda, los cuales se ubican en una franja ancha con desviaciones significativas en las dimensiones de las partículas para velocidades de caída iguales.

Con el fin de perfeccionar y hacer más exactas las escalas para $d > 0,1$ cm, Lapshin realizó experimentos con sedimentos reales de diámetros de 1 a 60 mm. Los datos obtenidos se han colocado en la figura 1.48 y de acuerdo con su ubicación éstos en realidad son como una continuación de los datos aportados por Arjanguielsk.

Sistematizando esa gran cantidad de datos experimentales, Gonchárov propone tres regímenes característicos para el asentamiento de las partículas y para cada régimen dedujo las siguientes fórmulas:

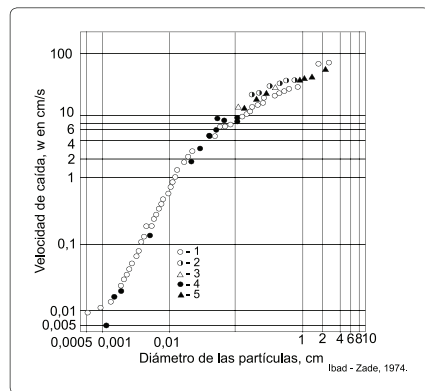
- Para un régimen laminar, cuando $d < 0,015$ cm.

$$w = 40,6 \frac{\rho_s - \rho}{\mu} d^2 \quad (\text{cm/s}) \quad (1.137)$$

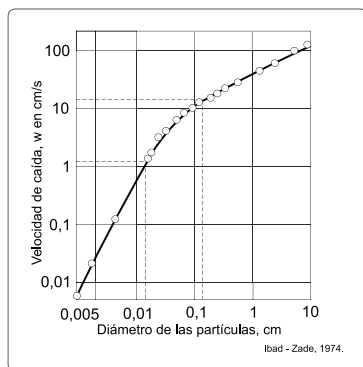
Esta expresión equivale a la siguiente:

$$w = \frac{1}{24} \frac{\rho_s - \rho}{\nu} g d^2 \quad (1.138)$$

w - velocidad de caída de una partícula real en agua limpia y flujo laminar, cm/s ; d - diámetro de la partícula, cm ; ρ_s - densidad de las partículas, $\rho_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; ρ - densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; μ - viscosidad dinámica del agua, $\text{gr/cm} \cdot \text{s}$; ν - viscosidad cinemática (cm^2/s).



▲ **Figura 1.47** Velocidad de caída de los sedimentos. $d=0,0005$ a 10cm y $\gamma = 2,65$ según datos de diferentes investigadores. 1. Richards; 2. Krey; 3. Ziedzhga; 4. Arjanguielsk, 5. Lapshin.



▲ **Figura 1.48** Datos experimentales de Arjanguielsk y Lapshin que caracterizan la velocidad de caída de partículas entre 0,001 y 8 cm con una temperatura del agua de 15° C. Curva construida con la fórmula de Gochárov W (cm/s).

- Para un régimen de transición cuando “ d ” va de 0,015 hasta 0,15 cm y para “ t ” variando de 2 a 26 grados centígrados:

$$w = 67,6 \frac{\rho_s - \rho}{\rho} d + \frac{\rho_s - \rho}{1,92\rho} \left(\frac{t}{26} - 1 \right) \quad (\text{cm/s}) \quad (1.139)$$

w - velocidad de caída de una partícula cuarzosa real en agua limpia y flujo en transición, cm/s; d - diámetro de la partícula, cm; ρ_s - densidad de las partículas, $\rho_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; ρ , densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; t - temperatura del agua, °C.

- Para un régimen turbulento, cuando $d > 0,15$ cm:

$$w = 33,41 \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} d} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.140)$$

Esta ecuación equivale a la siguiente:

$$w = 1,068 \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} d} \quad (1.141)$$

w - velocidad de caída de una partícula cuarzosa real en agua limpia y flujo turbulento, cm/s; d - diámetro de la partícula, cm; ρ_s - densidad de las partículas, $\rho_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; ρ - densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$.

Comparando los resultados de cálculo con las fórmulas propuestas por Gochárov los datos experimentales de Arjanguielsk y de Lapshim, se ha establecido un gran parecido entre ellos (figura 1.48).

Baziliev realizó experimentos con arenas de cuarzo y obtuvo un valor de corrección para la fórmula de Stokes igual a 0,176. Astapov determinó directamente bajo un microscopio las velocidades de caída de las partículas elementales de diámetros entre 0,00088 mm y 0,06 mm. Como resultado de los experimentos llegó a la conclusión de que la fórmula de Stokes, deducida teóricamente para determinar la velocidad de caída de partículas esféricas cuyo peso unitario es igual al peso específico, es válida solamente para partículas elementales. De acuerdo con estos experimentos, se estableció que el número de Newton no es un valor constante y varía en límites más o menos pequeños. Con relación a la fórmula de Stokes, se obtuvo un coeficiente de corrección que varía de 0,163 a 0,212 con un valor medio de 0,199.

La diferencia de las velocidades de caída de las partículas elementales de un mismo diámetro es explicada por Astapov, fundamentalmente debido a la forma de las partículas, ya que ésta es diferente a una esfera.

La influencia de la forma de las partículas en la velocidad de asentamiento fue estudiada por Sokolov, el cual investigó la velocidad de caída de arena gruesa y grava fina con diámetros entre 0,4 y 3,5 mm, con arenas de diferentes formas, en particular sedimentos gruesos, angulares, alargados y aplanados.

Los experimentos mostraron que las partículas de una sola fracción, es decir, de un mismo diámetro pero de diferente forma, pueden tener diferente velocidad de caída. En este caso, la velocidad mayor de caída se observó en las partículas esféricas y la menor en las partículas aplanadas. Con el fin de obtener datos completos sobre las velocidades de asentamiento de partículas gruesas y para establecer la influencia de la forma de los granos sobre su velocidad de caída, Romanovski realizó unas investigaciones experimentales especiales. Los sedimentos utilizados fueron tomados del lecho de un río en su tramo de montaña.

Se seleccionaron partículas de formas comunes trabajadas por el río. Los materiales investigados se dividieron de acuerdo con su forma en cinco grupos. Cada grupo incluía partículas de diferentes dimensiones: desde 0,75 hasta 7,4 cm. Los valores numéricos de las características morfológicas para los grupos de las partículas de diferentes formas se muestran en el cuadro 1.13.

Las investigaciones para establecer la velocidad de caída se realizaron en un fracciómetro de laboratorio de gran tamaño. La caída de las partículas se fijó por medio de una filmadora. Durante la realización de los experimentos se intentó considerar la influencia de la forma de los granos sobre la velocidad de caída introduciendo el parámetro θ , que se definió como un coeficiente de altura.

Si se considera la zona de resistencia cuadrática e igualando la fuerza de gravedad y la fuerza de resistencia, Romanovski derivó la siguiente fórmula:

$$V(\gamma_s - \gamma) = C_D \cdot A_{Tr} \cdot \gamma \frac{w^2}{2g} \quad (1.142)$$

$$C_D = \frac{V(\gamma_s - \gamma) \cdot 2g}{\gamma \cdot A_{Tr} \cdot w^2} \quad (1.143)$$

De la fórmula 1.142, él determina la velocidad de caída:

$$w = \sqrt{2g \frac{V}{C_D \cdot A_{Tr}} \cdot \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}} \quad (1.144)$$

V - es el volumen de las partículas; A_{Tr} - es el área de la sección transversal mayor de la partícula.

Haciendo V/A_{Tr} igual a k_{A2} , él obtuvo:

$$w = C_{OA} \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} g} \quad (1.145)$$

$$C_{OA} = \sqrt{\frac{2k_{A2}}{C_D}} \quad (1.146)$$

La fórmula 1.145, por su forma, corresponde a la relación conocida (1.140), pero, a cambio del diámetro medio, se toma la altura de las partículas. Posteriormente, Romanovski, sin ninguna fundamentación aparente, toma $k_{42} = 0,64$ y obtiene:

$$C_{0A} = 1,13 C_D^{-\frac{1}{2}} \quad (1.147)$$

Es decir, utilizando la misma igualdad (1.142), en un caso determina C_D con la ecuación 1.143 y en otro caso obtiene “w”, o sea, la velocidad de caída, con la ecuación 1.144.

En investigaciones posteriores, Romanovski refinó el parámetro C_{0A} y escribe la fórmula 1.145 de la siguiente manera:

$$w = (2,4 \cdot \theta_A - 0,7) \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} g y} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.148)$$

$$\theta_A = \frac{d_{mp}}{A_{Tr}} \quad (1.149)$$

Cuando no se tienen datos de la forma de las partículas, Romanovski recomienda determinar la velocidad de caída de las partículas en un régimen turbulento con la siguiente fórmula:

$$w = 1,22 \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} g d} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.150)$$

Analizando las fórmulas existentes para determinar la fuerza de resistencia R, para una caída libre de las partículas en agua quieta, Zriellov estableció que todas las fórmulas se pueden escribir de la siguiente manera universal:

$$R_{TG} = \rho \cdot K_{CO} v^{2-n_v} d^{n_v} w^{n_v} \quad (1.151)$$

Expresado a través de Re_d , se obtiene el valor de R_{TG} :

$$R_{TG} = \rho \cdot v^2 K_{CO} Re_d^{n_v} \quad (1.152)$$

Re_d - es el número de Reynolds para la partícula. K_{CO} - es un coeficiente que depende del tipo de contacto o interacción del cuerpo con el líquido.

Al considerar las escalas existentes correspondientes a las velocidades de caída de las partículas de arenas de cuarzo, Zriellov realizó un análisis crítico. La mayoría de los investigadores confirman la presencia de los tres regímenes fundamentales de flujo y, correspondientemente, de tres leyes para la caída de partículas, caracterizadas por el número de Reynolds (ley de resistencia cuadrática, ley de transición y ley de resistencia lineal).

Con base en observaciones especiales sobre la trayectoria de caída de esferas, se dio una nueva clasificación de los regímenes de flujo. A cambio de los tres regímenes (laminar, de transición y turbulento), se establecieron seis, de los cuales cuatro se relacionan con el régimen de transición. Cada uno de los regímenes es

caracterizado por unos valores determinados del número de Reynolds, Re_d y por un indicativo n_V ; lo mismo las trayectorias de caída de las partículas en agua quieta.

Teniendo las expresiones generales de las fuerzas de resistencia que consideran la variación suave del coeficiente de resistencia durante la transición de una zona a otra, Zriellov propuso la fórmula para la velocidad de caída de las partículas en agua de la siguiente manera:

$$w = \sqrt{\frac{\pi \cdot d^{3-n_V} (\rho_s - \rho) g}{6K_{CO} v^{2-n_V} \rho}} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.153)$$

n_V - es un indicativo variable dependiente del número de Reynolds que caracteriza al régimen de movimiento. Para diferentes valores de n_V , la fórmula tiene los siguientes aspectos:

- Para una ley cuadrática, flujo turbulento ($n_V = 2$)

$$w = 44,3 \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} d \quad (\text{cm/s}) \quad (1.154)$$

- Para una ley lineal, flujo laminar ($n_V = 1$)

$$w = 54,5 \frac{\rho_s - \rho}{\mu} d^2 \quad (\text{cm/s}) \quad (1.155)$$

- Para la zona de transición ($n_V = 1.5$)

$$w^{1,5} = \frac{8gd^{3/2}}{6a_1 \sqrt{v}} \cdot \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.156)$$

a_1 - es un coeficiente aproximadamente igual a 10.

Un chequeo experimental realizado con esferas especiales indicadoras y con partículas reales de arena, estableció que la fórmula de Zriellov expresa de manera correcta el proceso de asentamiento de las partículas y su forma estructural permite, de acuerdo con el indicativo de $\sqrt{n_V}$, determinar la zona de resistencia durante la caída de las partículas en un líquido en reposo.

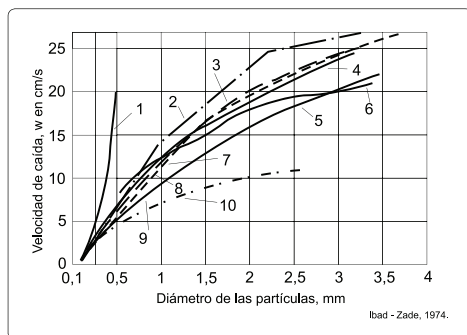
Gonchárov, trabajando con los datos de Richards, Krey, Ziegshza, Arjanguielsk y Lapshin, elaboró un cuadro de velocidades de caída de las partículas. Si con estos datos se construye un gráfico, se obtiene una línea poligonal con quiebre en dos puntos.

Esto se explica por el hecho de que para las partículas de diámetro entre 0,001 y 3 cm, los cálculos se realizaron de acuerdo con tres fórmulas estandarizadas que son las fórmulas de Stokes, Allien y Newton-Rittiinger, en las cuales el coeficiente de resistencia para las tres zonas se toma constante.

Con el fin de corregir este defecto y de obtener una escala universal, Zriellov trabajó con los mismos datos y, considerando una disminución gradual del coeficiente de resistencia cuando se efectúa una transición entre una zona y otra, construyó un gráfico de $w=f(d)$, en donde la curva tiene una forma suave.

Analizando los trabajos que se han realizado sobre este tema, Zarquisian realizó investigaciones de laboratorio sobre la velocidad de caída de las partículas con diámetros entre 0,057 y 3,5 mm, para temperaturas entre 5° y 20° C. Los resultados de diferentes investigadores se muestran en la figura 1.49. La curva de Zarquisian tiene una forma suave que muestra una variación gradual de la velocidad de caída de las partículas con sus diámetros. Este carácter de la ley obtenida se debe a que los experimentos se realizaron con mayor exactitud y detalle.

En la figura 1.50 y en coordenadas logarítmicas se han construido las curvas para las velocidades de caída de Gonchárov y se han colocado los puntos experimentales de Zarquisian. La ubicación de estos puntos muestra el cambio gradual de la configuración de la curva.



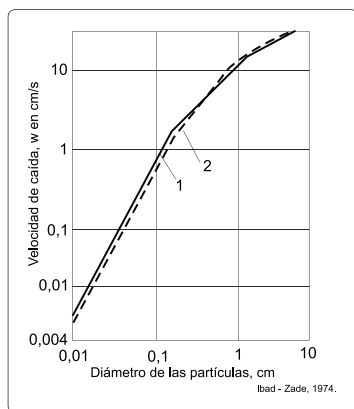
▲ **Figura 1.49** Curvas de velocidad de caída en función del diámetro para una temperatura del agua de 15°C según diferentes investigadores 1. Stokes; 2. Krey; 3. Sarkisian; 4. Ziegzhda; 5. Richardson; 6. Sokolov; 7. Gonchárov; 8. Arjanguelski; 9. Jazen (para $t=10^{\circ}\text{C}$); 10. Ozeien.

Las fórmulas de Gonchárov y de Zriellov para las zonas laminares y turbulentas se diferencian solamente por los parámetros constantes. El valor del parámetro de Zriellov es mayor (entre 44,3 y 54,5), que el de Gonchárov, que va de 33,41 hasta 40,6. Esto se explica por el hecho de que Zriellov consideró la forma de las partículas. Todos los experimentos aquí presentados fueron realizados en agua limpia y con partículas elementales.

McNown introdujo un coeficiente en la fórmula de Stokes para considerar el efecto de la forma de partículas

diferentes a una esfera en flujo laminar, por lo cual la velocidad de caída es:

$$w = \frac{(\rho_s - \rho) \cdot d^2 \cdot g}{18 \cdot \mu \cdot K_{MC}} \quad (1.157)$$



▲ **Figura 1.50** Curvas de la función $w=f(d)$, para una temperatura del agua de 20°C. 1. Según datos de Gonchárov; 2. Según datos de Sarkisian.

Los valores de K_{MC} se obtienen de la figura 1.26. Como se ve, el eje a se toma paralelo a la dirección del movimiento. El valor $c/\sqrt{ab} = 0,125$ representa a una partícula con forma de disco mientras que el valor $c/\sqrt{ab} = 16$ refleja una forma delgada y alargada, similar a un palillo. Este último método es, hasta cierto punto, teórico, dado que es muy difícil conocer las dimensiones y forma de las partículas en la mayoría de los problemas prácticos.

Cuando el número de Reynolds Re_d es superior

a 0,1 se aplica la misma ecuación anterior pero el coeficiente K_{MC} se define de la siguiente manera:

$$K_{MC} = \frac{C_D \cdot \text{Re}_d}{24} \quad (1.158)$$

C_D - coeficiente de resistencia de una partícula que cae en agua quieta.

La velocidad de caída se puede calcular con la siguiente expresión, válida para un factor de forma de 0,7, es decir, para partículas de cuarzo naturales (Pacheco C.R., 1975):

$$w = F_{PA} [(S_{OR} - 1)gd]^{0.5} \quad (1.159)$$

$$F_{PA} = \left[\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{gd^3 \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)} \right]^{1/2} - \left[\frac{36\nu^2}{gd^3 \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)} \right]^{1/2} \quad (1.160)$$

w - velocidad de caída (m/s); S_{OR} - densidad relativa (adimensional); g - aceleración de la fuerza de gravedad (m/s²); d - diámetro de las partículas (m); ν - viscosidad cinemática (m²/s); γ_s - peso específico de las partículas (t/m³); γ - peso específico del agua (t/m³).

Además de lo anterior, en la literatura existen algunas curvas para determinar la velocidad de caída de las partículas. Entre ellas, las más conocidas son las que representan la velocidad de caída de esferas en agua limpia, es decir, un caso ideal. Para su construcción se utilizó el mismo concepto aplicado por Stokes: Si la velocidad de caída de una partícula es constante ella se ve sometida a dos fuerzas contrarias en equilibrio: su peso sumergido y la fuerza de resistencia vertical (fuerza de arrastre o de sustentación). Así, aparece el coeficiente de resistencia o de arrastre como la relación entre la fuerza de resistencia por área y la presión dinámica, es decir:

$$C_D = \frac{F_{RES} / A}{\frac{1}{2} \rho \cdot w^2} \quad (1.161)$$

Como se sabe, en el caso del flujo laminar el coeficiente de arrastre se expresa de la siguiente manera:

$$C_D = \frac{24}{\text{Re}_d} \quad (1.162)$$

El número de Reynolds de la partícula se calcula con la fórmula 1.125. Combinando las dos últimas relaciones se obtiene la ley de Stokes, deducida anteriormente por otra vía.

El coeficiente de resistencia C_D no se puede calcular analíticamente para flujo en transición o para flujo turbulento, es decir, por fuera del rango de aplicación de la ley de Stokes. No obstante, este valor se ha determinado experimentalmente en función del número de Reynolds de partícula, tal como se muestra en la figura 1.45.

La velocidad de caída se puede obtener utilizando la figura 1.45. conociendo la temperatura, el diámetro de la partícula y su gravedad específica (Rouse, 1937 b). Debido a que la velocidad de caída está incluida tanto en el coeficiente de resistencia C_D como en el número de Reynolds de la partícula Re_d , ella debe ser determinada mediante un procedimiento de ensayo y error. El método consiste en asumir un valor de w , calcular el número de Reynolds de la partícula Re_d , leer el valor del coeficiente de resistencia C_D en la figura 1.45 y calcular el valor de w con la ecuación 1.161. Estos mismos pasos se repiten hasta cuando el valor de la velocidad de caída asumido y el calculado sean iguales. En la figura 1.46 aparece una curva que permite determinar el mismo valor de la velocidad de caída de manera directa. Estas dos curvas aplican sólo para esferas que no giran y se mueven en un flujo libre de perturbaciones con una velocidad relativamente constante. Si no se cumple cualquiera de estas condiciones se presentan desviaciones importantes en el valor de la velocidad de caída.

Además de lo anterior, existen otras propuestas para determinar el valor del coeficiente de resistencia o coeficiente de arrastre y que se han acercado relativamente bien a los resultados experimentales. Schiller y Nauman (1933) presentaron la siguiente fórmula con buenos resultados para $Re_d < 800$:

$$C_D = \frac{24}{Re_d} (1 + 0,150 Re_d^{0,687}) \quad (1.163)$$

Estos mismos autores obtuvieron la relación:

$$C_D Re_d^2 = \frac{4}{3} g \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{d^3}{v^2} \quad (1.164)$$

La ecuación de Dallavalle (1943) es mucho menos precisa:

$$C_D = \frac{24,4}{Re_d} + 0,4 \quad (1.165)$$

Langmuir y otros propusieron la siguiente expresión que produce resultados acertados para valores $1 < Re_d < 100$:

$$C_D = \frac{24}{Re_d} (1 + 0,197 Re_d^{0,63} + 0,0026 Re_d^{1,38}) \quad (1.166)$$

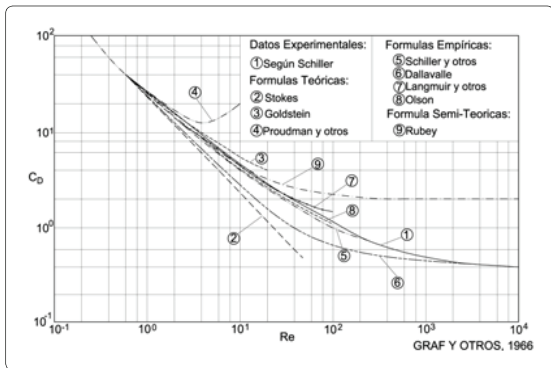
Olson (1961) dedujo la siguiente relación válida para $Re_d < 100$:

$$C_D = \frac{24}{Re_d} \left(1 + \frac{3}{16} Re_d \right)^{1/2} \quad (1.167)$$

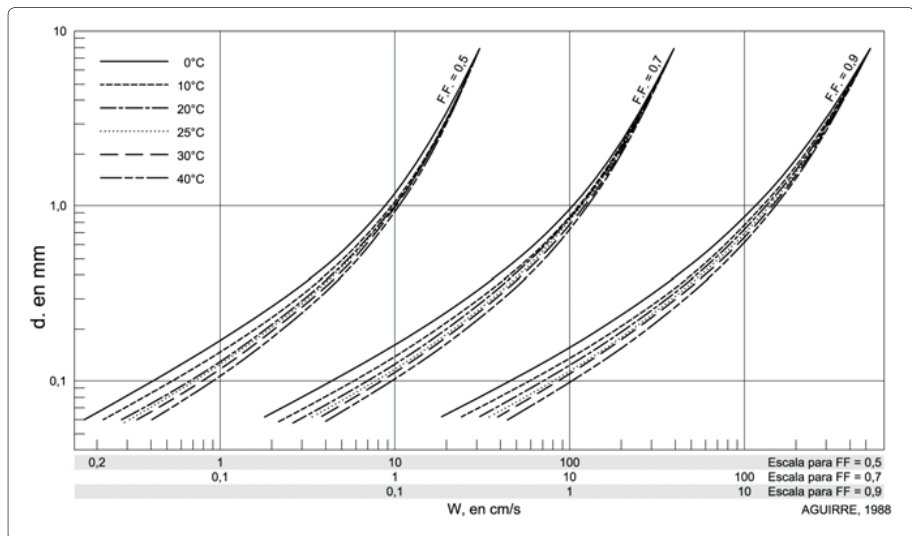
Los resultados de todas las expresiones propuestas para determinar el coeficiente de resistencia o de arrastre C_D se muestran gráficamente en la figura 1.51.

Por otra parte, la figura 1.52, presenta la velocidad de caída en función del diámetro de partículas de cuarzo desgastadas naturalmente, para diferentes factores de forma ($F.F. = c/\sqrt{ab}$) y diversas temperaturas de agua destilada según el U.S. Inter-Agency Committee on Water Resources (1957). En este caso se trata del diámetro de tamiz (literal d del numeral 1.3.1.1). Esta curva es aplicable sólo para partículas aisladas, lo cual le resta valor práctico. La figura 1.53, contiene la relación entre el diámetro de tamiz de una partícula y el diámetro de sedimentación estándar aplicable a granos de cuarzo desgastados naturalmente y que caen en agua destilada.

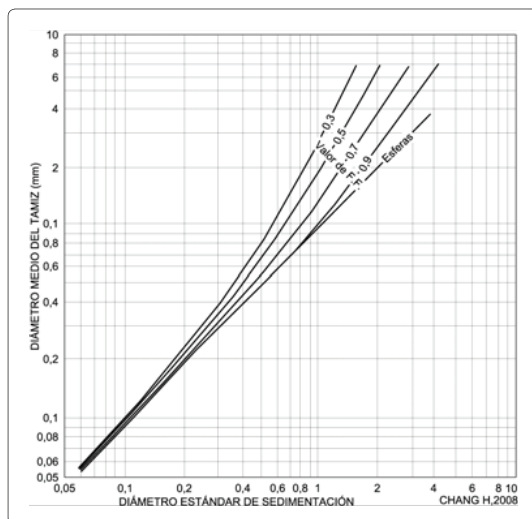
La figura 1.54 presenta una serie de curvas para determinar la velocidad de caída de partículas naturales de cuarzo para una temperatura de 20° C en agua limpia



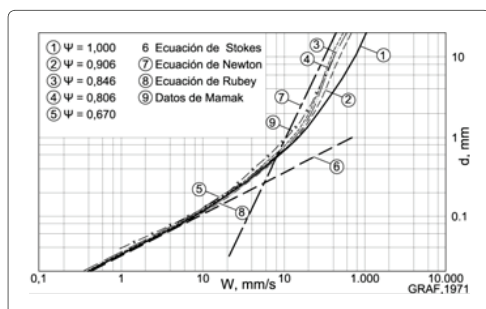
▲ **Figura 1.51** Coeficiente de arrastre en función del número de Reynolds de partícula para esferas. Datos experimentales comparados con diferentes fórmulas.



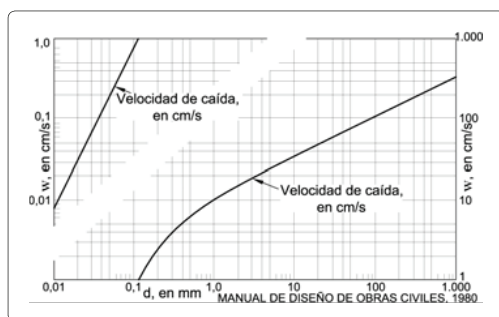
▲ **Figura 1.52** Valores de la velocidad de caída en función del diámetro de las partículas para diferentes factores de forma (FF) y diversas temperaturas de agua destilada, según el U.S. Interagency Committee on Water Resources (1957).



▲ **Figura 1.53** Relaciones entre el diámetro del tamiz, el diámetro estándar de sedimentación y el factor de forma en arenas naturales (Interagency committee, 1957).



▲ **Figura 1.54** Velocidad de caída en función del diámetro de las partículas, según diferentes autores y para diversas esfericidades, ψ .



▲ **Figura 1.55** Velocidad de caída de partículas naturales, según Rubey (1933) (para 20°C).

y para diferentes valores de la esfericidad ψ (numeral 1.3.1.2). En la figura 1.55 se muestra de manera separada la curva de Rubey (1933) por tratarse de una de las soluciones que produce valores más razonables.

Además de las anteriores propuestas, en la literatura se encuentran las siguientes formulaciones de interés:

Sha (1954) encontró las expresiones:

- Para flujo turbulento ($d > 2 \text{ mm}$)

$$w = 1,14 \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} g d \quad (\text{cm/s}) \quad (1.168)$$

- Para flujo laminar ($d < 0,1 \text{ mm}$)

$$w = \frac{1}{24} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d^2 \quad (\text{cm/s}) \quad (1.169)$$

- Para la zona de transición ($0,1 < d < 2 \text{ mm}$)

$$\left(\left(\log \frac{\text{Re}_d}{d_*} + 3,790 \right)^2 + \right.$$

$$\left. \log d_* - 5,777 \right)^2 = 39 \quad (\text{cm/s}) \quad (1.170)$$

$$d_* = \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g}{v^2} \right)^{1/3} d \quad (1.171)$$

De acuerdo con Van Rijn (1989):

- Para flujo turbulento ($d > 1 \text{ mm}$)

$$w = 1,1 \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.172)$$

- Para flujo laminar ($d < 0,1 \text{ mm}$)

$$w = \frac{1}{18} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g d^2}{\nu} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.173)$$

- Para la zona de transición ($0,1 < d < 1 \text{ mm}$)

$$w = 10 \frac{\nu}{d} \left(\sqrt{1 + 0,01 d_*^3} - 1 \right) \quad (\text{cm/s}) \quad (1.174)$$

Zhang (1989) dedujo la siguiente expresión única:

$$w = \sqrt{\left(13,95 \frac{\nu}{d} \right)^2 + 1,09 \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d} - 13,95 \frac{\nu}{d} \quad (1.175)$$

Según Zhu y Cheng (1993):

$$\frac{wd}{\nu} = \frac{-24 \cos^3 \alpha + \sqrt{576 \cos^6 \alpha + (18 \cos^3 \alpha + 3,6 \sin^2 \alpha) d_*^3}}{9 \cos^3 \alpha + 1,8 \sin^2 \alpha} \quad (1.176)$$

$$\alpha = 0 \text{ para } d_* \leq 1 \text{ y } \alpha = \pi / \left[2 + 2,5 (\log d_*)^{-3} \right]$$

En las fórmulas de Sha, Van Rijn, Zhang y Zhu Cheng: w - velocidad de caída de una partícula real en agua limpia y flujo laminar, cm/s; d - diámetro de la partícula, cm; ρ_s - densidad de las partículas, $\rho_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; ρ - densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; ν - viscosidad cinemática (cm^2/s).

Por último, una de las fórmulas más recientes y correctas es la de Nian-Sheng Cheng (1997) válida también para la caída en agua limpia de partículas naturales aisladas. La característica más relevante de esta ecuación es su simplicidad dado que con una sola expresión se puede calcular la velocidad de caída para un rango amplio de los números de Reynolds de partícula, desde la zona laminar correspondiente a la ley de Stokes hasta un flujo turbulento.

La siguiente es la expresión de Nian-Sheng Cheng:

$$\frac{wd}{\nu} = \left(\sqrt{25 + 1,2 d_*^2} - 5 \right)^{1,5} \quad (1.177)$$

En este caso se ha tomado el siguiente valor para el coeficiente de arrastre:

$$C_D = \frac{4}{3} \frac{d_*^3}{\text{Re}_d^2} \quad (1.178)$$

De esta manera, la ecuación de Nian-Sheng Cheng puede escribirse como:

$$C_D = \left[\left(\frac{32}{\text{Re}_d} \right)^{1/1.5} + 1 \right]^{1.5} \quad (1.179)$$

Válida también para sedimentos en agua turbia formada por partículas iguales entre sí.

Se utilizan las mismas unidades de las fórmulas anteriores.

1.3.2.3 Velocidad de caída de partículas reales en agua turbia

En las condiciones reales no existen partículas aisladas sino una mezcla de granos de diferentes dimensiones hasta formas coloidales en agua turbia, es decir, con sedimentos en suspensión. Debido a esto, es necesario estudiar los sedimentos como un sistema de dispersión de varias fases, las cuales se componen de una líquida y otra sólida, existiendo entre estas fases una interacción. Todo esto influye en las propiedades del mismo medio y en las velocidades de caída de las partículas.

Cuando varía la fase líquida con un aumento de la concentración de la suspensión, aumenta la viscosidad del medio y, por lo tanto, se hace más lenta la caída de las partículas.

Varios autores, por medio de experimentos especiales, han establecido que la viscosidad aumenta proporcionalmente al volumen de las partículas sólidas, y una concentración igual al 3% (flujo hiperconcentrado) se refleja considerablemente en la velocidad de caída de estas partículas.

En condiciones comunes la concentración del flujo no es mayor al 1%, la variación de la viscosidad no tiene una influencia mayor y se puede despreciar. La variación de la fase sólida se expresa en la transición entre partículas elementales a un estado de agregado.

Con estudios bajo el microscopio sobre la ubicación de partículas en el agregado, especialmente de las arcillosas, se establecieron diferentes tipos de interrelación entre los granos. Como resultado de la congregación por fuerzas eléctricas, las arcillas forman una especie de grumos que sirven como elementos para la construcción de una estructura más densa, es decir, en forma de malla. Entre los grumos quedan unos espacios o celdas llenas de agua. De tal manera, los agregados adquieren una composición microscópica en forma de malla; además, ellos tienden a atraer partículas pequeñas, que de otra forma se asentarían más lentamente.

El rodeo o confinamiento por parte del líquido de cada partícula durante su caída sucede más libremente mientras mayor separación haya entre ellas: si se acercan, es decir, si se aumenta la densidad, entonces su resistencia al movimiento obviamente aumenta y, por tanto, disminuye su velocidad de caída. Así, el estudio del comportamiento de las partículas separadas de una mezcla no da resultados prácticos que caractericen el movimiento de los sedimentos como un proceso integrado y complejo.

Si la corriente contiene una gran cantidad de sedimentos, su peso unitario (del líquido) se diferencia del peso unitario del agua líquida y, al aumentar el contenido de las partículas, esta diferencia aumenta. Como resultado de una elaboración gráfica de los resultados de Arjanguielsk y Lapshin, el investigador Karaushev construyó un cuadro de la velocidad de caída de los sedimentos de los ríos. Estos valores son bastante cercanos a los obtenidos con la fórmula de Gonchárov.

La influencia sobre la velocidad de caída de varios factores adicionales, diferentes a los considerados en los numerales anteriores, tales como la forma de las partículas, las condiciones de frontera, la turbidez, la rotación y rugosidad de los granos, la turbulencia y la misma combinación de esos elementos ha sido resuelta de dos maneras. En la primera se aplica un coeficiente a la expresión de Stokes que refleja el efecto de varios de ellos o de todos en su conjunto y la segunda manera consiste en expresar la nueva condición mediante fórmulas o curvas que permiten determinar directamente la velocidad de caída.

Para aplicar los métodos del primer grupo se parte de la expresión 1.104 y se aplica un factor de corrección K_C de la siguiente manera:

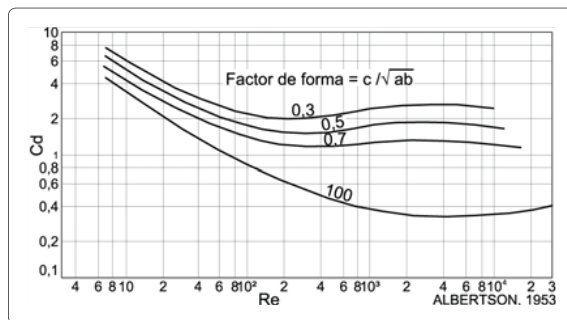
$$R_L = K_C \cdot 3 \cdot \pi \cdot \mu \cdot d \cdot w \quad (1.180)$$

Es evidente que para la ecuación de Stokes: $K_C = 1$.

Para sedimentos más reales la influencia de la forma se refleja en la figura 1.54 que permite determinar la velocidad de caída de partículas naturales de cuarzo para una temperatura de 20°C , aún en agua limpia y para diferentes valores de la esfericidad ψ .

De manera complementaria, en la figura 1.56 aparecen las curvas que permiten determinar el coeficiente de resistencia C_D en función del número de Reynolds Re_d para diferentes factores de forma: $F.F. = c / \sqrt{ab}$.

Con anterioridad a la década de los años 80, la influencia de la forma de las partículas ha sido estudiada de manera extensa para cilindros, elipsoides, discos y



▲ **Figura 1.56** Coeficientes de arrastre versus número de Reynolds para diferentes factores de forma.

otras formas (Graf W. 1971; Vanoni V. 1977). En los últimos años se han encontrado soluciones mejoradas en lo referente a la influencia de la forma de las partículas en la velocidad de caída. Resalta el trabajo de M. Gögüs O. N. Ipekçi y M. A. Kökpinar (2001) mediante el cual se investigaron cilindros, cubos, prismas en cuña y prismas cúbicos, es decir, partículas angulares para números de Reynolds de grano: $10^3 < Re_d < 4,2 \cdot 10^4$. En este trabajo también se definió un nuevo coeficiente de forma más adecuado, según sus autores, y una característica de longitud. Así, se determinaron los valores de C^*_D y de Re^*_d en función del nuevo factor de forma.

La forma de las partículas se representa a través de tres dimensiones básicas como se muestra en la figura 1.57. La mayor longitud es la distancia A-B en la máxima área proyectada de la partícula y se denomina a_1 . Después de determinar a_1 se define un rectángulo $a_1 \cdot b_1$ en la máxima área proyectada de tal manera que los puntos A,B,C y D sean los lados del rectángulo tangente a la partícula, es decir, en las direcciones x, y . Las dimensiones características del área máxima proyectada que son perpendiculares entre sí se denotan como a_1 y b_1 .

De manera similar, en la dirección z se forma un rectángulo con direcciones a_1, c_1 . Como resultado, se genera una partícula imaginaria en forma de prisma de dimensiones a_1, b_1 y c_1 de tal manera que en todos los puntos extremos de la partícula original A,B,C,D,E y F, se tenga contacto con las superficies del prisma.

Las nuevas dimensiones de las partículas: a_1, b_1 y c_1 no siempre son las mismas a, b y c correspondientes a los tres ejes perpendiculares entre sí y que reflejan sus verdaderas magnitudes.

Atendiendo las anteriores indicaciones, el nuevo coeficiente de forma es:

$$\Psi_M = \left(\frac{a_1 \cdot b_1}{2c_1} \right) \cdot \left(\frac{a_1 b_1 c_1}{V} \right) \quad (1.181)$$

V - es el volumen de la partícula.

La mayoría de las partículas caen en agua quieta con su máxima área proyectada de manera perpendicular a la dirección de la caída.

La longitud característica (figura 1.57) de la partícula es la diagonal del rectángulo: $(a_1^2 + b_1^2)^{1/2}$.

La siguiente es la ecuación encontrada por estos investigadores:

$$C^*_D = \frac{\alpha_M (Re^*_d)^F}{\Psi_M} \quad (1.182)$$

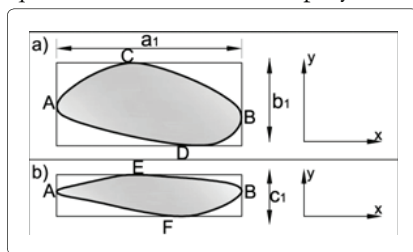


Figura 1.57 Esquema para definir las dimensiones de una partícula: a) Área máxima proyectada de la partícula; b) Sección transversal de la partícula perpendicular al área máxima proyectada.

Para encontrar el valor de la velocidad de caída de una partícula con una determinada forma se usa una técnica iterativa:

1. Para la partícula requerida se determinan los valores a_1 , b_1 y c_1 y se calcula Ψ_M con la fórmula:

$$\Psi_M = \left(\frac{a_1 \cdot b_1}{2c_1} \right) \cdot \left(\frac{a_1 b_1 c_1}{V} \right) \quad (1.183)$$

2. Se determinan los valores de α_M y F correspondientes al parámetro Ψ_M encontrado, utilizando los datos del siguiente cuadro:

FORMA	ψ_M	α_M	F
Cubo	2,83	3,396	0,0360
Cilindro	3,60	4,763	0,0104
Prisma en cuña	9,51	13,333	0,0330
Prisma cúbico	4,00-6,00	$1,2533/\psi_M$	0,2148
Prisma cúbico	6,00-8,00	$3,2507/\psi_M$	0,1488
Prisma cúbico	8,00-12,00	$26,612/\psi_M$	0,0123
Prisma cúbico	12,00-16,00	$25,148/\psi_M$	-0,0039
Prisma cúbico	16,00-21,00	$94,164/\psi_M$	-0,1262

3. Se asume un valor de w y se calcula Re_d^* y C_D^* con las siguientes expresiones:

$$Re_d^* = \frac{w \rho_f (a_1 + b_1)^{1/2}}{\mu_f} \quad (1.184)$$

$$C_D^* = \frac{\alpha_M (Re_d^*)^F}{\Psi_M} \quad (1.185)$$

4. Se encuentra un nuevo valor de w a partir del valor de C_D^* calculado en el paso 3.
5. Se compara el valor w asumido con el calculado. Si resultan razonablemente similares o iguales se obtiene la respuesta, de lo contrario, se repite el procedimiento a partir del paso 3.

Para considerar el efecto del confinamiento debido a las paredes laterales sobre una partícula que cae en agua quieta McNown y otros (1948) proponen determinar el coeficiente de corrección en condiciones de flujo laminar con la siguiente expresión:

$$K_c = \frac{(3\pi\sqrt{2})}{8} \left(1 - \frac{d}{2R_{cilin}} \right)^{-5/2} \quad (1.186)$$

d -diámetro de la partícula; R_{cilin} -diámetro del cilindro.

Cuando el número de Reynolds es alto ($Re_d > 1$), McNown presenta la fórmula:

$$C_D = \frac{d / 2R_{cilin}}{1 - (d / 2R_{cilin})^2} \quad (1.187)$$

Para establecer la relación entre las velocidades de caída de una partícula en agua limpia y un gran número de partículas en agua turbia con diferentes concentraciones, se puede usar, además, la figura 1.58, elaborada por McNown y Lin (1952) para arenas compuestas de cuarzo.

La influencia de la rugosidad de las partículas aún no ha sido expresada numéricamente de manera confiable. Algo similar sucede con la influencia de la turbulencia, aunque se sabe que la intensidad de turbulencia afecta sistemáticamente el coeficiente de resistencia en muchas partículas.

A pesar de que la superposición o suma de efectos no es correcta, se puede usar este procedimiento para sumar los diferentes efectos debido a que el error cometido no es muy grande.

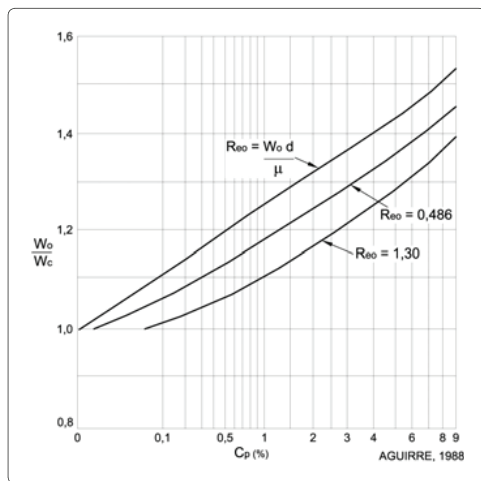
En lo que se refiere a la segunda vía de abordar el problema sobre la valoración de los factores influyentes, las fórmulas de Karaushev consideran la velocidad de caída, no solamente en función del diámetro de las partículas y de la temperatura del agua, sino que reflejan la influencia del peso unitario de las partículas y del líquido y toman en cuenta, hasta cierto grado, la influencia de la viscosidad de este líquido. La consideración de estos factores tiene un especial significado en el transporte de las

mezclas, especialmente en los rellenos hidráulicos. Cuando el peso unitario de la mezcla de arena con sólidos se diferencia bastante del peso unitario del agua limpia, la velocidad de caída resulta considerablemente menor que en agua limpia.

En forma aproximada, la influencia del peso unitario de la mezcla fue considerada por medio de una rectificación hecha por Karaushev a las fórmulas de Gonchárov, para determinar la velocidad de caída de una partícula individual que se asienta en agua turbia:

Para flujo laminar:

$$w_{lam} = 40,6 \frac{\gamma(\gamma_s - \gamma_{mez})}{\mu \gamma_{mez}} d^2 \quad (1.188)$$



▲ **Figura 1.58** Relación entre las velocidades de caída de una partícula en agua limpia y un gran número de partículas en agua turbia con diferentes concentraciones, según McNown y Lin (1952).

w_{lam} - velocidad de caída de una partícula cuarzosa real en agua turbia y flujo laminar, cm/s; d - diámetro de la partícula, cm; γ_s - peso unitario de las partículas, $\gamma_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; γ , peso unitario del agua; $\gamma \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; γ_{mez} - peso unitario de la mezcla formada por el agua con los sedimentos en suspensión; μ - viscosidad dinámica del agua, $\text{gr/cm} \cdot \text{s}$.

Para un flujo en transición:

$$w_{tra} = \left[67,7d + 0,52 \left(\frac{t}{26} - 1 \right) \right] \frac{\gamma_s - \gamma_{mez}}{\gamma_{mez}} \quad (1.189)$$

w_{tra} - velocidad de caída de una partícula cuarzosa real en agua turbia y flujo en transición, cm/s; d - diámetro de la partícula, cm; γ_s - peso unitario de las partículas, $\gamma_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; γ - peso unitario del agua; $\gamma \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; γ_{mez} - peso unitario de la mezcla formada por el agua con los sedimentos en suspensión; t - temperatura del agua, °C.

Para flujo turbulento:

$$w_{turb} = 33,41 \sqrt{d} \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma_{mez}}{\gamma_{mez}}} \quad (1.190)$$

w_{turb} - velocidad de caída de una partícula cuarzosa real en agua turbia y flujo turbulento, cm/s; d - diámetro de la partícula, cm; γ_s - peso unitario de las partículas, $\gamma_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$; γ_{mez} , peso unitario de la mezcla formada por el agua con los sedimentos en suspensión. Cuando la concentración de estos sedimentos es alta, es el peso específico de la mezcla. Obviamente, cuando la concentración es baja, el γ_{mez} corresponde aproximadamente al γ del agua, igual a uno.

Conociendo la concentración de los sedimentos en suspensión contenidos en una determinada mezcla, el peso unitario de la mezcla formada por el agua con los sedimentos en suspensión γ_{mez} se puede determinar con la expresión:

$$\gamma_{mez} = 1 - C_n + C_n \cdot \gamma_s \quad (1.191)$$

γ_{mez} - peso unitario de la mezcla formada por el agua con los sedimentos en suspensión; C_n - concentración de los sedimentos, en fracciones de la unidad; γ_s - peso unitario de las partículas, $\gamma_s \approx 2,65 \text{ gr/cm}^3$.

$$C_n = \frac{\text{Volumen de los sedimentos en suspensión}}{\text{Volumen de la mezcla}} \quad (1.192)$$

En el siguiente cuadro se muestran algunas concentraciones y el peso unitario de la mezcla correspondiente:

C_n	0,01	0,03	0,05	0,10	0,20
$C_n\%$	1	3	5	10	20
$\gamma_{mez} (gr/cm^3)$	1,02	1,05	1,08	1,17	1,33

Separando en las fórmulas el miembro que determina la relación de los pesos unitarios de las partículas sólidas y de la mezcla, y escribiendo la expresión para la velocidad de caída de las partículas de un cierto diámetro conocido en agua limpia y luego en la mezcla tomada a la misma temperatura, Karaushev obtuvo para los tres regímenes de asentamiento en conjunto la siguiente fórmula:

$$w_{mez} = K_{TRAN} w \quad (1.193)$$

w - es la velocidad de caída de las partículas en agua limpia; K_{TRAN} - es un coeficiente de transición de la velocidad de caída en agua limpia con respecto a la velocidad de asentamiento en agua con una concentración alta de sedimentos dentro de la mezcla.

El coeficiente K_{TRAN} se determina con las siguientes fórmulas:

- Para los regímenes laminar y de transición:

$$K_{TRAN} = \frac{\gamma(\gamma_s - \gamma_{mez})}{(\gamma_s - \gamma)\gamma_{mez}} \quad (1.194)$$

- Para el régimen turbulento:

$$K_{TRAN} = \sqrt{\frac{\gamma(\gamma_s - \gamma_{mez})}{(\gamma_s - \gamma)\gamma_{mez}}} \quad (1.195)$$

El peso unitario de la mezcla también se puede determinar con la fórmula:

$$\gamma_{mez} = \gamma + (\gamma_s - \gamma) \cdot C_n \quad (1.196)$$

C_n - es la concentración volumétrica total (en m^3) de material sólido por m^3 de mezcla de agua y sedimentos.

Las fórmulas 1.188 a 1.190, considerando la fórmula 1.191, se pueden escribir de la siguiente manera:

Para un flujo laminar:

$$w_{mezlam} = w_{lam} \frac{1 - C_n}{1 + 1,65 \cdot C_n} \quad (1.197)$$

Para un flujo en transición:

$$w_{meztra} = w_{tra} \frac{1 - C_n}{1 + 1,65 \cdot C_n} \quad (1.198)$$

Para un flujo turbulento:

$$w_{mezurb} = w_{turb} \sqrt{\frac{1 - C_n}{1 + 1,65 \cdot C_n}} \quad (1.199)$$

Anteriormente se indicó que en una mezcla natural y con partículas finas los sedimentos se unen y forman una nueva mezcla con diámetros mayores y, consecuentemente, con una mayor velocidad de caída.

La fórmula de Stokes que se ha derivado teóricamente para determinar la velocidad de asentamiento de partículas esféricas, sin diferencias en el peso unitario, se puede utilizar solamente para granos elementales y aislados. La corrección de la fórmula, en este caso, se puede aceptar solamente a raíz de la forma de las partículas que se diferencian de la esférica. Pero este tema debe considerarse de manera completamente diferente cuando se analizan, ya no partículas aisladas, sino agregados microscópicos en un complejo de partículas elementales, en los cuales el peso unitario se diferencia del peso de los sólidos y, por eso, no se puede calcular la velocidad de caída de agregados microscópicos de acuerdo con la fórmula de Stokes.

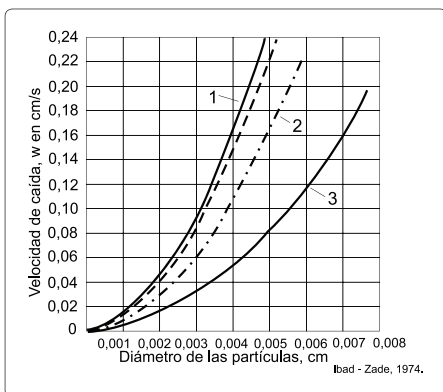
Con el fin de determinar los coeficientes de corrección a la fórmula de Stokes para microagregados, Astapov realizó unas investigaciones especiales utilizando métodos ópticos. Con base en los resultados de las investigaciones, la fórmula de Stokes para el cálculo de velocidades de partículas de microagregados, se transformó de la siguiente forma por Astapov, válida para diámetros entre 0,001 cm y 0,008 cm:

$$w_{mic} = 0,13 \cdot g \cdot r^2 \frac{\rho_a - \rho}{\mu} \quad (\text{cm/s}) \quad (1.200)$$

w_{mic} - velocidad de caída de un microagregado (grumo) en agua turbia, cm/s; g - aceleración de la fuerza de gravedad, $g = 981 \text{ cm/s}^2$; r - radio de la partícula, cm; ρ_a - densidad de los microagregados, $\rho_a \approx 2,70 \text{ gr/cm}^3$; ρ - densidad del agua; $\rho \approx 1,0 \text{ gr/cm}^3$; μ - viscosidad dinámica del agua, $\text{gr/cm} \cdot \text{s}$.

Es necesario subrayar que las velocidades de caída de los microagregados de un mismo diámetro varían dentro de unos límites muy grandes; desde una velocidad mínima hasta una velocidad máxima que es muy cercana a la velocidad de caída de las partículas aisladas. Por eso, el coeficiente de corrección varía entre 0,052 y 0,145, con un valor medio de 0,13. Esta diferencia se explica por el hecho de que la porosidad de los microagregados está condicionada por el arreglo de las partículas elementales, que no es un arreglo constante y depende del diámetro de los agregados, de las características físico-químicas y del tipo de suelo.

De acuerdo con la figura 1.59 se ve que la velocidad de caída de los agregados microscópicos se diferencia considerablemente de la velocidad de caída de las partículas elementales y, además, que mientras menores sean los microagregados, la



▲ **Figura 1.59** Velocidad de caída de las partículas y los microagregados en función de sus diámetros.
1. Según Stokes; 2 y 3. Para microagregados de porosidad promediada y máxima, correspondientemente.

velocidad de caída se acercará a la de las partículas aisladas. Por lo tanto, en la mezcla junto con las partículas elementales se tienen los agregados; además, a veces éstos pueden estar en mayor proporción que las partículas elementales. Precisamente, la presencia de partículas elementales y de partículas de agregados influye en el carácter de caída de los granos.

Astapov llama la atención sobre un fenómeno muy importante en el carácter de asentamiento de los sedimentos. Él afirma que en los agregados se tienen también partículas elementales y microagregados, los cuales tienen la misma velocidad de caída. Los agregados de diferentes diámetros tienen una misma velocidad de caída. También fueron obtenidos resultados interesantes en las investigaciones de Tevzadza.

Durante el estudio del proceso de sedimentación de partículas en suspensiones arcillosas de diferente concentración, pero mayor de 2 o 3 gr/l, aparecen dificultades debidas a la existencia de la mezcla arcillosa, ya que se excluye completamente la posibilidad de visualizar el proceso. Debido a esto, apareció la necesidad de encontrar un medio que sirviera de modelo transparente, el cual, de acuerdo con sus propiedades físicas básicas, se acercara a unas mezclas coloidales en agua. Para este modelo, los más apropiados fueron mezclas de agua y glicerina de diferentes concentraciones. Los experimentos se realizaron con arenas y gravas de variadas formas cuyos diámetros estaban entre 0,27 y 16,8 mm, con una temperatura del agua de 20° C. Con base en los resultados obtenidos se construyó un cuadro de velocidad de caída de las partículas en una mezcla coloidal con diferente concentración (entre 5 y 260 gr/l). La confrontación de los resultados obtenidos con los datos de las fórmulas de Stokes, Rabi y Gonchárov, mostró que estas fórmulas no pueden abarcar las regiones correspondientes a las viscosidades para las cuales se realizaron estos experimentos. Los resultados más parecidos a los datos se obtuvieron con concentraciones pequeñas de las mezclas y para diámetros menores. Al aumentar las concentraciones y los diámetros de las partículas, las diferencias en los resultados aumentaron considerablemente.

Como se sabe, la forma de las partículas ejerce una gran influencia en la velocidad de su caída. La razón más poderosa en contra de la utilización de la ley de Stokes y similares consiste en que la forma de las partículas reales se diferencia fundamentalmente de una esférica.

Jaibud, a partir de datos experimentales, introdujo un método gráfico para considerar la constante de forma o de volumen. Si K_{volu} es una constante de volumen, entonces:

$$C_D = \frac{8K_{volu}}{\pi} \cdot \frac{\rho_s - \rho}{\rho w^2} g d \quad (1.201)$$

Su método gráfico se basa en una relación entre $Re_d = wd\rho/\mu$, que es el número real de Reynolds de grano y $Re_{fic} = w_{fic}d_{fic}\rho/\mu$, que es un número ficticio de Reynolds, calculado según la velocidad y el diámetro, a partir de la ley de Stokes.

El valor w_{fic} se determina de acuerdo con la fórmula de Stokes, utilizando el diámetro real de las partículas:

$$w_{fic} = \frac{1}{18} \cdot \frac{(\rho_s - \rho)gd^2}{\mu} \quad (1.202)$$

d_{fic} se calcula considerando la velocidad real de asentamiento:

$$d_{fic} = \frac{C_D \cdot \rho \cdot w^2 \cdot \pi}{8 \cdot K_{volu} (\rho_s - \rho) \cdot g} \quad (1.203)$$

Entonces:

$$\frac{Re_d}{Re_{fic}} = \frac{wd}{w_{fic}d_{fic}} = \frac{6K_{volu}}{\pi} \cdot \frac{24}{C_D Re_{fic}} \quad (1.204)$$

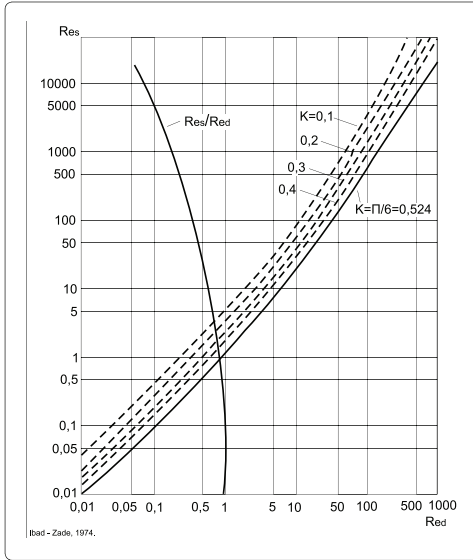
Si la forma de las partículas es esférica, entonces $K_{volu} = \pi/6$ para $Re_{fic} < 0,1$.

$$\frac{Re_d}{Re_{fic}} = \frac{24}{C_D Re_d} = 1 \quad (1.205)$$

Para $Re_{fic} < 0,1$, los valores $\frac{24}{C_D \cdot Re_d}$ fueron determinados experimentalmente para partículas no esféricas y para diferentes mezclas de agua con glicerina (figura 1.60).

$$\frac{Re_d}{Re_{fic}} = f(Re_{fic}) \quad (1.206)$$

$$y \quad Re_d = f(K_{volu}, Re_{fic}) \quad (1.207)$$



▲ **Figura 1.60** Relación entre el número de Reynolds Re_s calculado según la ley de Stokes y el número de Reynolds real Re .

La curva de la primera ecuación fue construida para $\gamma_s = 2,65 \text{ gr/cm}^3$ y $t = 20^\circ \text{ C}$. La familia de curvas representa la segunda ecuación, es decir, la relación entre Re_d y Re_{fic} para diferentes valores de K_{vol} .

Ejemplo de cálculo. Determinar la velocidad de caída de partículas de diámetro igual a 1 mm; $\gamma_s = 2,65 \text{ gr/cm}^3$; agua a 20° C ; constante de volumen $K_{vol} = 0,2$.

Solución

De acuerdo con la ley de Stokes, $w_s = 90 \text{ cm/s}$ y, por tanto:

$$Re_{fic} = \frac{d_{fic} w_{fic} \rho}{\mu} = \frac{0,1 \cdot 90 \cdot 0,998}{0,01} = 899 \quad (1.208)$$

De la familia de curvas para $Re_{fic} = 899$ y $K_{vol} = 0,2$, se encontró:

$$Re_d = 70 = \frac{w d \rho}{\mu} \quad (1.209)$$

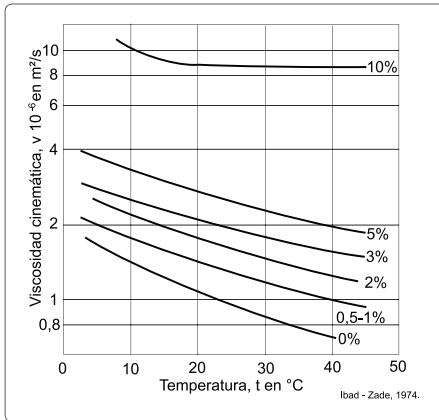
de tal manera:

$$w = \frac{Re_d \mu}{d \rho} = 7 \quad (\text{cm/s}) \quad (1.210)$$

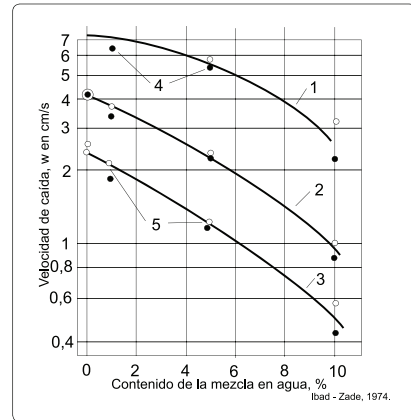
Para una forma esférica de las partículas $Re_d/Re_{fic} = 0,175$ y, por lo tanto, la velocidad de caída de las partículas será:

$$w = w_{fic} \frac{Re_d}{Re_{fic}} = 90 \cdot 0,175 = 15,7 \quad (\text{cm/s}) \quad (1.211)$$

Se debe anotar que al utilizar la ley de Stokes o las diferentes fórmulas y métodos existentes se obtienen varias velocidades de caída que se diferencian notablemente entre sí.



▲ **Figura 1.61** Viscosidad cinemática real para diferentes concentraciones de dispersiones finas según Simons, Richardson y Nordin.



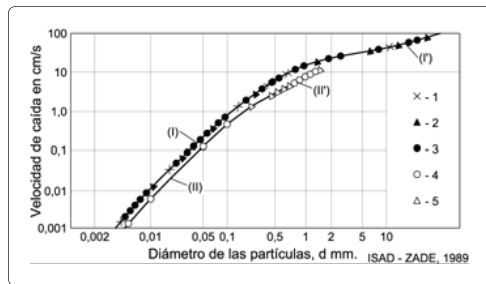
▲ **Figura 1.62** Variación de la velocidad de caída en función del porcentaje de mezcla en agua según Simons, Richardson y Nordin. 1,2,3 - para arenas: $d=0.47$; 0.27 y 0.19 mm, correspondientemente; 4 y 5 - Datos teóricos y experimentales, correspondientemente.

La velocidad de caída, como se sabe, varía en función de la temperatura del medio y de la concentración de los sedimentos más finos. En la figura 1.61 se muestra la variación de la viscosidad cinemática en función de la temperatura y del contenido de mezcla en el agua, y en la figura 1.62 aparece la variación de la velocidad de asentamiento de un material grueso en función del contenido de mezcla para arenas con diámetros de 0.19 , 0.27 y 0.47 mm, y una temperatura de 24°C . La velocidad de asentamiento del material grueso con $d=0.27$ mm, en agua limpia, es igual a 4 cm/s , mientras que para una mezcla, disminuye hasta 0.9 cm/s .

De tal manera, la variación de la velocidad de caída en función de la temperatura del medio y de la concentración de la mezcla condiciona la variación de la forma de la rugosidad del lecho y el régimen del flujo.

La figura 1.63 muestra los valores de la velocidad de caída según diferentes autores.

Además de lo anterior, resalta la ecuación de Nian-Sheng Cheng (1997) para condiciones de agua turbia debido a que considera la influencia de la concentración volumétrica del agua con sedimentos naturales en suspensión. Aplica bien



▲ **Figura 1.63** Valores de la velocidad de caída en agua limpia (I) y en agua turbia (II), según diferentes autores. 1. Arjanguelsk; 2. Goncharov; 3. Savkisian; 4. Astápor; 5. Tebzadze.

para agua con sedimentos granulares uniformes y, especialmente, para arenas. La siguiente es la ecuación de este autor:

$$C_m = \left[\left(\frac{32}{\text{Re}'_d} \right)^{1/1.5} + 1 \right]^{1.5} \quad (1.212)$$

$$\text{Re}'_d = w'_d / \nu' \quad (1.213)$$

$$\text{Re}'_d = \left(\sqrt{25 + 1,2d'^2} - 5 \right)^{1.5} \quad (1.214)$$

$$d'_* = \left(\frac{\left(\frac{\rho_s - \rho'}{\rho'} g \right)^{1/3}}{\nu'^2} \right) d \quad (1.215)$$

$$\frac{\rho_s - \rho'}{\rho'} = \frac{(1 - C_n) \frac{\rho_s - \rho}{\rho}}{\left(1 + C_n \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right)} \quad (1.216)$$

C_n -concentración volumétrica del agua turbia.

Sha propone la siguiente ecuación para determinar la viscosidad del agua turbia:

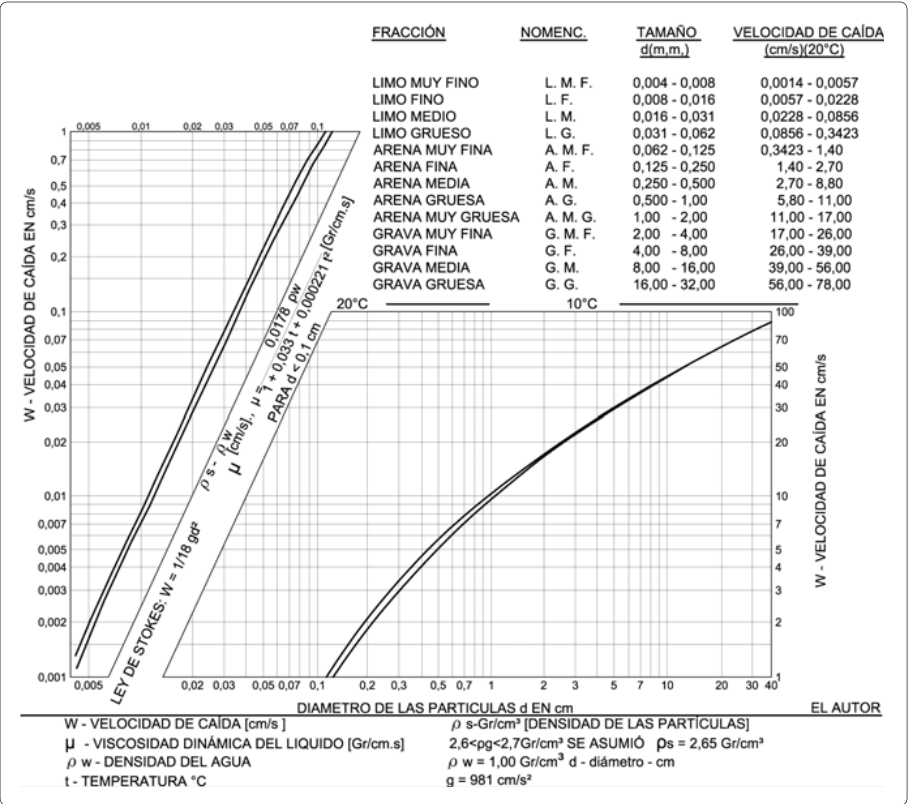
$$\nu' = \frac{2\nu}{2 - 3C_n} \quad (1.217)$$

La ecuación de Nian-Sheng Cheng también se puede expresar en función de la velocidad de caída de una partícula solitaria en agua limpia:

$$\frac{w_m}{w} = \frac{2 - 2C_n \left(\sqrt{25 + 1,2d'^2} - 5 \right)^{1.5}}{2 - 3C_n \left(\sqrt{25 + 1,2d^2} - 5 \right)} \quad (1.218)$$

Para números de Reynolds de grano superiores a 1.000:

$$\frac{w_m}{w} = \frac{(1 - C_n)^{1.5}}{\sqrt{1 + C_n \frac{\rho_s - \rho}{\rho}}} \quad (1.219)$$



▲ **Figura 1.64** Curva recomendada para determinar la velocidad de caída de las partículas en función de su diámetro.

Para números de Reynolds de grano muy bajos:

$$\frac{w_m}{w} = \frac{(1 - C_n)^2 (2 - 3C_n)}{2 + 2C_n \frac{\rho_s - \rho}{\rho}} \tag{1.220}$$

Finalmente, en la figura 1.64 aparecen los valores de las velocidades de caída en función del diámetro de las partículas, la cual se recomienda para usos prácticos de ingeniería.

1.3.2.4 Velocidad media de caída de una mezcla de sedimentos reales en agua turbia según Ibad-Zade

En algunos casos es necesario conocer la velocidad media de caída de todos los sedimentos en un desarenador, en un embalse o en cualquier cuerpo de agua natural

o artificial. Se trata realmente de la velocidad media de caída del conjunto completo de sólidos contenidos en el líquido, el cual es, generalmente, una mezcla de un gran número de tamaños que pueden variar desde arcillas hasta arenas y gravas.

Es importante aclarar que es erróneo calcular este valor como la velocidad de caída del diámetro medio de la mezcla o como la media ponderada de las velocidades de caída de las diferentes fracciones que la componen. Para determinar esa velocidad se ha desarrollado un procedimiento especial (Ibad-Zade, 1989) cuya deducción completa se puede consultar en la página www.hidraulica. Debido a que la mezcla de sedimentos contiene materiales finos y gruesos, cada uno con sus propias velocidades y condiciones de flujo, en el análisis se ha considerado por separado, pero de manera simultánea, en una sola expresión, la influencia de la zona laminar y de la zona turbulenta para representar el hecho de que en una mezcla de sedimentos, mientras unas partículas se mueven en condiciones de flujo laminar, otras lo hacen con flujo turbulento. Como resultado final, la siguiente es la fórmula de cálculo propuesta:

$$\bar{w} = e^{\frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}}(k_2 - k_1)} e^{-\frac{1}{2} Z_{cr}^2} w_{cr} \cdot (d_a / d_{cr})^{(k_2 + k_1)/2 + (k_1 - k_2) \Phi(0, Z_{cr})} \quad (1.221)$$

$\bar{w}$ - velocidad media de caída de todo el conjunto de sedimentos, mm/s; e - base de los logaritmos naturales; σ - desviación estándar de la granulometría de los sedimentos, mm; k_2 - coeficiente que relaciona las velocidades de caída y los diámetros de los sedimentos en la zona turbulenta, tal como se explica más adelante; k_1 - coeficiente que relaciona las velocidades de caída y los diámetros de los sedimentos en la zona laminar, tal como se explica más adelante; Z_{cr} - parámetro adimensional cuyo valor se presenta más adelante; w_{cr} - velocidad de caída de la mayor partícula que aún presenta flujo laminar (velocidad crítica). También se denomina velocidad crítica, m/s; d_a - diámetro medio de los sedimentos analizados (en general, se trata de la esperanza matemática), mm; d_{cr} - es el diámetro de la mayor partícula que aún presenta flujo laminar. También se denomina diámetro crítico: $d_{cr} = 0,1$ mm; $\Phi(0, Z_{cr})$, integral de probabilidad del parámetro adimensional Z_{cr} .

$$\sigma = \frac{1}{Y_{\max} \sqrt{2\pi}} \quad (1.222)$$

$Y_{\max}$ - valor máximo de las ordenadas de la función de densidad de probabilidad correspondiente a la granulometría de la mezcla analizada.

$$k_1 = \frac{\log(w_{cr} / w_H)}{\log(d_{cr} / d_H)} \quad (1.223)$$

$$k_2 = \frac{\log(w_2 / w_{cr})}{\log(d_2 / d_{cr})} \quad (1.224)$$

w_{cr} - velocidad de caída de la mayor partícula que aún presenta flujo laminar, mm/s;
 w_H - velocidad de caída de la partícula más pequeña que presenta flujo laminar, mm/s;
 d_{cr} - es el diámetro de la mayor partícula que aún experimenta flujo laminar, mm;
 d_H - diámetro de la partícula más pequeña que presenta flujo laminar, mm;
 w_2 - velocidad de caída de una partícula representativa del flujo turbulento, mm/s;
 d_2 - es el diámetro de una partícula representativa del flujo turbulento, mm.

$$Z_{cr} = \frac{1}{\sigma_1} \ln \frac{d_{cr}}{d_a} \quad (1.225)$$

σ_1 - desviación estándar de la granulometría de los sedimentos que se mueven con flujo laminar, mm.

$$\Phi(0, Z_{cr}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{Z_{cr}} e^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2} dZ_{cr} \quad (1.226)$$

Ejemplo de cálculo

El autor de la presente metodología (Ibad-Zade, 1989) presenta el siguiente ejemplo de cálculo: Determinar la velocidad media de caída de las siguientes seis mezclas de sedimentos cuyas características se muestran en el siguiente cuadro:

Mezcla	d_a , mm	$Y_{m\acute{a}x1}$	$Y_{m\acute{a}x2}$	$\sigma_1 = \frac{1}{Y_{m\acute{a}x1} \sqrt{2\pi}}$	$\sigma_2 = \frac{1}{Y_{m\acute{a}x2} \sqrt{2\pi}}$
1	0,02	0,25	0,60	1,33	0,67
2	0,05	0,20	0,65	2,00	0,62
3	0,10	0,25	0,60	1,60	0,67
4	0,20	0,30	0,70	1,33	0,57
5	0,50	0,25	0,75	1,60	0,53
6	0,75	0,40	0,75	1,00	0,53

El subíndice 1 corresponde a las características de las partículas de la mezcla cuyo diámetro es inferior o igual a 0,1 mm, es decir, representan a la parte de los sedimentos que se mueven con flujo laminar. El subíndice 2 refleja las características de las partículas de la mezcla cuyo diámetro es superior a 0,1 mm, es decir, representan a la parte de los sedimentos que se mueven con flujo turbulento.

Para obtener los valores $Y_{\text{máx1}}$ fue necesario construir las curvas que representan la función de densidad de las partículas de la mezcla cuyo diámetro es inferior o igual a 0,1 mm, y que corresponden a la parte de los sedimentos que se mueven con flujo laminar. De la misma manera, para obtener los valores $Y_{\text{máx2}}$ se construyeron las curvas que representan la función de densidad de las partículas de la mezcla cuyo diámetro es superior a 0,1 mm, y que corresponden a la parte de los sedimentos que se mueven con flujo turbulento.

Solución

Los diámetros (excepto d_a) y las velocidades de caída representativas se toman de la curva en la figura 1.63, la cual se recomienda como herramienta de cálculo en estos casos. Estos valores se asumen iguales para las seis mezclas analizadas de la siguiente manera: el diámetro de la partícula más pequeña que presenta flujo laminar es: $d_H = 0,04$ mm; el diámetro de la mayor partícula que aún experimenta flujo laminar es: $d_{cr} = 0,1$ mm; el diámetro de una partícula representativa del flujo turbulento se toma como: $d_2 = 1,0$ mm.

Utilizando la curva en la figura 1.63 se obtiene que la velocidad de caída de la partícula más pequeña que presenta flujo laminar es: $w_H = 0,01$ mm/s; la velocidad de caída de la mayor partícula que aún presenta flujo laminar es: $w_{cr} = 5$ mm/s; la velocidad de caída de la partícula representativa del flujo turbulento es: $w_2 = 90$ mm/s.

$$k_1 = \frac{\log(w_{cr} / w_H)}{\log(d_{cr} / d_H)} = \frac{\log(5 / 0,01)}{\log(0,1 / 0,004)} = 1,94 \quad (1.227)$$

$$k_2 = \frac{\log(w_2 / w_{cr})}{\log(d_2 / d_{cr})} = \frac{\log(90 / 5)}{\log(1 / 0,1)} = 1,25 \quad (1.228)$$

De manera complementaria se obtiene: $(k_1 + k_2) / 2 = 1,595$; $k_1 - k_2 = 1,94 - 1,25 = 0,69$.

Para mayor comodidad, se definen las siguientes variables intermedias y los cálculos se organizan en una hoja electrónica Excel como la mostrada en el cuadro 1.14.

$$A_{aux} = \frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}} (k_2 - k_1) \quad (1.229)$$

$$C_{aux} = e^{Ae^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2}} \quad (1.230)$$

$$D_{aux} = (k_2 + k_1) / 2 + (k_1 - k_2) \Phi(0, Z_{cr}) \quad (1.231)$$

Número de la mezcla de sedimentos	$\frac{d_a}{d_{cr}}$	$z_{CR} = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{d_{cr}}{d_a}$		Z_{cr}^2		$e^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2}$		A_{aux}		C_0	
		σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2
1	0,20	1,21	2,40	1,46	5,70	0,48	0,06	-0,368	-0,185	0,84	0,99
2	0,50	0,345	1,12	0,121	1,25	0,94	0,54	-0,55	-0,171	0,60	0,91
3	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00	-0,44	-0,185	0,644	0,83
4	2,00	-0,52	-1,38	0,27	1,92	0,88	0,38	-0,368	-0,157	0,73	0,95
5	5,00	-1,00	-3,04	1,00	9,25	0,61	0,01	-0,44	-0,146	0,77	0,92
6	7,50	-2,00	-3,80	4,00	14,45	0,13	0,00	-0,276	-0,146	0,97	1,00

▲ **Cuadro 1.14** Cálculo de la velocidad de caída de una mezcla de sedimentos en agua turbia. Primera parte.

Número de la mezcla de sedimentos	$\Phi(0, Z_{cr})$		D		$\left(\frac{d_a}{d_{cr}}\right)^D$		$\bar{w} = C_0 w_{cr} \left(\frac{d_a}{d_{cr}}\right)^D \text{ mm/s}$		$\bar{w}$ Con la fórmula 1.211
	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1
1	0,387	0,492	1,86	1,94	0,05	0,045	0,31	0,37	0,23
2	0,138	0,366	1,69	1,847	0,308	0,27	0,92	1,23	1,32
3	0,00	0,00	1,595	1,595	1,00	1,00	3,22	4,15	5,27
4	-0,198	-0,42	1,458	1,329	2,74	2,50	10,00	11,60	20,00
5	-0,34	-0,499	1,361	1,255	8,90	7,41	33,80	38,60	120,0
6	-0,477	-0,499	1,265	1,25	12,60	12,40	61,00	62,00	250,0

▲ **Cuadro 1.14** Cálculo de la velocidad de caída de una mezcla de sedimentos en agua turbia. Segunda parte.

Entonces, la ecuación 1.221 adquiere la siguiente forma:

$$\bar{w} = C_{aux} w_{cr} \left(d_a / d_{cr}\right)^{D_{aux}} \quad (1.232)$$

La siguiente es la solución para la mezcla 1, en la cual: $d_a = 0,02 \text{ mm}$; $\sigma_1 = 1,33$; $\sigma_2 = 0,67$; $d_a / d_{cr} = 0,2$. Inicialmente se realizan los cálculos para σ_1 . Los valores de los parámetros definidos en la ecuación anterior son:

$$Z_{cr} = \frac{1}{\sigma_1} \ln \frac{d_{cr}}{d_a} = \frac{1}{1,33} \ln \frac{0,1}{0,02} = 1,21$$

$$Z_{cr}^2 = 1,21^2 = 1,47$$

$$e^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2} = e^{-\frac{1}{2}1,47} = 0,48$$

Según la fórmula 1.229:

$$A_{aux} = \frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}} (k_2 - k_1) = \frac{1,33}{\sqrt{2\pi}} (-0,69) = -0,364$$

$$C_{aux} = e^{Ae^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2}} = e^{-0,364 \cdot 0,48} = 0,84$$

$$\Phi(0, Z_{cr}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{Z_{cr}} e^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2} dZ_{cr}$$

Aquí, la función primitiva de $e^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2}$ no es una función elemental. Para calcular esta integral se desarrolla el integrando en una serie, sustituyendo en el desarrollo de $e^{-\frac{1}{2}Z_{cr}^2}$ el valor Z_{cr} por el valor $-Z_{cr}$:

$$e^{-Z_{cr}^2} = 1 - \frac{Z_{cr}^2}{1!} + \frac{Z_{cr}^4}{2!} - \frac{Z_{cr}^6}{3!} + \dots + (-1)^n \frac{Z_{cr}^{2n}}{n!} + \dots$$

El valor de esta última integral para $Z_{cr} = 1,21$ se encuentra por tabla: $\Phi(0, Z_{cr}) = 0,387$.

$$D_{aux} = (k_2 + k_1)/2 + (k_1 - k_2) \Phi(0, Z_{cr}) = 1,595 + 0,69 \cdot 0,387 = 1,86$$

Finalmente, al aplicar la ecuación 1.232 se obtiene la velocidad media de caída de la mezcla 1 de sedimentos, aplicada para σ_1 :

$$\bar{w} = C_0 w_{cr} (d_a / d_{cr})^{D_{aux}} = 0,84 \cdot 5 \cdot \left(\frac{0,02}{0,1} \right)^{1,86} = 0,21$$

El mismo cálculo se repite aplicando el valor de σ_2 . Los resultados aparecen en el cuadro 1.15.

Número de la mezcla de sedimentos	$\bar{w} - mm/s$		$\left(\frac{\bar{w}_0}{w_{cr}} \right)^{1/k_1} E_1$		$\bar{d}_0 = E_1 d_H$		$\left(\frac{\bar{w}_0}{w_{cr}} \right)^{1/k_2} E_2$		$\bar{d}_0 = E_2 d_{cr}$		$\bar{w} < w_{cr} = 5 mm/s$
	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	σ_1	σ_2	
1	0,31	0,37	5,80	6,45	0,023	0,0258	-	-	-	-	
2	0,92	1,23	10,20	12,00	0,041	0,048	-	-	-	-	
3	3,22	4,15	20,40	22,40	0,082	0,09	-	-	-	-	
4	10,00	11,60	-	-	-	-	1,74	1,90	0,17	0,19	
5	33,80	38,60	-	-	-	-	4,60	5,10	0,46	0,51	
6	61,00	62,00	-	-	-	-	7,25	7,40	0,72	0,74	

▲ **Cuadro 1.15** Resultados del ejemplo de cálculo de la velocidad de caída aplicando la fórmula 1.221.

CONCLUSIÓN Y APLICACIONES PRÁCTICAS

La fórmula de Stokes, a pesar de su importancia teórica y pionera, no tiene aplicación práctica, dado que es válida sólo para partículas esféricas y, además, aisladas. Por lo anterior, en los cálculos de ingeniería se recomienda utilizar la curva de la figura 1.64 para valorar la velocidad de caída de una determinada partícula individual que se sedimenta en agua clara o en agua turbia. Además, para el mismo efecto, son válidas las siguientes fórmulas para temperaturas del agua entre 2° C y 26° C:

1. Para flujo laminar con agua limpia, $d < 0,10$ mm; usar la fórmula 1.136 ó la fórmula 1.137.
2. Para flujo en transición con agua limpia, $0,10 < d < 1,5$ mm; usar la fórmula 1.139.
3. Para flujo turbulento con agua limpia, $d > 1,5$ mm; usar la fórmula 1.140 ó la fórmula 1.150.
4. Para flujo laminar con agua turbia, $d < 0,10$ mm; usar la fórmula 1.188
5. Para flujo en transición con agua turbia, $0,10 < d < 1,5$ mm; usar la fórmula 1.189.
6. Para flujo turbulento con agua turbia, $d > 1,5$ mm; usar la fórmula 1.190
7. Para flujo laminar con agua hiperconcentrada, $d < 0,10$ mm; fórmula 1.188 ó 1.197.
8. Para flujo en transición, agua hiperconcentrada, $0,10 < d < 1,5$ mm; fórmula 1.189 ó 1.198.
9. Para flujo turbulento con agua hiperconcentrada, $d > 1,5$ mm; fórmula 1.190 ó 1.199.
10. La velocidad de caída de un microagregado (grumo) se puede determinar con la fórmula 1.200.

En todos los casos anteriores se trata de partículas reales cuarzosas. Si la forma de las partículas es diferente a esa, se deberá aplicar un factor de corrección de acuerdo con las indicaciones dadas en el presente numeral 1.3.2.1.

El término agua clara se refiere a un flujo que no contiene sedimentos en suspensión. El agua turbia corresponde a una corriente que transporta sedimentos en suspensión con una concentración inferior al 1% en volumen. Agua hiperconcentrada es la abreviatura usada para un flujo con sedimentos en suspensión de una concentración superior al 1% en volumen.

La velocidad media de caída de una mezcla de sedimentos se calcula con la fórmula 1.221 aplicando la metodología expuesta en el numeral 1.3.2.4.

1.3.3 Perfil de velocidades y concentraciones de los sedimentos en la vertical de un flujo turbulento

Existen diferentes tipos de fórmulas para la distribución de las velocidades en la vertical, es decir, para el perfil de velocidades: potenciales, logarítmicas, elípticas, parabólicas, etc. Las concentraciones poseen, en general, un perfil contrario al de las velocidades. En la superficie del flujo las velocidades son cercanas a las máximas, mientras que las concentraciones son mínimas. En el fondo las velocidades son mínimas y las concentraciones de sedimentos son las máximas. En este numeral se consideran las fórmulas fundamentales que describen esos perfiles.

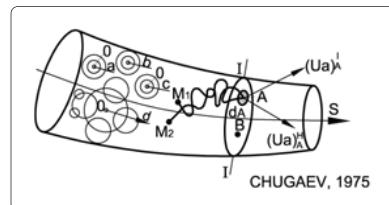
1.3.3.1 Distribución de las velocidades en la vertical

La velocidad del flujo en un canal natural o artificial adquiere valores que cambian en todas direcciones. En la vertical este valor aumenta desde el fondo hasta la superficie. En el lecho la velocidad es cero y a partir de ahí adquiere un gradiente positivo hacia la superficie generando una resistencia dado que se produce un desplazamiento de una parte del cuerpo de agua respecto a otro. La rugosidad de los contornos o resistencia hidráulica es la responsable de que se presenten cambios en la velocidad de la corriente. En ese caso la resistencia al corte del agua en movimiento es igual a la viscosidad dinámica multiplicada por el gradiente de velocidad respecto a la vertical.

El conocimiento del perfil de velocidades en un determinado cauce es uno de los temas centrales de la mecánica de ríos debido a que él está íntimamente relacionado con el propio comportamiento de la corriente en los aspectos de resistencia, capacidad de transporte, poder de erosión, movimiento de sedimentos en suspensión y de fondo, etc.

El perfil de velocidades en un río está íntimamente ligado a la rugosidad y a las características de la turbulencia. En términos sencillos, el movimiento turbulento del agua se caracteriza por una velocidad local instantánea, su fluctuación, la velocidad local media y la velocidad fluctuante, además de las variaciones de la presión descritas mediante los modelos de Reynolds-Businesq, la velocidad media, la energía cinética y el esfuerzo cortante.

La estructura del flujo turbulento se puede representar, por ejemplo, de la siguiente manera: Para grandes velocidades ciertos volúmenes del líquido a, b, c (figura 1.65) de diferente valor y forma ingresan dentro del líquido con un giro desordenado e impermanente. El conjunto de estos giros que aparecen dentro del líquido disminuye sus dimensiones



▲ **Figura 1.65** Modelo de flujo turbulento.

y varía a lo largo de la corriente. En virtud de su movimiento translacional ellos transitan a lo largo de la sección I-I. Si se fija un punto estacionario A en esa sección, a través de él pasan las partículas del líquido que poseen un movimiento translacional y de rotación y, por lo tanto, las velocidades en el punto A cambian permanentemente tanto en valor como en dirección y sentido.

Si en todo el flujo se identifican algunas partículas del líquido ($M_1, M_2, \dots$) que pasan por el punto A en diferentes momentos, como resultado se obtiene lo siguiente:

- La partícula M_1 sigue cierta trayectoria aleatoria y llega al punto A en el momento T_1 con una velocidad u' ;
- La partícula M_2 sigue otra trayectoria aleatoria y llega al punto A en el momento T_2 con una velocidad u'' diferente a la anterior y así sucesivamente.

En otro punto de la sección transversal I-I, por ejemplo, el punto B, se tiene un cuadro similar. La velocidad real u de movimiento de la partícula del líquido en un determinado momento y en un determinado punto se denomina *velocidad local instantánea*.

En la figura 1.66 se muestra el esquema de la sección transversal plana I-I incluyendo el punto A y el área elemental dA en este punto. La recta Ax es normal al área dA y la recta Az es ortogonal a la anterior. Se representa también el vector de la velocidad U con sus componentes U_x, U_y . La componente longitudinal de la velocidad instantánea, denominada *velocidad longitudinal* U_x siempre tendrá una dirección constante a diferencia de la velocidad u y su valor cambia con el tiempo.

En un determinado punto las variaciones en la componente longitudinal de la velocidad instantánea se pueden representar en la figura 1.67. Este gráfico representa un determinado punto en el espacio (por ejemplo, el punto A) y se denomina *gráfico de pulsación de la velocidad longitudinal*. De manera análoga se puede construir el gráfico de pulsación de la velocidad transversal figura 1.68 a.

Las pulsaciones son las variaciones de la velocidad instantánea en cualquier dirección. En el gráfico de la figura 1.67 se selecciona un intervalo de tiempo T_1 suficientemente grande, dentro del cual se promedia el valor U_{∞} para lo cual se traza la recta AB de tal manera que el área del polígono ABCD resulte igual al área de la figura $A'B'CD$. De esta manera se obtiene cierto valor medio U_1 de la velocidad longitudinal en el punto A. De la misma forma, para un intervalo T_2 se obtiene cierto valor medio U_2 de la velocidad longitudinal en el punto A y así, consecutivamente.

El movimiento turbulento es impermanente dado que en un determinado punto las velocidades cambian con el tiempo. No obstante, si las velocidades $U_1, U_2, U_3, \dots$ cumplen con la siguiente condición (figura 1.67):

$$\overline{U}_1 = \overline{U}_2 = \overline{U}_3 = \dots \overline{U} = \text{const} \quad (\text{en el tiempo}) \quad (1.233)$$

este movimiento turbulento puede ser denominado, en promedio, movimiento permanente. La velocidad ficticia $\bar{U}$ se denomina *velocidad local media* y, de acuerdo con lo expuesto, es una velocidad longitudinal en la cual se ha omitido intencionalmente el subíndice x .

El volumen de líquido que pasa por el área elemental dA a lo largo de un tiempo T suficientemente largo (figura 1.66) se puede representar como dV , entonces la velocidad local media será:

$$U = \frac{dV}{T dA} = \text{const} \quad (\text{en el tiempo}) \quad (1.234)$$

Considerando la figura 1.67 se ve que la velocidad instantánea longitudinal se puede representar de la siguiente manera:

$$\bar{U}_x = \bar{U}_x + U'_x \quad (1.235)$$

la velocidad U'_x (positiva o negativa) se denomina *velocidad longitudinal de pulsación* o *velocidad incremental*. Es fácil ver que para un tiempo T considerable:

$$\sum U'_x dT = 0 \quad (1.236)$$

dado que la parte izquierda de esta igualdad es la suma de las áreas (positivas y negativas) achuradas en la figura 1.67.

Para analizar la pulsación de las velocidades transversales en la figura 1.68 se debe considerar el área elemental dA ortogonal al eje Ox (figura 1.68 b). Debido a las velocidades U_x (variables en el tiempo en valor, dirección y sentido) el líquido se mueve a través de esta área. $dV \uparrow$ - es el volumen del líquido que asciende a través del área elemental a lo largo de un tiempo T suficientemente largo; $dV \downarrow$ - es el volumen del líquido que desciende a través del área elemental a lo largo del mismo tiempo T .

Para un movimiento turbulento permanente durante un tiempo T considerable, se cumple la igualdad:

$$dV \uparrow = dV \downarrow \quad (1.237)$$

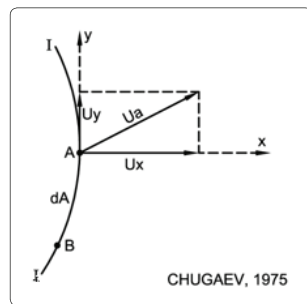


Figura 1.66 Velocidad longitudinal actual U_x Velocidad transversal actual U_y .

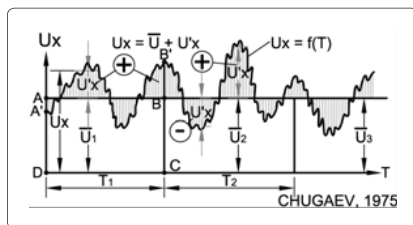


Figura 1.67 Pulsaciones de la velocidad longitudinal actual U_x - Velocidad longitudinal promediada.

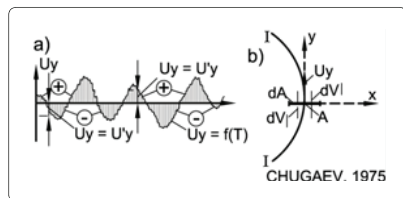


Figura 1.68 a) Pulsaciones de la velocidad transversal actual. b) Intercambio (mezcla) transversal de los volúmenes del líquido dV a través del área dA .

Por lo anterior, se concluye que el volumen de líquido que pasa por el área elemental a lo largo del tiempo T en la dirección transversal es igual a cero y lo mismo ocurre con la velocidad transversal media:

$$\bar{U}_z = 0 \quad (1.238)$$

De la misma manera:

$$U_x = 0 + U_z' = U_z' \quad (1.239)$$

U_z^T - es la velocidad de pulsación transversal. Para un tiempo suficientemente largo:

$$\sum U_z dT = \sum U_z^T dT = 0 \quad (1.240)$$

En consecuencia, la suma de las áreas positivas en la figura 1.68 a es igual a la suma de las áreas negativas. La pulsación de las velocidades está acompañada por una pulsación de las presiones. Para un flujo turbulento permanente, en un punto del espacio:

$$\bar{p}_1 = \bar{p}_2 = \bar{p} = \dots = \bar{p} \quad (1.241)$$

Para el cálculo del flujo turbulento se han propuesto diferentes modelos, entre los cuales sobresalen el de Reynolds, el de Boussinesq y el de Prandtl. Los dos primeros han tenido dificultades prácticas de aplicación y el último es el que se utiliza actualmente y ha sido complementado por Kármán V., Nikuradse y Blasius.

Reynolds O. (1895) y, posteriormente, Boussinesq J. (1897) propusieron reemplazar este flujo por un modelo ficticio correspondiente a un líquido que se mueve con una velocidad igual a la velocidad local promediada y con una presión media, denominado Modelo de Reynolds-Boussinesq. Como se ve, en ese modelo se excluye la mezcla turbulenta caracterizada por el intercambio transversal de las partículas del líquido entre las diferentes capas longitudinales, convirtiendo el flujo real en una especie de movimiento laminar.

En este análisis es importante diferenciar la velocidad media de la velocidad promediada. Para calcular la velocidad media se determina el promedio en una sección transversal y en un determinado momento. La velocidad promediada se define a lo largo del tiempo y en un determinado punto. Para un flujo laminar se toma la velocidad media $\bar{U}$ de las velocidades reales u . En un flujo turbulento la velocidad $\bar{U}$ es la media de las velocidades ya promediadas y, por lo tanto, para obtenerla es necesario tomar dos promedios: primero se promedian las velocidades longitudinales a lo largo del tiempo en diferentes puntos de la sección transversal de manera individual y luego, los valores obtenidos se promedian en la sección transversal completa.

En la figura 1.69 se han representado dos cauces prismáticos idénticos, ambos con el mismo caudal Q , la misma profundidad y y la misma velocidad media

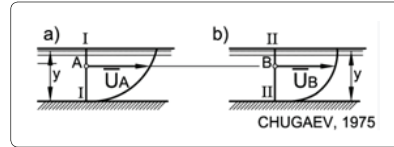
$\bar{U}$. Se asume que en los puntos A y B las velocidades longitudinales promediadas son iguales: $\bar{U}_A = \bar{U}_B$. No obstante, las pulsaciones de las velocidades, en general, pueden ser diferentes. Por ejemplo, en el punto A la variación de las pulsaciones puede ser grande (figura 1.70a) y en el punto B pequeña (figura 1.70b). Los dos flujos representados en la figura 1.69 pueden tener diferente estructura, a pesar de que coinciden en el valor de la velocidad media. En ese caso, el flujo con mayor turbulencia (figura 1.70a) posee una energía cinética mayor. Así, se puede considerar que la energía cinética de un flujo turbulento posee dos componentes: 1. La energía cinética determinada a partir de las velocidades promediadas $\bar{U}$ y, 2. La energía cinética calculada a partir de las velocidades de pulsación U' .

Si en el caso de un flujo laminar la energía cinética se expresa como: $\alpha U^2/2g$, donde α -es el correctivo que considera sólo la irregularidad en la distribución de las velocidades en una sección, entonces en el caso de un flujo turbulento la energía cinética se representa como: $\alpha_c U^2/2g$. Aquí $\alpha_c = \alpha + \alpha_p$, donde: α_p - es un correctivo adicional que considera la pulsación de las velocidades longitudinales U_x en diferentes puntos de la sección transversal. No obstante, el valor α_p se debe considerar sólo cuando la turbulencia es intensa, típica en los flujos espacialmente variados. En los flujos uniformes se puede despreciar.

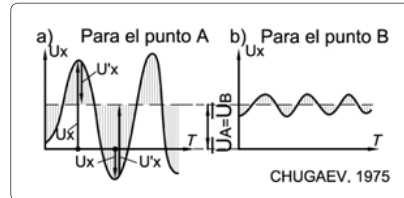
Como conclusión de este aspecto, se puede decir que, debido al diferente grado de pulsación de las velocidades en los flujos de la figura 1.69 a y b, el perfil de velocidades en estos dos casos es diferente.

En un flujo turbulento real se tienen esfuerzos cortantes normales τ denominados actuales. El esfuerzo cortante turbulento τ_T no se debe confundir con el esfuerzo cortante τ de un flujo turbulento real. Los esfuerzos aparentes τ_T no existen en un flujo real, ellos son ficticios y se introducen en el flujo promediado del modelo de Reynolds Boussinesq con el propósito de aproximar este modelo a un flujo real.

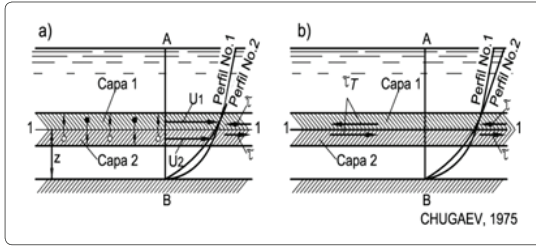
Lo anterior se explica de la siguiente manera: Al pasar de un flujo turbulento real a un flujo promediado en el modelo, se excluyen las pulsaciones transversales de la velocidad y se conservan sólo las componentes longitudinales. Sin embargo, las velocidades transversales omitidas influyen en la formación del perfil de velocidades longitudinales y, por lo tanto, en el valor de las pérdidas de energía.



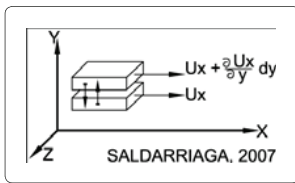
▲ **Figura 1.69** a) Pulsaciones de la velocidad actual. b) Intercambio (mezcla) transversal de los volúmenes del líquido dV a través del área dA .



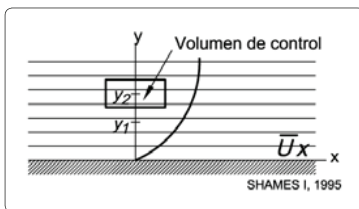
▲ **Figura 1.70** Pulsaciones de la velocidad longitudinal actual para los flujos de la figura 1.69.



▲ **Figura 1.71** Intercambio transversal turbulento de partículas durante el movimiento de un líquido y esfuerzos cortantes turbulentos: a) Flujo real con intercambio transversal de partículas. b) Modelo ideal de un flujo promediado que incluye esfuerzos cortantes aparentes o ficticios τ_T , que compensan la exclusión de la velocidad transversal U_z .



▲ **Figura 1.72** Detalle del intercambio transversal de partículas en un flujo turbulento.



▲ **Figura 1.73** Intercambio transversal de partículas entre capas longitudinales de un flujo turbulento.

Por lo anterior y para compensar la influencia de las velocidades transversales excluidas en el modelo se incluyeron unos esfuerzos cortantes longitudinales aparentes τ_T . El valor de τ_T se selecciona de tal manera que su influencia cuantitativa sobre el perfil de velocidades corresponda al efecto que ejercen las velocidades transversales sobre ese perfil.

En la figura 1.71a se muestra el esquema de un flujo real caracterizado por un intercambio transversal de las partículas del líquido, el cual aparece con mayor detalle en la figura 1.72. Las partículas representadas por los puntos negros tienen mayores velocidades longitudinales U_1 y ellas se trasladan a la capa inferior con una velocidad $U_z \downarrow$ acelerando su movimiento. De la misma manera, las partículas blancas poseen velocidades longitudinales menores y se trasladan de la segunda capa a la primera con una velocidad $U_z \uparrow$ y disminuyen el movimiento de esta capa. En la figura 1.71 se muestran dos perfiles de velocidad: el perfil 1 es la representación real de las velocidades longitudinales y el perfil 2 es una configuración distorsionada que se obtiene cuando se excluyen del análisis las velocidades transversales U_z .

Expresado de otra manera y referido a la figura 1.73, un paquete de fluido Y_1 que se desplaza hacia Y_2 por turbulencia aleatoria transporta momentum lineal a través de la superficie inferior del volumen de control. El flujo o transferencia de momentum en la dirección x es proporcional a V'_y por V'_x . La transferencia de momentum produce un esfuerzo cortante τ_{xy} en la superficie inferior del volumen de control. Se trata del esfuerzo aparente o esfuerzo turbulento.

En la figura 1.71b se muestra el esquema correspondiente al modelo de Reynolds-Boussinesq, caracterizado por la ausencia de la mezcla turbulenta ($U_z = 0$). Para este esquema se debe obtener el perfil de velocidades 2, es decir, un perfil distorsionado. Sin embargo, al introducir en este esquema los esfuerzos cortantes apa-

rentes τ_T a cambio de las velocidades U_z se puede corregir el perfil distorsionado 2 y obtener, a cambio, el perfil 1, más real. Como se ve, en un flujo real (esquema *a*) actúan sólo los esfuerzos cortantes newtonianos τ y en el modelo de Reynolds-Boussinesq (esquema *b*) a lo largo de la superficie 1 – 1 actúan esfuerzos cortantes iguales a $(\tau + \tau_T)$. Con el fin de determinar el valor requerido de τ_T se utiliza una especie de postulado que, convencionalmente, se puede representar de la siguiente manera:

$$\delta [KD(M)\uparrow\downarrow]_x = IC(\tau_T)_b \quad (1.242)$$

En la parte izquierda de la ecuación se incluye el incremento del momentum (KD) o incremento de la cantidad de movimiento de cierto volumen elemental sobre el correspondiente desplazamiento debido a la mezcla turbulenta. Como se ve, esta parte de la ecuación se refiere a un flujo real (figura 1.71a). En la parte derecha de la ecuación se representa el impulso de las fuerzas de fricción ficticias en el correspondiente desplazamiento y esta parte de la ecuación corresponde al flujo aparente (figura 1.71 b).

En consecuencia se deduce que la anterior expresión no se puede denominar ecuación de la cantidad de movimiento o del momentum dado que su parte izquierda y derecha se refieren a diferentes elementos: la parte izquierda está relacionada con el flujo real y la derecha con un flujo ficticio.

Al resolver la anterior ecuación de una manera muy aproximada Boussinesq obtuvo una fórmula para τ_T de la siguiente manera:

$$\tau_T = \eta_T \left| \frac{du}{dy} \right| \quad (1.243)$$

$\frac{dU}{dn}$ - es el gradiente de velocidad y el valor U representa la velocidad longitudinal promediada. η_T - es un coeficiente de proporcionalidad denominado coeficiente dinámico de mezcla turbulenta, viscosidad de remolino o, simplemente, viscosidad turbulenta.

De otra manera, el esfuerzo cortante se puede representar con la expresión:

$$(\tau_{xy})_{ap} = k_{ec} U'_x U'_y \quad (1.244)$$

$$(\tau_{xy})_{ap} = \eta_T U'_x U'_y \quad (1.245)$$

η_T depende de las condiciones locales del flujo. Las expresiones anteriores de Boussinesq no permiten conocer explícitamente este valor y, por lo tanto, este modelo no se utiliza en la práctica.

Reynolds propuso la siguiente expresión:

$$(\tau_{xy})_{ap} = \rho U'_x U'_y \quad (1.246)$$

Debido a que, en este caso, también es muy difícil determinar el valor $U'_x U'_y$, el modelo de Reynolds tampoco tiene aplicaciones prácticas.

De acuerdo con Prandtl el coeficiente η_T se representa con la siguiente expresión deducida suponiendo que la viscosidad molecular no existe:

$$\eta_T = \rho l^2 \frac{dU}{dy} \quad (1.247)$$

El valor l se denomina *longitud de mezcla* y diferentes autores le atribuyen diversas propiedades físicas. Este valor se representa de la siguiente manera:

$$l = \kappa z \quad (1.248)$$

z - es la distancia desde el contorno del cauce hasta el punto en el cual se determina el esfuerzo cortante turbulento; κ - es la denominada constante universal de Kármán que según los experimentos de Nikuradze, para un tubo circular, es igual a 0,4. Esta constante caracteriza el grado de mezcla o de intercambio turbulento y, especialmente en ríos, su valor realmente varía de manera considerable.

Como se ve, a cambio de la viscosidad turbulenta de remolino η_T Prandtl usa el término *longitud de mezcla* para determinar el esfuerzo cortante turbulento o aparente. La longitud de mezcla posee un comportamiento que se puede describir y explicar de una manera más expedita y cómoda. Así, Prandtl propone un modelo simplificado de transferencia de momento lineal en un flujo turbulento.

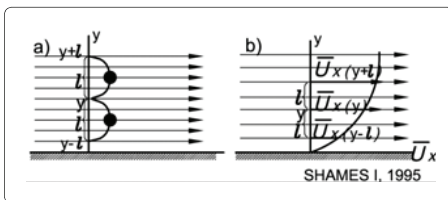
La longitud de mezcla es una trayectoria libre que realiza una determinada molécula del líquido antes de chocar con otras moléculas.

Los paquetes de fluido llegan en intervalos aleatorios a cualquier punto desde posiciones localizadas a una distancia igual a la longitud de mezcla, por encima o por debajo de ese punto (figura 1.74).

Esos paquetes mantienen sus velocidades originales: $\bar{U}_x(Y+l)$; $\bar{U}_x(Y-l)$ hasta que llegan al punto Y en donde se presentan intercambios instantáneos de momentum lineal con el fluido que está en Y. El resultado consiste en que se crea una componente longitudinal aleatoria de fluctuación de velocidad, es decir, de la velocidad de pulsación en ese sitio. El valor de la pulsación depende de la distribución de la velocidad en Y y del valor seleccionado de la longitud de mezcla. A su

vez, la longitud de mezcla es un valor que depende de las condiciones locales del flujo pero se puede medir de manera relativamente fácil.

Como se deduce de la ecuación 1.247 el valor del coeficiente dinámico η_T es proporcional al gradiente de velocidad. Además, el coeficiente η_T , a di-



▲ **Figura 1.74** Longitud de mezcla referenciada al punto y. Perfil de velocidades.

ferencia del coeficiente de viscosidad molecular η_r , depende del movimiento del líquido.

De manera análoga se puede escribir la siguiente relación:

$$v_T = \frac{\eta_r}{\rho} l^2 \frac{dU}{dy} \quad (1.249)$$

El valor v_T se denomina coeficiente cinético de mezcla turbulenta. En el caso general, el flujo promediado debe incluir simultáneamente la viscosidad molecular y la turbulenta. Por eso, el esfuerzo cortante total en algunos casos y con cierta aproximación, se escribe de la siguiente manera:

$$\tau = \eta \frac{du}{dn} + \eta_r \frac{du}{dy} \quad (1.250)$$

En el caso de un flujo laminar el segundo miembro en la parte derecha de la anterior ecuación desaparece y el esfuerzo cortante sobre el contorno τ_0 resulta linealmente proporcional a la velocidad media. En el caso de un flujo turbulento con números de Reynolds suficientemente grandes, el segundo miembro de la parte derecha de la ecuación supera considerablemente al primero y, por lo tanto, se puede despreciar la viscosidad molecular. Como resultado, el valor τ resulta directamente proporcional a la velocidad media elevada al cuadrado.

Para un flujo turbulento con números de Reynolds moderados los dos miembros de la parte derecha de la ecuación 1.250 resultan comparables y el valor de τ_0 es proporcional a la velocidad media elevada a un valor diferente de 2.

Así, a medida que aumenta la turbulencia se incrementa el esfuerzo cortante en el flujo, lo mismo que las pérdidas de energía, en función de la velocidad al cuadrado. Ese esfuerzo cortante posee un valor superior al expresado por la ley de viscosidad de Newton, lo cual debe ser explicado de alguna manera.

Como se dijo, al esfuerzo cortante adicional aportado por la turbulencia se le denomina esfuerzo aparente y está relacionado con la viscosidad turbulenta. Este esfuerzo y las pérdidas relativas deben estar relacionados con la velocidad media del flujo.

Prandtl supuso que el esfuerzo aparente o turbulento en la frontera es constante e igual al esfuerzo cortante ejercido por el flujo sobre el contorno. De esta manera, considerando la ecuación 1.248 obtuvo las siguientes expresiones:

$$\tau_T = \rho l^2 \left(\frac{dU_x}{dy} \right)^2 \quad (1.251)$$

$$\tau_0 = \rho (\kappa \cdot y)^2 \left(\frac{dU_x}{dy} \right)^2 \quad (1.252)$$

Determinando la raíz cuadrada y despejando la velocidad cortante de la ecuación 1.252, el perfil de velocidades se define de la siguiente manera:

$$\sqrt{\tau_T} = \sqrt{\rho} \kappa \cdot y \cdot \left(\frac{dU_x}{dy} \right) \quad (1.253)$$

de donde:

$$\sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = U_* = \kappa \cdot y \frac{dU_x}{dy} \quad (1.254)$$

por lo tanto:

$$dU_x = \frac{U_*}{\kappa \cdot y} dy \quad (1.255)$$

Integrando, se obtiene:

$$\frac{U_x}{U_*} = \frac{1}{\kappa} \ln y + C \quad (1.256)$$

Para determinar la constante de integración se utilizan las condiciones de frontera, para las cuales $y = y_{\max}$; $\bar{U}_x = \bar{U}_{x_{\max}}$. Reemplazando, resulta:

$$\frac{\bar{U}_{\max} - \bar{U}_x}{U_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y_{\max}}{y} \quad (1.257)$$

La condición de frontera en la subcapa laminar de espesor δ_0 resulta: $y = \delta_0$; $\bar{U}_x = 0$ por lo tanto: $C = -\frac{1}{\kappa} \ln \delta_0$, dando origen a la ecuación general:

$$\frac{U_x}{U_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{\delta_0} \quad (1.258)$$

δ_0 varía con el tipo de superficie en el lecho o contorno. Aceptando que $k = 0,4$ y cambiando la base de logaritmos:

$$\frac{\bar{U}_x}{U_*} = 5,75 \log \frac{y}{\delta_0} \quad (1.259)$$

Para cada tipo de superficie en el lecho o contorno el perfil de velocidades es diferente.

En la subcapa laminar el perfil de velocidades se deduce de la siguiente manera. Partiendo de la ley de resistencia de Newton, se tiene:

$$\tau = \mu \frac{dU_x}{dy} \quad (1.260)$$

$$dU_x = \tau \frac{dy}{\mu} \quad (1.261)$$

$$dU_x = \frac{1}{v} \frac{\tau}{\rho} dy \quad (1.262)$$

Integrando:

$$U_x = \frac{U_*^2}{v} y \quad (1.263)$$

$$\frac{U_x}{U_*} = \frac{U_*}{v} y \quad (1.264)$$

La deducción del perfil de velocidades en una superficie hidráulicamente lisa es:

Inicialmente se hace: $m_T = \delta_0 \frac{U_*}{v}$; $\delta_0 = m_T \frac{v}{U_*}$. Reemplazando este valor en la ecuación de Kármán-Prandtl:

$$\frac{U_x}{U_*} = 5,75 \log \frac{y}{m_T \frac{v}{U_*}} = 5,75 \log \frac{y U_*}{m_T v} \quad (1.265)$$

Según Nikuradse: $m_T = 1/9$, por lo tanto:

$$\frac{U_x}{U_*} = 5,75 \log \left(\frac{9 y U_*}{v} \right) \quad (1.266)$$

$$\frac{U_x}{U_*} = 5,50 + 5,75 \log \frac{y U_*}{v} \quad (1.267)$$

Para una superficie hidráulicamente rugosa se tiene que el coeficiente depende de la rugosidad absoluta, K_{abs} :

$$m_T = \frac{\delta_0 U_*}{v} = f \left(\frac{K_{abs} U_*}{v} \right) \quad (1.268)$$

Según Nikuradse cuando $f \left(\frac{K_{abs} U_*}{\nu} \right) \leq 5$ se presenta una condición de superficie lisa y para $f \left(\frac{K_{abs} U_*}{\nu} \right) > 70$ la superficie es rugosa y el valor es proporcional a, K_{abs} de la siguiente manera: $\delta_0 = \frac{K_{abs}}{30,1}$; $\frac{y}{\delta_0} = 30,1 \frac{y}{K_{abs}}$. Reemplazando este valor en la (expresión 1.267):

$$\frac{\bar{U}_x}{U_*} = 5,75 \log \left(30,1 \frac{y}{K_{abs}} \right) \quad (1.269)$$

$$\frac{\bar{U}_x}{U_*} = 8,5 + 5,75 \log \frac{y}{K_{abs}} \quad (1.270)$$

Por su parte, Einstein (1950) propuso una ecuación para los tres regímenes (laminar, transición y turbulento) aplicable a ríos. Considera un factor para reflejar el efecto de la rugosidad por textura:

$$\frac{U_x}{U_*} = 5,75 \log \left(30,2 \frac{y}{K_{abs}} x \right) \quad (1.271)$$

$$\bar{U}_x = U_* \cdot 5,75 \log \left(30,2 \frac{y}{K_{abs}} x \right) \quad (1.272)$$

$$\delta_0 = \frac{11,6\nu}{U_*}; \quad x = f \left(\frac{K_{abs}}{\delta_0} \right); \quad K_{abs} = d_{65}$$

En la figura 1.75 se muestra la relación: $x = f \left(\frac{K_{abs}}{\delta_0} \right)$.

Además de lo anterior, para definir el valor de la rugosidad absoluta K_{abs} en ríos, se han propuesto diferentes expresiones. Según Engelund Hansen (1967): $K_{abs} = 2d_{65}$. De acuerdo con Mahmood (1971): $K_{abs} = 5.1d_{84}$. Para Ackers-White (1973): $K_{abs} = 1.25d_{35}$. Kamphuis (1974) recomienda: $K_{abs} = 2.5d_{90}$. Según Hey (1979): $K_{abs} = 3.5d_{85}$. De acuerdo con Van Rijn (1982): $K_{abs} = 3d_{90}$.

De manera similar y para un lecho fijo, aplicable a canales, Koulegan (1970) propone lo siguiente:

$$\bar{U}_x = U_* \cdot 5,75 \log \left(\frac{y}{K_{abs}} \right) + 6 \quad (1.273)$$

En esta ecuación se pueden utilizar los valores de κ anteriormente presentados, de acuerdo con el juicio del ingeniero calculista.

Blasius, basado en mediciones extremadamente exactas del movimiento del líquido en un tubo circular propuso la siguiente fórmula empírica:

$$\bar{U} = U_{\text{sup}} \left(\frac{y_i}{y} \right)^{1/7} \quad (1.274)$$

U - es la velocidad del flujo en el punto de una vertical definido por la profundidad y , medida desde el fondo; U_{sup} - es la velocidad longitudinal en la superficie del flujo; y_i - es la ordenada de un punto cualquiera considerándolo desde el fondo; y - es la profundidad total del flujo.

Nikuratsé J., a partir de sus propios experimentos, propuso una expresión más general:

$$U = U_{\text{sup}} \left(\frac{y_i}{y} \right)^{1/n_R} \quad (1.275)$$

$n_R = f(\text{Re})$, es una función de Re . Para Re aproximadamente igual a 10^6 , la potencia n_R se aproxima a 10.

Esta expresión pierde su sencillez que tenía la ley inicial de $1/7$, ya que en tal caso se exige determinar experimentalmente el valor de n_R .

En su tiempo, Bazin propuso una fórmula para la distribución de las velocidades en la vertical, de acuerdo con una parábola experimental:

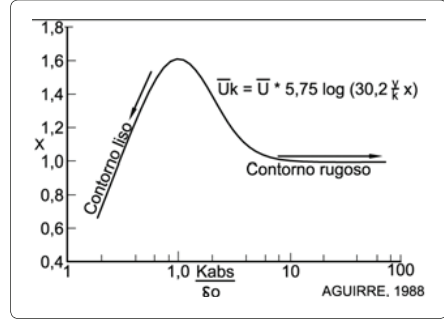
$$\bar{U} = U_{\text{sup}} \left(1 - m_B y_i^2 \right) \quad (1.276)$$

U_{sup} - es la velocidad longitudinal en la superficie del flujo; y_i - es la profundidad de cualquier punto dentro del flujo, tomada desde el fondo; m_B - es un valor relacionado con la pendiente de la superficie libre del agua (S_w) y con la profundidad de flujo “ y ”, de acuerdo con la siguiente relación:

$$m_B = \frac{m_{B1} \sqrt{y \cdot S_w}}{y^2 U_{\text{sup}}} \quad (1.277)$$

Aquí, m_{B1} varía entre 20 y 24.

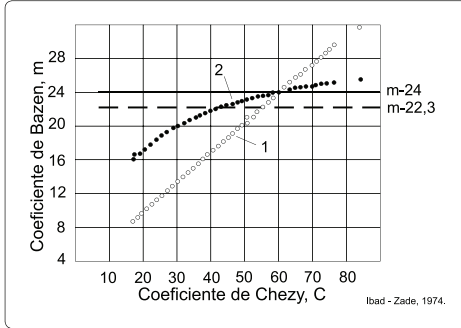
Para determinar m_B se han propuesto diferentes fórmulas:



▲ **Figura 1.75** Relación entre el factor X de Einstein (1950) y K_{abs}/δ_o en la ecuación de fricción logarítmica.

- La fórmula de Karaushev:

$$m_B = 0,35C_B + 3 \quad (1.278)$$



▲ **Figura 1.76** Coeficiente de Bazen en función del coeficiente de Chezy. 1- Según fórmula 1.278; 2- Según fórmula 1.279.

- La fórmula de Talmaz:

$$m_B = \frac{3\sqrt{g} \cdot C_{ver}}{1,5\sqrt{g} + 0,314C_{ver}} \quad (1.279)$$

Por medio de cálculos realizados por Azadulaev con las fórmulas indicadas, se estableció el valor m_B . Para el canal principal de Mugansk varía entre 9,4 y 32,2 (figura 1.76).

A las fórmulas tipo exponencial se asocia la fórmula de Lievy:

$$U = a_{aux} \sqrt{\frac{g y_s w}{f_{RES}}} \left[\left(\frac{y}{K_{abs}} - 1 \right)^{jn} + 1 - \left(\frac{y_i}{K_{abs}} \right) \right] \quad (1.280)$$

y , S_w - son la profundidad y la pendiente de la superficie del flujo; f_{RES} - es el coeficiente de resistencia; K_{abs} - es la altura de las asperezas o rugosidad del fondo del lecho (rugosidad absoluta); y/K_{abs} - es la rugosidad relativa; jn - es un parámetro de la fórmula que varía entre 1/6 y 1/8; y_i - es la ordenada de un punto del flujo considerándola desde la superficie hacia el fondo.

Para determinar el valor jn se han propuesto diferentes fórmulas:

- La fórmula de Zhiliezniak.

$$\frac{1}{jn} = \frac{\kappa R^{y_i}}{n\sqrt{g}} = 0,54 \frac{C}{\sqrt{g}} = 0,17C \quad (1.281)$$

o,

$$\frac{1}{jn} = \frac{C_{ver}}{\sqrt{g}} \left(\frac{2\sqrt{g}}{\sqrt{g} + C_{ver}} + 0,3 \right) \quad (1.282)$$

n - es el coeficiente de rugosidad de Manning; C_{ver} - es el coeficiente de Chèzy en la vertical; C - es el coeficiente de Chèzy.

- Fórmula de Nikitin.

$$\frac{1}{jn} = \frac{0,578}{\sqrt{f_{RES}}} = \frac{0,578}{\sqrt{\frac{2g}{C^2}}} = 0,13C \quad (1.283)$$

- La fórmula de Talmaz.

$$\frac{1}{jn} = 1,5 + 0,314 \frac{C}{\sqrt{g}} \quad (1.284)$$

Si se toma $\kappa \approx 0,4$, entonces las fórmulas 1.281 y 1.283 coinciden. El valor de $1/jn$ de acuerdo con estas fórmulas para el canal principal del Mugansk varía entre 2,1 y 14,2.

El coeficiente a_{aux} de acuerdo con Lievy se considera como un valor empírico. Sin embargo, conociendo el caudal se puede determinar este coeficiente directamente con la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} \int_0^y U dy_i &= q = a_{aux} \sqrt{\frac{gyS_w}{f_{RES}}} \int_0^y \left[\left(\frac{y}{K_{abs}} - 1 \right)^{jn} + 1 - \left(\frac{y_i}{K_{abs}} \right)^{jn} \right] dy_i \\ &= a_{aux} \sqrt{\frac{gyS_w}{f_{RES}}} \left[\left(\frac{y}{K_{abs}} - 1 \right)^{jn} \cdot y_i + y_i - \frac{1}{K_{abs}^{jn}} \frac{y_i^{jn+1}}{jn+1} \right]_0^y \\ q &= a_{aux} \sqrt{\frac{gyS_w}{f_{RES}}} y \left[\left(\frac{y}{K_{abs}} - 1 \right)^{jn} + 1 - \left(\frac{y}{K_{abs}} \right)^{jn} \frac{1}{jn+1} \right] \end{aligned} \quad (1.285)$$

q , es el caudal unitario (relacionado a un metro de ancho del flujo).

Ya que q/y es igual a la velocidad media, entonces de 1.285 se obtiene:

$$a_{aux} = \frac{\bar{U}}{\sqrt{\frac{g \cdot y \cdot S_w}{f_{RES}}} \left[\left(\frac{y}{K_{abs}} - 1 \right)^{jn} + 1 - \left(\frac{y}{K_{abs}} \right)^{jn} \frac{1}{jn+1} \right]} \quad (1.286)$$

Considerando que: $U_* = \sqrt{gyS_f}$ (se puede asumir: $S_w = S_f$) y que: $y/K_{abs} = y_{FRIC}$, se tiene:

$$a_{aux} = \frac{\bar{U}}{\frac{U_*}{\sqrt{f_{RES}}} \left[(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1 - (y_{FRIC})^{jn} \frac{1}{jn+1} \right]} \quad (1.287)$$

y_{FRIC} - profundidad de fricción.

Colocando el valor de a_{aux} en la ecuación 1.280, se obtiene:

$$U = \bar{U} \frac{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1 - \left(\frac{y_i}{K_{abs}}\right)^{jn}}{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1}} \quad (1.288)$$

Para $h_y = 0$ (según Lievy, el origen de las coordenadas está situado en la superficie del agua):

$$U = U_{sup} = \bar{U} \frac{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1}{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1}} \quad (1.289)$$

Tomando $h_y = y$, de la ecuación 1.288 se encuentra la velocidad en el fondo:

$$U = U_{fondo} = \bar{U} \frac{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1}}{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1}} \quad (1.290)$$

$$\frac{U_{sup}}{U_{fondo}} = \frac{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1}{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1}} \quad (1.291)$$

y

$$\frac{U_{fondo}}{U_{sup}} = 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{(y_{FRIC} - 1)^{jn} + 1} \quad (1.292)$$

Los gráficos de los valores teóricos U_{sup}/U_{fondo} , $U_{sup}/\bar{U}$ y $U_0/\bar{U}$; en función de y_{FRIC} y jn , se dan en la figura 1.77.

No es difícil ver que en las fórmulas 1.288 a la 1.292, se tiene: $y_{FRIC} \gg 1$ por eso se puede asumir que $(y_{FRIC} - 1) \approx y_{FRIC}$. Entonces las fórmulas 1.288 a 1.292 adquieren el siguiente aspecto:

$$U = \bar{U} \frac{y_{FRIC}^{jn} + 1 + \left(\frac{y_i}{K_{abs}}\right)^{jn}}{y_{FRIC}^{jn} + 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1}} \quad (1.288')$$

$$U_{sup} = \bar{U} \frac{1 + y_{FRIC}^{jn}}{1 + \frac{jn}{1 + jn} y_{FRIC}^{jn}} \quad (1.289')$$

$$U_{fondo} = \bar{U} \frac{1}{y_{FRIC}^{jn} + 1 - \frac{y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1}} = \bar{U} \frac{1}{\frac{jn \cdot y_{FRIC}^{jn}}{jn + 1} + 1} \quad (1.290')$$

$$\frac{U_{sup}}{U_{fondo}} = y_{FRIC}^{jn} + 1 \quad (1.291')$$

$$\frac{U_{fondo}}{U_{sup}} = \frac{1}{y_{FRIC}^{jn} + 1} \quad (1.293)$$

Como se ve de las expresiones 1.288' a la 1.291' y 1.293, la velocidad de la superficie $U_{sup} > \bar{U}$ y en el fondo $U_{fondo} < \bar{U}$ lo cual corrobora los datos experimentales obtenidos en condiciones naturales y en canales de laboratorio.

Muchos investigadores, partiendo de datos de mediciones hidrométricas en corrientes naturales y artificiales, prefieren la ley de distribución logarítmica de las velocidades en la vertical. Aún al principio del siglo XIX Yasmund dedujo que los datos de las observaciones en los ríos se correlacionan mucho mejor con una fórmula de tipo logarítmico:

$$U = a_e + b_e \ln(y_i + c_e) \quad (1.294)$$

a_e, b_e, c_e - son coeficientes empíricos.

Esta fórmula fue perfeccionada por Nikuratse J. en 1933 como resultado del procesamiento de datos de mediciones bastante exactas realizadas en tubos de diferente diámetro y rugosidades:

$$U = \frac{\sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}} \right) \quad (1.295)$$

Las fórmulas 1.294 y 1.295 coinciden completamente cuando:

$$a_e = -b_e \ln c_e, \text{ y } c_e = K_{abs}.$$

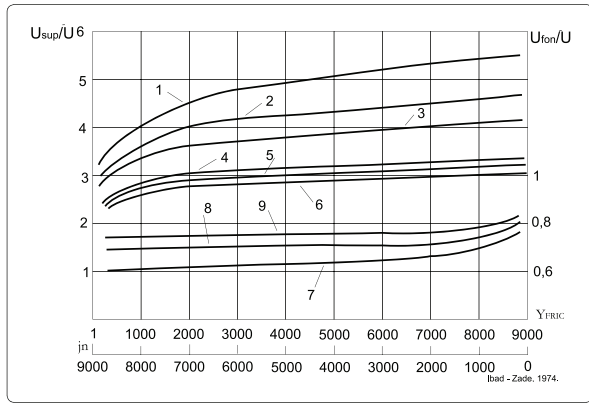


Figura 1.77 Valores de U_{sup}/U_{fon} , U_{sup}/U y U_{fon}/U en función de y_{FRIC} y j_n . 1,2,3-relación U_{sup}/U_{fon} para $n=1/6, 1/7, 1/8$; 4,5,6-relación U_{sup}/U para $n=1/6, 1/7, 1/8$; 7,8,9-relación U_{fon}/U para $n=1/6, 1/7, 1/8$.

Investigaciones posteriores realizadas por Velikanov y otros, permitieron establecer que la fórmula 1.295 obtenida para el movimiento del agua en tubos, es también utilizable para canales y ríos. Así, Velikanov verificó la fórmula de Nikuratse con mediciones hidrométricas en flujos libres y no encontró desviaciones notables.

Para su utilización posterior se transformó la fórmula 1.295 de acuerdo con la siguiente expresión:

$$\int_0^y U dy_i = q = \frac{\sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}{\kappa} \int_0^y \ln \left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}} \right) dy_i \quad (1.296)$$

integrando se obtiene:

$$\begin{aligned} q &= \frac{\sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}{\kappa} \left[(y_i + K_{abs}) \ln \left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}} \right) - y_i \right]_0^y \\ &= \frac{\sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}{\kappa} y \left[\left(1 + \frac{K_{abs}}{y} \right) \ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1 \right] \end{aligned} \quad (1.297)$$

o,

$$\bar{U} = \frac{q}{y} = \frac{\sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}{\kappa} \left[\left(1 + \frac{K_{abs}}{y} \right) \ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1 \right] \quad (1.298)$$

de donde:

$$\kappa = \frac{\sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}{\bar{U}} \left[\left(1 + \frac{K_{abs}}{y} \right) \ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1 \right] \quad (1.299)$$

ya que:

$$\bar{U} = C \sqrt{y \cdot S_f} \quad y \quad \frac{\sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}{\bar{U}} = \frac{\sqrt{g}}{C} \quad (1.300)$$

La expresión 1.299 adquiere la siguiente forma:

$$\kappa = \frac{\sqrt{g}}{C} \left[\left(1 + \frac{K_{abs}}{y} \right) \ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1 \right] \quad (1.301)$$

Colocando en 1.295 el valor de κ tomado de 1.299, se obtiene:

$$U = \bar{U} \frac{\ln \left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}} \right)}{\left(1 + \frac{K_{abs}}{y} \right) \ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1} \quad (1.302)$$

La ventaja de la expresión 1.302 consiste en que no utiliza el coeficiente empírico κ . Los cálculos muestran que la rugosidad relativa K_{abs}/y tiene un valor igual a décimas, centésimas e incluso milésimas de la unidad. Por eso, con exclusión solamente de profundidades supremamente pequeñas, se puede asumir:

$$1 + \frac{K_{abs}}{y} \approx 1 \quad y \quad 1 + \frac{y}{K_{abs}} \approx \frac{y}{K_{abs}}$$

y por lo tanto, la fórmula 1.302 se puede escribir de la siguiente manera:

$$U = \bar{U} \frac{\ln \left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}} \right)}{\ln \frac{y}{K_{abs}} - 1} \quad (1.303)$$

Es decir, se obtiene la fórmula de Velicanov, la cual fue deducida por medio de elaboraciones aproximadas. Esta fórmula puede ser utilizada también en los casos cuando no son válidas las aproximaciones que se realizaron.

Con el fin de facilitar los cálculos presentados, es cómodo utilizar el coeficiente de Chézy (C) a cambio de la rugosidad relativa de la ecuación 1.299.

$$\bar{U} = C \sqrt{y \cdot S_f} \quad (1.304)$$

si se reemplaza $(1 + K_{abs}/y) \approx 1$, se tiene:

$$C = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \left[\ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1 \right] \quad (1.305)$$

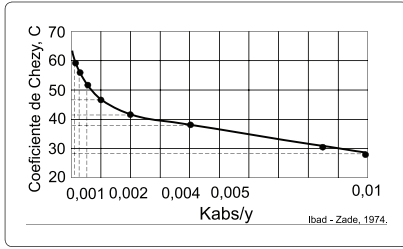
O,

$$\kappa = \frac{\sqrt{g}}{C} \left[\ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1 \right] \quad (1.306)$$

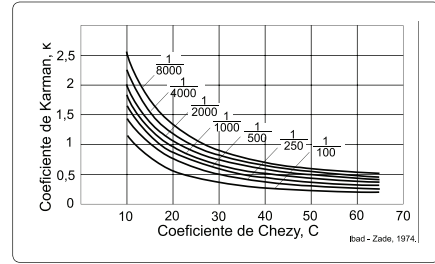
Esta expresión permite, de acuerdo con los valores de K_{abs}/y , calcular los valores C y κ (figuras 1.78 y 1.79).

De la fórmula 1.302 se deduce que para $y_1 = 0$ (en el fondo) la velocidad es 0. Para $y_1 = y$ (en la superficie), se tiene:

$$U_{sup} = \bar{U} \frac{\ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right)}{\left(1 + \frac{K_{abs}}{y} \right) \ln \left(1 + \frac{y}{K_{abs}} \right) - 1} \approx \bar{U} \frac{\ln \frac{y}{K_{abs}}}{\ln \frac{y}{K_{abs}} - 1} \quad (1.307)$$



▲ **Figura 1.78** Coeficiente de Chezy en función de la rugosidad relativa.



▲ **Figura 1.79** Valores de la constante de Karman en función del coeficiente de Chezy para diferentes valores K_{abs}/y .

Es decir, la velocidad en la superficie es mayor que su valor medio en la profundidad, lo que es conocido y se corrobora con los datos de las mediciones hidrométricas, demostrando que la irregularidad de la distribución de las velocidades en la profundidad del flujo es ocasionada por la rugosidad del fondo. Esto es cierto sólo si no existen corrientes transversales o chorros profundos ocasionados por entregas de agua, curvas, obstáculos y otros fenómenos que distorsionan el perfil de velocidades y que pueden ser frecuentes en los ríos.

Para esto, se expresa 1.302 de la siguiente forma:

$$U = \bar{U} \frac{\ln(k_{abs} + y_i) - \ln K_{abs}}{\left(1 + \frac{K_{abs}}{y}\right) [\ln(K_{abs} + y) - \ln K_{abs}] - 1} \quad (1.308)$$

Si en esta expresión se toma $K_{abs} = 0$, se obtiene, evidentemente, una indeterminación cuya solución exige la utilización de la ley de L'hopital, diferenciando el numerador y el denominador según K_{abs} :

$$U = \bar{U} \frac{\frac{d}{dK_{abs}} [\ln(K_{abs} + y_i) - \ln K_{abs}]}{\frac{d}{dK_{abs}} [\ln(K_{abs} + y) - \ln K_{abs}] - 1} = \bar{U} \frac{-\frac{1}{K_{abs}} + \frac{1}{K_{abs} + y_i}}{\left(\frac{1}{K_{abs} + y} - \frac{1}{K_{abs}}\right)} = \bar{U} \frac{\frac{y_i}{y_i + K_{abs}}}{\frac{y}{y + K_{abs}}} = \bar{U} \quad (1.309)$$

Si se desprecia la influencia de la rugosidad en la distribución de la velocidad en la vertical ($K_{abs} = 0$), entonces $U = \bar{U}$, lo que equivale a que la velocidad se distribuye uniformemente. Por lo tanto, como se ha dicho, la causa física de la irregularidad en la distribución de las velocidades y la profundidad se debe a la rugosidad del fondo. Esta misma deducción la obtuvo Ibad-Zade al transformar la fórmula de Lievy (fórmula 1.288).

Por su parte, Nikitin, como resultado de investigaciones experimentales, estableció:

$$\frac{U}{U_*} = 5,6 + 6,45 \log \frac{y_i}{K_{rel}} + 2,8 \frac{\frac{y_i}{K_{rel}} - 1}{\frac{y_i}{K_{rel}}} \quad (1.310)$$

$$K_{rel} = \frac{K_{abs}}{y}$$

U - velocidad longitudinal del flujo en cualquier punto; U_* - velocidad cortante; y_i - profundidad o coordenada del flujo en cualquier punto; K_{rel} - rugosidad relativa;

La utilización de la característica de la capa límite que considera la influencia del grado de rugosidad y del número de Reynolds permite utilizar esta fórmula también para las superficies lisas, lo mismo que para las rugosas en todas las zonas de resistencia, para $y_i \geq K_{rel}$. Los resultados del cálculo según la fórmula 1.310 coinciden muy cercanamente con los resultados de las mediciones de las velocidades en la zona profunda, en un régimen liso de resistencia, que es la principal ventaja de la fórmula 1.310, comparada con las fórmulas potenciales o con las de tipo logarítmico.

La fórmula 1.310 fue verificada por Milaradova. Los datos de las mediciones en el río Dunai y en Morave coinciden bien con los resultados del cálculo de acuerdo con la fórmula de Nikitin. Sin embargo, en la superficie correspondiente a un esfuerzo cortante igual a 0, es decir, en la superficie del líquido, de acuerdo con la fórmula 1.310, se obtiene que el valor de $du/dy \neq 0$ y por eso, esta expresión no puede ser utilizada para las regiones cuando $\tau \rightarrow 0$.

De la fórmula 1.310 se puede obtener el caudal unitario medio del flujo:

$$\begin{aligned} q &= \int_0^{y-K_{rel}} U dy_i = \int_0^{y-K_{rel}} \left(5,6 + 6,45 \ln \frac{y_i}{K_{rel}} + 2,8 \frac{\frac{y_i}{K_{rel}} - 1}{\frac{y_i}{K_{rel}}} \right) dy_i \\ &= \left[5,6 U_* y_i + 2,8 U_* y_i \ln \frac{y_i}{K_{rel}} - 2,8 U_* y_i + 2,8 U_* y_i - 2,8 U_* K_{rel} \ln \frac{y_i}{K_{rel}} \right]_0^{y-K_{rel}} \\ q &= 5,6 U_* y \left(1 - \frac{K_{rel}}{y} \right) + 2,8 U_* y \ln \left(\frac{y}{K_{rel}} - 1 \right) \quad (1.311) \end{aligned}$$

De aquí es fácil determinar la velocidad media del flujo:

$$\bar{U} = \frac{q}{y} = 5,6 U_* \left(1 - \frac{K_{rel}}{y} \right) + 2,8 U_* \ln \left(\frac{y}{K_{rel}} - 1 \right) \quad (1.312)$$

o,

$$\bar{U} = 2,8U_* \left[2 \left(1 - \frac{K_{rel}}{y} \right) + \ln \left(\frac{y}{K_{rel}} - 1 \right) \right] \quad (1.313)$$

$$\frac{\bar{U}}{U_*} = 2,8 \left[2 \left(1 - \frac{K_{rel}}{y} \right) + \ln \left(\frac{y}{K_{rel}} - 1 \right) \right] \quad (1.314)$$

ya que $\beta = K_{rel} / y \ll 1$ y $1/\beta = y / K_{rel} \gg 1$, la ecuación 1.314 se puede simplificar así:

$$\frac{\bar{U}}{U_*} = 2,8 \left(\ln \frac{1}{\beta} + 2 \right) \quad (1.315)$$

o considerando la fórmula de Chézy:

$$\frac{C}{\sqrt{g}} = 2,8 \left(\ln \frac{1}{\beta} + 2 \right) \quad (1.316)$$

tal como muestra la comparación de las fórmulas 1.316 y 1.305, para su igualdad absoluta es necesario que:

$$\kappa = \frac{\ln(1 + \beta) - 1}{2,8 (\ln 1/\beta + 2)} \quad (1.317)$$

1.3.3.2 Análisis de los parámetros considerados en las fórmulas de distribución de velocidades.

Para la utilización exitosa de las fórmulas consideradas es necesario determinar exactamente los parámetros que entran en ellas. Por ejemplo, en la fórmula de Bazin (1.276), el valor m_{B1} se toma igual a 20 o 24; sin embargo, como ya se indicó, este valor no es constante y depende del coeficiente de rugosidad a lo largo de la vertical (fórmulas 1.278 y 1.279), con variaciones para los cauces artificiales de 9 a 32 (figura 1.76).

En la fórmula de Lievy (1.280), la potencia j^n se toma entre $1/6$ y $1/8$. Investigaciones posteriores de Zhiliezniak de Nikitin, de Talmaz, de Altunin y otros, establecieron que la potencia j^n no es constante y para los cauces abiertos no es función de la rugosidad (fórmulas 1.281 a 1.284); además, esta diferencia llega a ser del doble o más.

En las fórmulas del tipo Nikuratse, el coeficiente de Karman κ se toma constante e igual a 0,4. Sin embargo, las investigaciones muestran que el valor de κ para los cauces abiertos varía en límites bastante considerables. Para una evaluación comparativa de la fórmula 1.301, se han calculado los valores de κ para y/K_{abs} entre 100

y/K_{abs}	Valores de κ según la fórmula 1.299 para los siguientes valores de C						
	10	20	30	40	50	60	65
100	1,13	0,563	0,376	0,282	0,226	0,188	0,174
250	1,42	0,707	0,4725	0,354	0,2835	0,236	0,218
500	1,63	0,814	0,544	0,4075	0,326	0,272	0,251
1.000	1,85	0,921	0,616	0,4623	0,37	0,308	0,284
2.000	2,067	1,03	0,688	0,516	0,413	0,344	0,318
4.000	2,27	1,138	0,76	0,57	0,456	0,38	0,351
8.000	2,5	1,25	0,833	0,625	0,50	0,416	0,384

▲ **Cuadro 1.16** Cálculo de la constante de Karman (κ) según la fórmula 1.299 con diferentes valores del coeficiente de Chezy C.

y 8.000 y para C entre 10 y 65. Los resultados del cálculo se muestran en el cuadro 1.16 y en la figura 1.80.

Ya se habló de que el valor de κ no es constante; Zhiliezniak propone la siguiente fórmula:

$$\kappa = \frac{2\sqrt{g}}{\sqrt{g + C_{ver}}} + 0,3 \quad (1.318)$$

o,

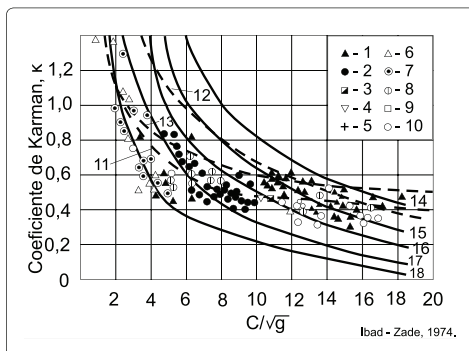
$$\kappa = \frac{Q_*}{Q_{fic} - Q} \quad (1.319)$$

Q , es el caudal líquido en el río;

$Q_{fic} = \int_0^B U_{máx} y \cdot dy_i$ es el caudal ficticio;

$Q_* = A\sqrt{g \cdot y_m \cdot S_f}$, es el caudal dinámico;

$y_m = A/B$, es la profundidad media;



▲ **Figura 1.80** Variación del coeficiente de Karman en función del coeficiente de Chezy según diferentes investigadores. 1. Para ríos de llanura (datos de Zhelezniakov); 2. Para canales revestidos en piedra (datos de Nazarov); 3. Para el río Rhine; 4. Para el río Luga; 5. Para el río Yulia-Yoki (datos de Karashev); 6 y 7 para ríos de montaña; 8. Para modelos de cauces; 9. Para tubos revestidos en arena (datos de Sheveliev); 10. Pruebas de laboratorios de Okulovoi; 11. Según la fórmula de Talmaz; 12. Según Karashev; 13. Según Skorodumov; 14 a 18 con la fórmula 1.299, desde 1/8.000 (curva 14) hasta 1/25 (curva 18).

Con mediciones de los caudales en 30 diferentes estaciones hidrométricas se estableció un valor medio de $\kappa = 0,54$ con valores límites de 0,27 y 1,04; además, el valor del parámetro en las mismas estaciones varió dentro de límites muy grandes: desde 0,41 hasta 0,74.

La expresión de Talmaz deducida con base en datos experimentales, especialmente para ríos en sus tramos de montaña, tiene el siguiente aspecto:

$$\kappa = \frac{1,5\sqrt{g}}{C_{ver}} + 0,314 \quad (1.320)$$

O,

$$\kappa = \frac{3\sqrt{g}}{0,35 C_{ver} + 3} \quad (1.321)$$

De acuerdo con estas fórmulas, los valores determinados de κ para el canal principal de Mugansk, variaron de 0,32 hasta 1,08 y se observa una coincidencia casi exacta con los datos de las fórmulas de Zhiliezniak y Talmaz en la fórmula 1.320, pero hay una diferencia sustancial con los datos obtenidos con la fórmula 1.321.

Los cálculos de acuerdo con la fórmula 1.301, muestran que para C entre 10 y 65 el valor de κ en función de K_{abs} varía de 0,174 hasta 2,5 para un valor constante de “ y ”. La relación $K_{rel} = K_{abs}/y$, ejerce una gran influencia sobre la constante κ , ya que para $C=10$ en función de y/K_{abs} el valor de κ varía de 1,13 hasta 2,5 y para $C=40$ de 0,282 hasta 0,625 o sea más del doble. Esta variación no se considera en las fórmulas empíricas del tipo (1.318 a 1.321) lo cual es su principal defecto.

En la figura 1.80 se dan los datos experimentales de diferentes investigaciones. Como se ve en la figura, la fórmula 1.301 en función de K_{abs}/y abarca toda la variación de los valores de $\kappa = f(C/\sqrt{g})$.

Para la comparación con las fórmulas 1.318 a 1.321, se han determinado los valores de κ (cuadro 1.17), los cuales en cada caso particular, corresponden a un valor individual de K_{abs}/y . Así, para $C = 20$ los resultados del cálculo con las fórmulas 1.318 y 1.319 coinciden con los resultados de la fórmula 1.301 para $y/K_{abs} = 100$ y con la fórmula 1.321 $y/K_{abs} = 100$. Para $C = 50$, los resultados del cálculo de acuerdo con la fórmula 1.301 corresponden con los resultados con las fórmulas 1.318 a 1.321 para $y/K_{abs} = 2.000$ a 4.000.

Por lo tanto, las fórmulas 1.318 a 1.321 y otras que tienen carácter empírico y han sido obtenidas con base en datos experimentales pueden ser utilizadas para las condiciones en que se determinaron. En el caso dado para un valor constante de C , estas fórmulas corresponden a un valor determinado de y/K_{abs} . El defecto principal de las fórmulas empíricas es el que ellas no consideran la influencia de la rugosidad relativa sobre el valor de κ .

En la figura 1.80 se da una comparación de los resultados del cálculo de acuerdo con la fórmula 1.301 con los datos experimentales de muchos investigadores.

Estos puntos experimentales son descritos por la fórmula 1.301 para K_{abs}/y de 1/25 hasta 1/8.000.

Para establecer la relación entre y/K_{abs} y κ , se representa la fórmula 1.306 de la siguiente forma:

$$C = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} [\ln(1 + \beta) - 1] \quad (1.322)$$

C	$\frac{y}{K_{abs}}$	valores de (κ) de acuerdo a las fórmulas 1.301 a 1.321				C	$\frac{y}{K_{abs}}$	valores de (κ) de acuerdo a las fórmulas 1.301 a 1.321			
		1.301	1.320	1.321	1.318			1.301	1.320	1.321	1.318
10	100	1,13	0,783	1,45	0,777	40	2.000	0,516	0,431	0,536	0,445
	250	1,42					4.000	0,57			
	500	1,63					8.000	0,625			
	1.000	1,85				50	100	0,226	0,408	0,458	0,418
	2.000	2,067					250	0,2835			
	4.000	2,27					500	0,326			
	8.000	2,5					1.000	0,37			
20	100	0,563	0,549	0,939	0,570	50	2.000	0,413	0,393	0,392	0,392
	250	0,707					4.000	0,456			
	500	0,814					8.000	0,50			
	1.000	0,921					100	0,188			
	2.000	1,03				250	0,236				
	4.000	1,138				500	0,272				
	8.000	1,25				1.000	0,308				
30	100	0,376	0,471	0,695	0,487	60	2.000	0,344	0,386	0,372	0,389
	250	0,4725					4.000	0,38			
	500	0,544					8.000	0,416			
	1.000	0,616					100	0,174			
	2.000	0,688				250	0,218				
	4.000	0,76				500	0,251				
	8.000	0,833				1.000	0,284				
40	100	0,282	0,431	0,536	0,445	65	2.000	0,318	0,386	0,372	0,389
	250	0,354					4.000	0,351			
	500	0,4075					8.000	0,384			
	1.000	0,4623									

▲ **Cuadro 1.17** Valores de (κ) de acuerdo con las fórmulas 1.301 a 1.321.

$$\frac{C \cdot \kappa}{\sqrt{g}} + 1 = \ln(1 + \beta) \quad (1.323)$$

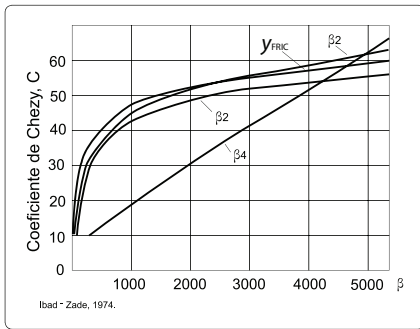
o,

$$y_{FRIC} = \frac{y}{K_{abs}} = e^{\frac{C \cdot \kappa}{\sqrt{g}} + 1} - 1 \quad (1.324)$$

Si $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ y $\kappa = 0,4$.

$$\beta_1 = e^{(0,128C+1)} - 1 \quad (1.325)$$

Asumiendo los valores de C , se pueden obtener diferentes resultados para β_1 (figura 1.81). El valor de κ de la fórmula 1.324 se determina con la fórmula de Zhiliezniak (fórmula 1.318):



▲ **Figura 1.81** Valores del coeficiente de Chezy en función de la rugosidad relativa

$$\beta_2 = e^{\frac{C}{\sqrt{g}} \left(\frac{2\sqrt{g}}{\sqrt{g}+C} + 0,3 \right) + 1} - 1 = e^{\frac{2C}{\sqrt{g}+C} + 0,3 \frac{C}{\sqrt{g}} + 1} - 1$$

Después de simplificaciones, se obtiene:

$$\beta_2 = e^{\left(\frac{3,3C + 0,3 \frac{C^2}{\sqrt{g}+C}}{\sqrt{g}+C} \right) + 1} - 1 \quad (1.326)$$

El gráfico de la relación $\beta_2 = f(C)$ se da en la figura 1.81.

Si a la fórmula 1.324 se le coloca el valor de de acuerdo con la expresión 1.320 se obtiene:

$$\beta_3 = e^{\left(2,5 + 0,314 \frac{C}{\sqrt{g}} \right) + 1} - 1 \quad (1.327)$$

El gráfico de la relación $\beta_3 = f(C)$ se da en la figura 1.81.

Utilizando la ecuación 1.321 para determinar β de acuerdo con la fórmula 1.324, se obtiene (figura 1.81):

$$\beta_4 = e^{\left(\frac{C}{\sqrt{g}} \cdot \frac{3\sqrt{g}}{0,35+3} + 1 \right) + 1} - 1 = e^{\left(\frac{3,35C+3}{0,35+3} \right) + 1} - 1 \quad (1.328)$$

Los resultados del cálculo de β_{1-4} de uno a cuatro en función de C se dan en el cuadro 1.18.

β	Valores de β_{1-4} en función del coeficiente de Chezy					
	10	20	30	40	50	60
β_1	8,78	34,16	120,51	444,86	1.635,1	5.883
β_2	31,14	98,48	297,87	811,41	1.997,2	8.102
β_3	32,12	89,02	243,69	664,14	1.807,1	4.973,8
β_4	269,43	1.095,6	2.007,3	3.293,5	4.022,9	4.913,8

▲ **Cuadro 1.18** Cálculo de la fórmula β_{1-4} en función del coeficiente de Chezy C

Como se ve en la figura 1.81, los valores de β no entran y no inciden en la ley general.

Es de interés la determinación de la relación: $U/\bar{U}$ de la fórmula 1.302 utilizando las ecuaciones 1.325 a 1.327 para $\beta_{2.4}$. En primer lugar se escribe la fórmula 1.302 de la siguiente manera:

$$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_i = \frac{\ln\left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}}\right)}{\left(1 + \frac{1}{\beta}\right) \ln(1 + \beta) - 1} \quad (1.329)$$

Si se coloca el valor de $\beta_{2.3}$ en la fórmula 1.302 se obtiene:

$$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_1 = \frac{\ln\left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}}\right)}{e^{\frac{(1 + 0,128 C)\left(1 + \frac{1}{0,128 C + 1}\right)}{-1}} - 1} \quad (1.330)$$

$$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_2 = \frac{\ln\left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}}\right)}{e^{\frac{\left(1 + \frac{1}{3,3C + 0,3C^2/\sqrt{g} + \sqrt{g}}\right) \cdot \frac{3,3C + 0,3C^2/\sqrt{g} + \sqrt{g}}{\sqrt{g} + C}}{-1}} - 1} \quad (1.331)$$

$$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_3 = \frac{\ln\left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}}\right)}{e^{\frac{\left(1 + \frac{1}{2,5 + 0,314 C/\sqrt{g}}\right) \cdot \frac{2,5 + 0,314 C/\sqrt{g} - 1}{\sqrt{g}}}{-1}} - 1} \quad (1.332)$$

$$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_4 = \frac{\ln\left(1 + \frac{y_i}{K_{abs}}\right)}{e^{\frac{\left(1 + \frac{1}{\frac{3,35C + 3}{0,35C + 3}}\right) \cdot \frac{3,35C + 3}{0,35C + 3} - 1}} - 1} \quad (1.333)$$

Los valores de $(U/\bar{U})_{1-4}$ están dados en el cuadro 1.19 y en la figura 1.82.

Es también de interés la variación de $(U/\bar{U})$ en función y_1/K_{abs} para el valor constante de C (figura 1.83), la relación de $(U/\bar{U})_2$ y $(U/\bar{U})_3$ tienen el mismo valor y la relación $(U/\bar{U})_1$ y $(U/\bar{U})_4$ son envolventes. Además, estas curvas muestran la necesidad de hacer una selección bastante detallada de los valores y_1/K_{abs} y de β . Así por ejemplo, para $C = 40$ y logaritmo natural de $y_1/K_{abs} = 1.000$, los valores $(U/\bar{U})_1$ y $(U/\bar{U})_4$ se diferencian casi dos veces.

	Valor de $\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_{1-4} = \frac{\ln(1 + \frac{y_i}{K_{abs}})}{(1 + \frac{1}{\beta})\ln(1 + \beta) - 1}$ para diferentes β						C
	1	10	100	1.000	10.000	100.000	
$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_1$	0,46	1,58	3,12	4,63	6,17	7,69	10
	0,26	0,89	1,76	2,57	3,45	4,31	20
	0,19	0,66	1,30	1,91	2,54	3,18	30
	0,11	0,39	0,77	1,13	1,51	1,88	40
	0,09	0,32	0,63	0,93	1,24	1,55	50
	0,08	0,30	0,60	0,89	1,19	1,48	60
$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_2$	0,27	0,97	1,91	2,79	3,73	4,66	10
	0,19	0,66	1,31	1,92	2,55	3,21	20
	0,15	0,51	1,01	1,47	1,96	2,45	30
	0,12	0,42	0,82	1,21	1,62	2,02	40
	0,11	0,36	0,71	1,05	1,39	1,74	50
	0,09	0,31	0,61	0,91	1,21	1,51	60
$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_3$	0,26	0,96	1,88	2,36	3,68	4,61	10
	0,20	0,65	1,34	1,97	2,63	3,28	20
	0,15	0,53	1,04	1,53	2,05	2,58	30
	0,13	0,44	0,86	1,26	1,68	2,10	40
	0,11	0,36	0,72	1,06	1,42	1,77	50
	0,09	0,32	0,62	0,92	1,22	1,53	60
$\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_4$	0,15	0,52	1,02	1,50	2,01	2,50	10
	0,11	0,39	0,78	1,15	1,53	1,92	20
	0,103	0,35	0,70	1,03	1,36	1,72	30
	0,094	0,33	0,66	0,97	1,29	1,62	40
	0,085	0,32	0,64	0,94	1,26	1,57	50
	0,082	0,31	0,62	0,91	1,22	1,54	60

▲ **Cuadro 1.19** Valores de $\left(\frac{U}{\bar{U}}\right)_{1-4}$ para diferentes β

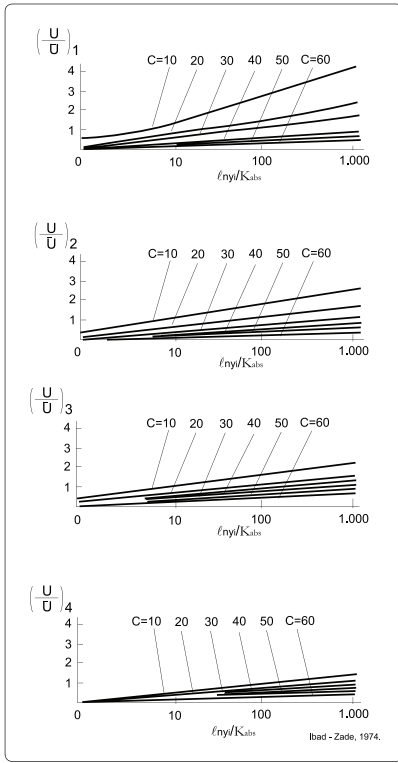
Hasta el momento todo se ha hecho en agua limpia; sin embargo, en el valor de κ tiene una influencia significativa la concentración del flujo (figura 1.84), lo cual se puede explicar de la siguiente forma:

La energía total E necesaria para sostener los sedimentos en una columna de agua de una sección transversal dada, es igual a:

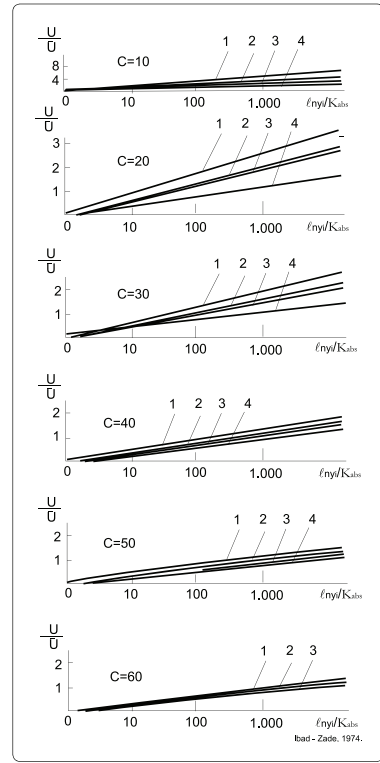
$$E = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot y \cdot \Sigma C_p \cdot w \quad (1.334)$$

C_p - es la concentración media de los sedimentos en suspensión (en peso) a la profundidad “ y ”. La energía necesaria para superar la fricción en la columna de agua, será igual a:

$$E_i = \gamma \cdot y \cdot U \cdot S_f \quad (1.335)$$



▲ **Figura 1.82** Variación de $U/\bar{U}$ en función de la rugosidad relativa y del coeficiente de Chezy.



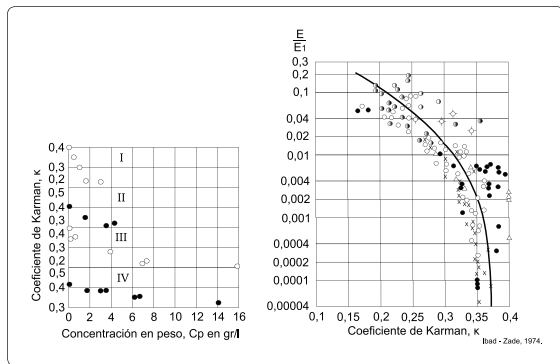
▲ **Figura 1.83** Variación de $U/\bar{U}$ en función del coeficiente de Chezy. 1- $(U/\bar{U})_1$; 2- $(U/\bar{U})_2$; 3- $(U/\bar{U})_3$; 4- $(U/\bar{U})_4$

U - es la velocidad media del flujo.

Por lo tanto:

$$\frac{E}{E_1} = \frac{\Sigma \bar{C}_p \cdot w}{\gamma \cdot \bar{U} \cdot S_f} \cdot \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \quad (1.336)$$

A partir de lo anterior Einstein y Chien elaboraron los datos experimentales de diferentes investigadores y construyeron una curva de $\kappa = f(E/E_1)$ y encontraron una correlación bastante aceptable (figura 1.84).



▲ **Figura 1.84** Variación del coeficiente de Karman en función de la concentración de los sedimentos según diferentes investigadores. a-arena sumergida en una canaleta; b-sedimentos; I- $y=9$ cm, $S=0,00125$; $U^*=0,109$; II- $y=18$ cm, $S=0,00125$; $U^*=0,154$; III- $y=9$ cm, $S=0,0025$; $U^*=0,155$; IV- $y=18$ cm, $S=0,0025$, $U^*=0,218$

A. Sagustin y K. Sagustin, expresan la variación del parámetro κ por medio de una fórmula empírica, en función de la concentración del flujo con sedimentos:

$$\kappa = \frac{0,40}{\sqrt{1 + 60\phi_s}} \quad (1.337)$$

$$\phi_s = \frac{C_P}{\gamma} \cdot \frac{w}{U_*^2} \quad (1.338)$$

De tal manera, en la selección de las fórmulas de cálculo de la distribución de velocidades, es siempre necesario analizar detalladamente los parámetros que entran en ellas.

CONCLUSIÓN Y APLICACIONES PRÁCTICAS

En los dos últimos numerales se ha incluido un número considerable de metodologías y de análisis tendientes a mostrar las implicaciones y los factores que gobiernan el perfil de velocidades en un cauce. Su estudio detallado permitirá seleccionar la expresión más adecuada en cada caso particular. No obstante lo anterior, en la mayoría de los casos, los análisis mostrados permiten recomendar el uso de las siguientes fórmulas para definir la distribución vertical de las velocidades del flujo en un río.

1. Para la subcapa laminar usar la fórmula 1.264
2. Para una superficie hidráulicamente lisa usar la fórmula 1.267
3. Para una superficie hidráulicamente rugosa usar la fórmula 1.270
4. Para los tres regímenes usar la fórmula 1.271

Sin embargo, es muy importante analizar, en cada caso concreto, algunos factores que pueden distorsionar fuertemente esta distribución. Esos factores pueden estar relacionados con múltiples fenómenos, tales como las corrientes profundas originadas en las curvas, diferentes tipos de obstáculos presentes en el fondo o las orillas, la interferencia con estructuras emplazadas en el cauce, la influencia del viento, las mareas, etc. El análisis de esos eventos está por fuera de los alcances del presente texto, por lo menos, de manera directa.

1.3.4 Análisis de las fórmulas para la distribución de la concentración de sedimentos en la vertical

Se consideran, antes que todo, dos teorías fundamentales utilizadas por los investigadores modernos, que son las de la gravitación y la de difusión-dispersión. La teoría de difusión está basada en la suposición de que en el movimiento de una

partícula considerada sin peso en un flujo uniforme turbulento, entre el gradiente medio y el valor medio de la transferencia de energía existe una proporcionalidad. La utilización de este criterio para los sedimentos que pesan (los reales), parte de la posibilidad de un movimiento de una partícula sólida en un tiempo determinado $T_2 - T_1$ junto con el líquido, de tal manera que su caída vertical es igual a:

$$\Delta y_i = w(T_2 - T_1) \quad (1.339)$$

w - es la velocidad de caída de los sedimentos.

El análisis detallado de los estudios teóricos y de las investigaciones de campo y de laboratorio adelantadas en torno a la distribución vertical de los sedimentos en suspensión en ríos y canales se presenta como lectura complementaria en línea, para lo cual se puede consultar la página web [www. Hidráulica](http://www.Hidráulica), utilizando la contraseña 022554ER21.

En el presente texto se incluye la versión final de las metodologías propuestas hasta el momento para determinar la concentración de sólidos en suspensión y su variación en la profundidad. Debido a que los análisis correspondientes aparecen en las lecturas complementarias para consultar en línea, en el texto se presentan sólo las fórmulas y, al final, se dan las conclusiones y las recomendaciones de aplicación práctica.

Existe un cierto número de fórmulas que representan el perfil de la concentración de sedimentos en suspensión asumiendo que la turbulencia, es decir, la difusividad se distribuye uniformemente en la vertical. Debido a que ellas no representan las condiciones reales de los ríos, no se incluyen en el presente texto. Por el contrario, se reportan las expresiones aplicables a las corrientes naturales, las cuales exhiben una distribución irregular de la turbulencia.

1.3.4.1 Ecuación de Karaushev

Este autor consideró una distribución elíptica de la velocidad en la profundidad. La distribución de la concentración en la vertical según Karaushev, se expresa de la siguiente manera:

$$C_n = C_{nfondo} e^{-N \sqrt{\frac{C}{M}} \frac{w}{U} \left[\arcsen \sqrt{P_o} \frac{y_i}{y} \right]} \quad (1.340)$$

o,

$$C_n = C_{nfondo} e^{-N \sqrt{\frac{C}{M}} \frac{w}{U} \beta(y_i)} \quad (1.341)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a la profundidad requerida del flujo, en fracción de la unidad; C_{nfondo} - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión en el fondo del cauce, la cual se supone conocida, en

fracción de la unidad; e - base de los logaritmos naturales; N - parámetro adimensional definido más adelante; M - parámetro definido más adelante; C - coeficiente de Chèzy; w - velocidad de caída de los sedimentos, m/s; U - velocidad media del flujo, m/s; P_o - Parámetro definido más adelante; y_i - profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m; y - profundidad del flujo en la sección transversal, m; $\beta(y)$ - función definida a continuación. La fórmula es válida para la condición $10 < C < 65$. Para $C > 65$ el valor de $M = 48$, es constante.

$$\beta(y) = \arcsen \sqrt{P_o} - \arcsen \sqrt{P} \frac{y_i}{y}$$

$$N = MC/g; \quad P_o = 0,57 + 3,3/C; \quad M = 0,7C + 6$$

1.3.4.2 Ecuación de Velikanov

Velikanov partió de una ley logarítmica experimental para el perfil de velocidades. La distribución de la concentración en la vertical, según él, se calcula de la siguiente manera:

$$C_n = C_{nfondo} \left[\frac{K_{rel}(1-\eta_{rel})}{K_{rel} + \eta_{rel}} \right]^{\frac{w}{\kappa \sqrt{g \cdot y \cdot S_f}}} = C_{nfondo} \left[\frac{K_{rel}(1-\eta_{rel})}{K_{rel} + \eta_{rel}} \right]^{\frac{w}{\kappa U_*}} \quad (1.342)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a la profundidad requerida del flujo, en fracción de la unidad; C_{nfondo} - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión en el fondo del cauce, la cual se supone conocida, en fracción de la unidad; $K_{rel} = K_{abs}/y$ - es la rugosidad relativa e igual a $K_{rel} = d_{90}/30y$; $\eta_{rel} = y_i/y$ - es la profundidad relativa; y_i - profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m; y - profundidad completa del flujo en la sección transversal considerada, m; w - velocidad de caída de los sedimentos, m/s; κ - es la constante de Karman; S_f - pendiente hidráulica o pendiente de la línea de energía, adimensional; U_* - velocidad cortante, m/s.

$$U_* = \sqrt{g \cdot R \cdot S_f} \quad (1.343)$$

g - aceleración de la fuerza de gravedad, m/s²; R - radio hidráulico de la sección transversal, m; S_f - pendiente longitudinal de la línea de energía. Se puede utilizar la pendiente de la superficie del agua.

El defecto de la teoría de difusión de Velicanov está en que la fórmula 1.342 no considera el techo de los sedimentos y en la superficie del flujo la concentración es igual a cero.

1.3.4.3 Ecuación de Lievy

Lievy, tomando la distribución de velocidades de acuerdo con una ley potencial, da la siguiente solución para la distribución de la concentración en la vertical:

$$C_n = C_{nfondo} e^{\frac{jn \cdot w}{1-jn} \left[1 - \left(\frac{y_i}{y-K_{abs}} \right)^{jn-1} \right] \frac{U_{sup}}{g(y-K_{abs})}} \quad (1.344)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad requerida del flujo, en fracción de la unidad; C_{nfondo} - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión en el fondo del cauce, la cual se supone conocida, en fracción de la unidad; jn - parámetro que varía entre 1/6 y 1/8; w - velocidad de caída de los sedimentos, m/s; y_i - profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m; y - profundidad total del flujo en la sección transversal, m; K_{abs} - rugosidad absoluta del lecho; se puede tomar igual a d_{90} , m; U_{sup} - velocidad superficial del flujo, m/s; g - aceleración de la fuerza de gravedad, m/s².

1.3.4.4 Ecuación de Sagustin

La ecuación de Sagustin para la distribución de la concentración en la vertical, partiendo de un perfil de velocidades potencial, puede ser expresada de la siguiente manera:

$$\frac{C_n}{C_a} = e^{-Z_S \cdot \Phi_S} \quad (1.345)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad requerida del flujo, en fracción de la unidad; C_a - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una altura cualquiera a respecto al fondo del cauce, la cual se supone conocida, en fracción de la unidad (generalmente se toma: $a = 0,05y$); e - base de los logaritmos naturales; Z_S - parámetro cuyo valor se presenta más adelante; Φ_S - es una función cuyos valores se toman como una función de $(y_i - a)/(y - a)$ para una relación a/y conocida o asumida de antemano. En la figura 1.88c se muestran los valores de Φ_S para una relación $a/b = 0,05$, la cual se puede aceptar en la mayoría de los problemas prácticos.

$$Z_S = \frac{w}{\kappa U_* \beta} \quad (1.346)$$

w - velocidad de caída de los sedimentos, m/s; κ - es la constante de Karman; U_* - velocidad cortante, m/s;

$$\beta = \frac{K_{rel}}{y}$$

1.3.4.5 Ecuación de Rouse

Si se acepta que la distribución de las velocidades en un cauce bastante amplio es de tipo logarítmico, entonces según Rouse la distribución de la concentración en la vertical es:

$$\frac{C_n}{C_a} = \left(\frac{y - y_i}{y_i} \cdot \frac{a}{y - a} \right)^{Z_R} \quad (1.347)$$

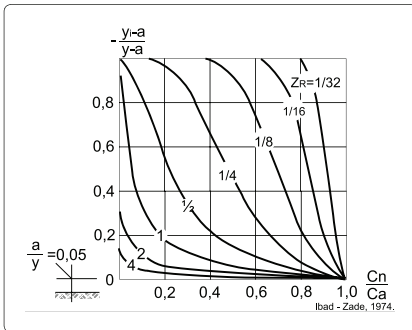
C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad y_i del flujo, en fracción de la unidad; C_a - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una altura conocida a respecto al fondo, en fracción de la unidad; $y_{máx}$ - profundidad máxima del flujo en la sección transversal considerada, m; y_i - profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m; a - profundidad del flujo en la cual se conoce la concentración; generalmente se toma: $a = 0,05y$; Z_R , parámetro cuyo valor se presenta a continuación:

$$Z_R = \frac{w}{\kappa U_*} \quad (1.348)$$

w - velocidad de caída de los sedimentos, m/s; κ - es la constante de Karman; U_* - velocidad cortante, m/s.

El valor del índice Z_R para un estado dado del movimiento depende de las dimensiones de las partículas, o sea, que la curva de distribución de los sedimentos debe considerarse como un resultado de una serie de curvas individuales para diferentes dimensiones de las partículas en estado de suspensión. En la (figura 1.85), se dan las curvas de Rouse para diferentes valores de Z_R obtenidas de acuerdo con la (ecuación 1.348) en la suposición de que la curva logarítmica de distribución de velocidades es válida entre ciertos valores del nivel a desde la superficie libre del flujo. Dicha suposición es válida para las siguientes condiciones:

- El flujo debe ser permanente y uniforme y el movimiento debe considerarse en un plano y por lo tanto libre de circulaciones.
- Para alcanzar la semejanza del mecanismo turbulento de toda la sección considerada, esto excluye la zona del límite inferior dejando el interrogante sobre la cercanía directa a la superficie libre y suponiendo que la presencia de sedimentos no ejerce una influencia notable en el proceso de mezcla.



▲ **Figura 1.85** Representación de la ecuación de distribución de los sedimentos en suspensión.

1.3.4.6 Ecuación de Hunt (1954)

La distribución de la concentración en la vertical según Hunt, es:

$$\left(\frac{C_n}{1-C_n} \right) \left(\frac{1-C_a}{C_a} \right) = \left[\left(\frac{1-y_i/y}{1-a/y} \right)^{1/2} \left(\frac{B_s - (1-a/y)^{1/2}}{B_s - (1-y_i/y)^{1/2}} \right) \right]^{m_H} \quad (1.349)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad requerida y_i del flujo, en fracción de la unidad; C_a - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una altura conocida a respecto al fondo, en fracción de la unidad; a - profundidad del flujo en la cual se conoce la concentración; generalmente se toma: $a = 0,05y$; y_i , profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m; y - profundidad total del flujo en la sección transversal considerada, m; B_s - parámetro cuyo valor está entre 0,99 y 1,00; m_H - parámetro cuyo valor se presenta a continuación:

$$m_H = \frac{w}{\kappa B_s U_*}$$

w - velocidad de caída de los sedimentos, m/s; κ - constante universal de Karman; U_* - velocidad cortante, m/s. La constante universal de Karman se puede calcular con las fórmulas: 1.318; 1.319; 1.320; 1.321 o con la fórmula de A. Sagustin y K. Sagustin. También se puede utilizar la curva preparada por Einstein para estos fines (figura 1.84).

El hecho de que esta ecuación posea dos constantes arbitrarias le imprime mayor exactitud al compararla con los datos reales pero su uso es poco frecuente debido a su relativa complejidad.

1.3.4.7 Ecuación de Einstein y Chien (1952, 1955)

Esta ecuación se deriva de una distribución logarítmica del perfil de velocidades y define la distribución de la concentración en la vertical de la siguiente manera:

$$\frac{C_n}{C_a} = \left[\frac{1 - \sqrt{\frac{y-a}{y}}}{1 - \sqrt{\frac{y-y_i}{y}}} \right]^{1+N_R \cdot \kappa \cdot Z_R} \left[\frac{1 + \sqrt{\frac{y-a}{y}}}{1 + \sqrt{\frac{y-y_i}{y}}} \right]^{1-N_R \cdot \kappa \cdot Z_R} \left[\frac{\sqrt{\frac{y-a}{y}} + N_R \cdot \kappa \cdot Z_R}{\sqrt{\frac{y-y_i}{y}} + N_R \cdot \kappa \cdot Z_R} \right]^{\frac{2 \cdot Z_R}{N_R^2 \cdot \kappa^2 \cdot Z_R^2 - 1}} \quad (1.350)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad requerida del flujo, en fracción de la unidad; C_a - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una altura conocida respecto al fondo, en fracción de

la unidad; a - profundidad del flujo en la cual se conoce la concentración; generalmente se toma: $a = 0,05y$; y_i , profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m; y , profundidad total del flujo en la sección transversal considerada, m; Z_R - es el mismo parámetro utiliza en la ecuación de Rouse.

1.3.4.8 Ecuación de Ananian (1965)

Para determinar la distribución de la concentración en la vertical Ananian recomienda la siguiente expresión:

$$\frac{C_n}{C_a} = e^{-(y_i/y - a/y)/A_A} \quad (1.351)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad requerida del flujo, en fracción de la unidad; C_a - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una altura conocida a respecto al fondo, en fracción de la unidad; a - profundidad del flujo en la cual se conoce la concentración; generalmente se toma: $a = 0,05y$; e - base de los logaritmos naturales; y - profundidad total del flujo en la sección transversal considerada, m; y_i - profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m;

$$A_A = \frac{0,0017\overline{U}^2}{gy} \left[\frac{\rho_s - (1 + k_A)\rho}{\rho_s - \rho} \right] \quad (1.352)$$

$\overline{U}$ - velocidad media del flujo, m/s; g - aceleración de la fuerza de gravedad, m/s²; ρ_s - densidad de las partículas, kg/m³; ρ - densidad del agua, kg/m³; k_A - es un coeficiente experimental que expresa la influencia de la concentración en la densidad del agua y puede ser tomado entre 0,01 y 0,05.

Ananian (1965) al presentar esta ecuación indica que ella fue comparada con datos experimentales y arrojó buenos resultados.

1.3.4.9 Ecuación de Lane (1941)

Según Lane, la distribución de la concentración en la vertical se puede calcular con la ecuación:

$$\frac{C_n}{C_a} = e^{-[15w(y_i - a)]/y U_*} \quad (1.353)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad requerida y_i del flujo, en fracción de la unidad; C_a - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una altura conocida respecto al fondo, en fracción de

la unidad; a - profundidad del flujo en la cual se conoce la concentración; generalmente se toma: $a = 0,05y$; e - base de los logaritmos naturales; y , profundidad total del flujo en la sección transversal considerada, m; y_i - profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m; w - velocidad de caída de los sedimentos, m/s; U_* - velocidad cortante, m/s.

1.3.4.10 Ecuación de Makaviev (1974)

La expresión de Makaviev para determinar la distribución de la concentración en la vertical es:

$$C_n = \frac{a_0 \cdot \bar{C}_n}{\sigma \sqrt{2\pi} \cdot k_1} \cdot \sum e^{\frac{-\frac{1}{2\sigma^2} \ln^2 \left[\frac{d_{bi}}{d_a} \left(\frac{\Delta w (S_f - \frac{1}{2})}{w_{bi}} \right) \right]^{\frac{1}{k_1}}}} + a_0 \cdot \Delta w (S_f - \frac{1}{2}) \frac{y_i}{y} \Delta w + \frac{e^{\frac{-\frac{1}{2\sigma^2} \ln^2 \left[\frac{d_{cr}}{d_a} \left(\frac{\Delta w \cdot (S_f - \frac{1}{2})}{w_{cr}} \right) \right]^{\frac{1}{k_2}}}} + a \cdot \Delta w (S_f - \frac{1}{2}) \frac{y_i}{y}}{e^{a_0 \cdot \Delta w (S_f - \frac{1}{2})} - 1} \quad (1.354)$$

C_n - concentración volumétrica de los sedimentos en suspensión a una profundidad requerida y_i del flujo, en fracción de la unidad; C_a - concentración volumétrica media de los sedimentos en suspensión, en fracción de la unidad; a_0 - parámetro cuyo valor se presenta más adelante; σ - desviación estándar de la curva granulométrica de los sedimentos en suspensión (ecuación 1.222), mm; k_1 - parámetro cuyo valor se calcula con la expresión 1.223; e - base de los logaritmos naturales; d_{bi} - diámetro mínimo (inicial) de la curva granulométrica de los sedimentos en suspensión: generalmente $d_{bi} = 0,004 \text{ mm}$; d_a - esperanza matemática de la función de densidad de probabilidad de los sedimentos en suspensión, que equivale a la moda de la granulometría (ver numeral 1.3.1.4); Δw - intervalo de la velocidad de caída de los sedimentos en suspensión para el cual se realiza el cálculo, m/s; S_f - pendiente longitudinal de la línea de energía. Se puede tomar la pendiente longitudinal de la superficie del agua; w_{bi} - velocidad de caída de los sedimentos de diámetro d_{bi} ; k_2 - parámetro cuyo valor se calcula con la fórmula 1.224; y - profundidad total del flujo en la sección transversal considerada, m; y_i - profundidad del flujo en la cual se desea calcular la concentración, m.

$$a_o = \frac{2m_1}{U_*} \quad (1.355)$$

$$m_1 = \frac{1}{S_f} - \frac{\pi}{4 - \pi} - 1 \quad (1.356)$$

Ejemplo de cálculo

A continuación se muestra con un ejemplo concreto, la metodología de utilización de la fórmula de Makaviev utilizando los datos de laboratorio de Vanoni del cuadro 1.20, para determinar la concentración de los sedimentos en suspensión en la vertical.

Para comenzar se toman los siguientes intervalos de “ Δw ”:

- para la zona laminar:

$$\Delta w_{Lam} = 2,5 mm/s = 2,5 \times 10^{-3} m/s$$

El número de escalones, $i = w_{cr} / \Delta w = 5 / 2,5 = 2,0$

- para la zona turbulenta:

$$\Delta w_{turb} = 5 mm/s = 5,10^3 m/s; i = 5$$

Los valores numéricos de los parámetros que se incluyen en la ecuación 1.354 son:

$$\left. \begin{aligned} d_{bi} &= 0,004 mm = 4 \cdot 10^{-6} m; \\ w_{bi} &= 0,01 mm/s = 10^{-5} m/s; \\ w_{cr} &= 5 mm/s = 5 \cdot 10^{-3} m/s; \\ d_{cr} &= 0,1 mm = 10^{-4} m; \\ k_1 &= 1,94; \quad k_2 = 1,25. \end{aligned} \right\} \quad (1.357)$$

N DEL EXPERIMENTO	y (m)	$\varepsilon = \frac{gy\sqrt{S_f y}}{2m_1}$ m ² /s	$\overline{C}_n$	S_f	Fórmula 1.355
14	0,164	$8,2614 \times 10^{-4}$	$5,8 \times 10^{-4}$	$2,5 \times 10^{-3}$	$2,62 \times 10^2$
17	0,082	$2,0482 \times 10^{-4}$	$0,20 \times 10^{-4}$	$1,25 \times 10^{-3}$	$4,1 \times 10^2$
18	0,141	$3,7142 \times 10^{-4}$	$4,95 \times 10^{-4}$	$1,25 \times 10^{-3}$	$3,8 \times 10^2$

▲ **Cuadro 1.20** Datos de laboratorio de Vanoni.

Para facilitar el cálculo se escriben las potencias de ℓ en la ecuación 1.354, así:

$$D_1 = \ln^2 \left\{ \frac{d_{bi}}{d_a} \left[\frac{\Delta w}{w_{cr}} \left(S_f - \frac{1}{2} \right) \right] \right\}^{1/k_2} = \left[\frac{1}{k_1} \ln \frac{\Delta w}{w_{bi}} \left(S_f - \frac{1}{2} \right) + \ln \frac{d_{bi}}{d_a} \right]^2 \quad (1.358)$$

$$D_2 = \ln^2 \left\{ \frac{d_{cr}}{d_a} \left[\frac{\Delta w}{w_{cr}} \left(S_f - \frac{1}{2} \right) \right] \right\}^{1/k_2} = \left[\frac{1}{k_2} \ln \frac{\Delta w}{w_{cr}} \left(S_f - \frac{1}{2} \right) + \ln \frac{d_{cr}}{d_a} \right]^2 \quad (1.359)$$

Con el fin de aligerar los cálculos se elaboraron los cuadros 1.21 y 1.22 utilizando los valores de los parámetros $d_{bi} = 0,004mm/s$, $d_{bi} = 0,004mm/s$, $w_{cr} = 5mm/s$, $d_{cr} = 0,10mm$, $k_1 = 1,940$; $k_2 = 1,25$. Los siguientes valores se pueden tomar como

Número de paso en el cálculo	$D_1 = \left(\ln \frac{4 \cdot 10^{-6}}{d_a} + \frac{1}{1,94} \times \left(\frac{\ln 10^{-3} \cdot 2,5(S_f - \frac{1}{2})}{10^{-5}} \right) \right)^2$ Zona laminar	$D_2 = \left(\ln \frac{10^{-4}}{d_a} + \frac{1}{1,25} \times \left(\frac{5 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}} \right) (S_f - \frac{1}{2}) \right)^2$ Zona Turbulenta
1		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} - 0,555 \right)^2$
2		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 0,325 \right)^2$
3		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 0,733 \right)^2$
4		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,08 \right)^2$
5		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,2 \right)^2$
6		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,36 \right)^2$
7		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,5 \right)^2$
8		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,6 \right)^2$
9		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,7 \right)^2$
10		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,8 \right)^2$
11		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,87 \right)^2$
12		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 1,95 \right)^2$
13		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 2,04 \right)^2$
14		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 2,1 \right)^2$
15		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 2,2 \right)^2$
20		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 2,4 \right)^2$
25		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 2,56 \right)^2$
30		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 2,70 \right)^2$
40		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 2,94 \right)^2$
50		$\ln \left(\frac{10^{-4}}{d_a} + 3,12 \right)^2$

▲ **Cuadro 1.21** Parámetros según las fórmulas 1.357.

Número de paso en el cálculo	$a_0 \Delta \omega_{Lam} (S_f - \frac{1}{2})$			$a_0 \Delta \omega_{Turb} (S_f - \frac{1}{2})$		
	Experimento 14	Experimento 17	Experimento 18	Experimento 14	Experimento 17	Experimento 18
1	0,328	0,513	0,475	0,655	1,02	0,95
2	0,98	1,54	1,43	1,955	3,075	2,85
3	---	---	---	3,26	5,12	4,74
4	---	---	---	4,575	7,14	6,56
5	---	---	---	5,88	9,2	8,55
6	---	---	---	7,19	11,25	10,45
7	---	---	---	8,55	13,3	12,3
8	---	---	---	9,8	15,4	14,3
9	---	---	---	11,1	17,5	16,1
10	---	---	---	12,4	19,5	18
11	---	---	---	13,8	21,6	20
12	---	---	---	15	23,7	21,8
13	---	---	---	16,4	25,7	23,8
14	---	---	---	17,7	27,6	25,6
15	---	---	---	19	29,6	27,5
20	---	---	---	25,4	40	37
25	---	---	---	32	50	46,5
30	---	---	---	38	60,5	56
40	---	---	---	51,8	81	75
50	---	---	---	64	102	94

▲ **Cuadro 1.22** Parámetros adicionales según la fórmula 1.287.

constantes en la fórmula 1.354: $\Delta w (\Delta w_{Lam} = 2,5 * 10^{-3}$ y $\Delta w_{Turb} = 5 * 10^{-3})$ y, por lo tanto, se pueden sacar de la sumatoria. Entonces el miembro de la primera parte será:

$$B_1 = \frac{a_0 \bar{C}_n \Delta w_{Lam}}{\sigma \sqrt{2\pi} \cdot K_1} = \frac{B'_1}{\sigma} \quad (1.360)$$

En el segundo miembro:

$$B_2 = \frac{a_0 \bar{C}_n \Delta w_{Turb}}{\sigma \sqrt{2\pi} \cdot K_2} = \frac{B'_2}{\sigma} \quad (1.361)$$

Utilizando los datos del cuadro 1.23 se calcula B_1 y B_2 (cuadro 1.24). Con la información del cuadro 1.24, se expresa la ecuación 1.354 de la siguiente forma:

Número de paso en el cálculo	Valores $E_i = e^{a_0 \Delta \omega \left(S_f - \frac{1}{2} \right)}$					
	Laminar			Turbulento		
	Experimento 14	Experimento 17	Experimento 18	Experimento 14	Experimento 17	Experimento 18
1	1,39	1,67	1,608	1,927	2,7732	2,5857
2	2,6645	4,665	4,179	7,15	21,4	17,15
3	---	---	---	26,46	125	115
4	---	---	---	96	1.252	766
5	---	---	---	356	9.827	5.046
6	---	---	---	1.315	76.580	34.800

▲ **Cuadro 1.23** Diferentes valores de E_i para los cálculos del cuadro 1.24.

B'_1 para la zona laminar			B'_2 para la zona turbulenta		
Experimento 14	Experimento 17	Experimento 18	Experimento 14	Experimento 17	Experimento 18
$7,8 \cdot 10^{-5}$	$0,422 \cdot 10^{-5}$	$9,4 \cdot 10^{-5}$	$24,4 \cdot 10^{-5}$	$1,32 \cdot 10^{-5}$	$30,2 \cdot 10^{-5}$

▲ **Cuadro 1.24** Valores de B'_1 y B'_2 de acuerdo con los datos del cuadro 1.23.

Para el experimento 14:

$$C_n = \frac{7,8 \cdot 10^{-5}}{\sigma} \left[\frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{4 \times 10^{-6}}{d_a} + 2,48 \right)^2 + 0,328 \cdot 3,13 \frac{y_i}{y}}}{0,39} + \frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{4 \times 10^{-6}}{d_a} + 3,06 \right)^2 + 3,13 \cdot 0,98 \frac{y_i}{y}}}{1,6645} \right. \\ + \frac{24,4 \cdot 10^{-5}}{\sigma} \left[\frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{10^{-4}}{d_a} - 0,555 \right)^2 + 0,656 \cdot 3,13 \frac{y_i}{y}}}{0,927} + \frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{10^{-4}}{d_a} + 0,325 \right)^2 + 1,975 \frac{y_i}{y}}}{6,15} \right. \\ + \frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{10^{-4}}{d_a} + 0,733 \right)^2 + 3,26 \frac{y_i}{y}}}{25,46} + \frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{10^{-4}}{d_a} + 1,08 \right)^2 + 4,57 \frac{y_i}{y}}}{95} + \frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{10^{-4}}{d_a} + 1,2 \right)^2 + 5,88 \frac{y_i}{y}}}{355} \\ \left. + \frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{10^{-4}}{d_a} + 1,7 \right)^2 + 7,19 \frac{y_i}{y}}}{1.314} + \dots + \frac{e^{-\frac{1}{2\sigma^2} \left[\ln \frac{10^{-4}}{d_a} + \frac{1}{1,25} \ln \left(S_f - \frac{1}{2} \right) \right]^2 + a_0 \cdot \Delta w \left(S_f - \frac{1}{2} \right) \frac{y_i}{y}}}{e^{a_0 \cdot \Delta w \left(S_f - \frac{1}{2} \right)} - 1} \right] \quad (1.362)$$

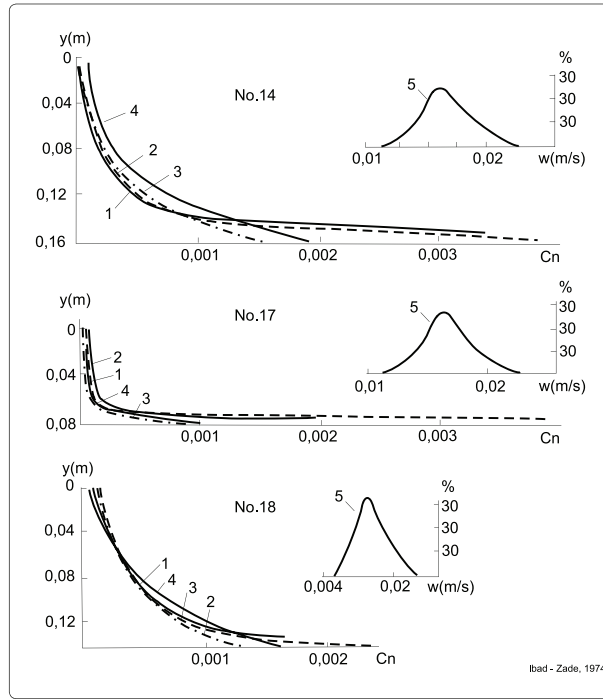
Ahora, determinando los parámetros de distribución de la velocidad de caída y de la granulometría de las muestras de los experimentos de Vanoni (figura 1.86), la parte superior de la curva 5 se determina con la ordenada $n_{máx} \approx 0,3$. Para la abscisa del centro de distribución $w_a = 0,017 m/s$ y la desviación estándar se determina así:

$$\sigma = \frac{1}{\sqrt{2\pi \cdot n_{máx}}} = \frac{1}{\sqrt{2\pi \cdot 0,3}} = 1,33$$

tomando: $w_a = w_{cr} = 5 mm/s$, el diámetro esperado matemáticamente será:

$$d_a = d_{cr} \left(\frac{w}{w_{cr}} \right)^{\frac{1}{k_2}} \quad (1.363)$$

Debido a que $w = w_a = 17 \cdot 10^{-3} m/s$, se tiene que: $d = d_a$



▲ **Figura 1.86** Distribución de la concentración en la vertical. 1. Datos de Vanoni; 2. Según fórmula de Karaúshev; 3. Según fórmula de Ibad Zade; 4. Según fórmula de Grishanin; 5. Curva experimental de distribución de la velocidad de caída de los sedimentos.

$$d_a = 0,1 \cdot 10^{-3} \left(\frac{17 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}} \right)^{0,8} = 2,7 \cdot 10^{-4} \text{ m} = 0,27 \text{ mm}$$

Después de obtener los valores de la desviación estándar σ y d_m se puede ir a la integración numérica 1.362. Para facilitar los cálculos se determinan con anterioridad los valores de las potencias de “e” (cuadro 1.25). Como se ve en este cuadro, a medida que aumentan los escalones “i” los valores de e^i para una zona turbulenta disminuyen lentamente y por eso se deben conservar un gran número de sumandos de la serie 1.362.

Considerando una variación lenta del número de escalones, se pueden simplificar considerablemente los cálculos aumentando el número de escalones de “i” y en este caso empezando con $i = 15$.

Para el intervalo total $i \leq 15$, $\Delta w = 5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ el número de miembros para los intervalos de $i > 15$, se deben determinar partiendo de la siguiente relación:

Número de paso en el cálculo	Valores de los exponentes de e en la fórmula 1.362			
	$c_1 = \frac{1}{2\sigma^2} D_1$ (Zona laminar)	e^{c_1}	$c_2 = -\frac{1}{2\sigma^2} D_2$ (Zona turbulenta)	e^{c_2}
1	$-\frac{1}{2\sigma^2} (-4,21 + 2,48)^2 = -0,9$	0,40	$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 - 0,555)^2 = -0,747$	0,473
2	$-\frac{1}{2\sigma^2} (-4,21 + 3,06)^2 = -0,39$	0,677	$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 0,325)^2 = -0,135$	0,847
3			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 0,733)^2 = -0,048$	0,95
4			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,08)^2 = -0,002$	1,0
5			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,2)^2 = -0,013$	0,97
6			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,36)^2 = -0,041$	0,96
7			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,5)^2 = -0,078$	0,923
8			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,6)^2 = -0,113$	0,896
9			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,7)^2 = -0,16$	0,858
10			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,8)^2 = -0,195$	0,82
11			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,87)^2 = -0,23$	0,796
12			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 1,95)^2 = -0,27$	0,763
13			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 2,04)^2 = -0,33$	0,719
14			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 2,1)^2 = -0,363$	0,69
15			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 2,2)^2 = -0,443$	0,644
20			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 2,4)^2 = -0,6$	0,548
25			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 2,56)^2 = -0,74$	0,474
30			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 2,70)^2 = -0,9$	0,41
40			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 2,94)^2 = -1,11$	0,33
50			$-\frac{1}{2\sigma^2} (-0,993 + 3,12)^2 = -1,36$	0,257

▲ Cuadro 1.25 Valores de los exponentes de e en la fórmula 1.362.

$$\frac{\lambda_m - \lambda_{m-1}}{2} (i_m - i_{m-1}) \quad (1.364)$$

λ_m y λ_{m-1} - son valores numéricos; i_m y i_{m-1} - son los números de los escalones vecinos.

Luego se calculan los factores B_1 y B_2 de acuerdo con las fórmulas 1.360 y 1.361 para $\sigma = 1,33$, utilizando los datos del cuadro 1.24 para el experimento 14:

$$B_1 = \frac{7,8 \times 10^{-5}}{1,33} = 5,87 \cdot 10^{-5}$$

$$B_2 = \frac{24,4 \cdot 10^{-5}}{1,33} = 18,4 \cdot 10^{-5}$$

Colocando los valores numéricos del cuadro 1.26 en la expresión 1.362, se obtiene:

$$\begin{aligned} C_n = & \frac{7,8 \times 10^{-5}}{1,33} \left(\frac{0,4}{0,39} e^{\frac{0,328 y_i}{y}} + \frac{0,677 e^{\frac{0,98 y_i}{y}}}{1,67} \right) + 18,4 \cdot 10^{-5} \left(\frac{0,473}{0,927} e^{3,13 \cdot 0,656 \frac{y_i}{y}} + \frac{0,874}{6,15} e^{\frac{1,955 y_i}{y}} \right) \\ & + \frac{0,95}{25,46} e^{\frac{3,26 y_i}{y}} + \frac{1,0}{95} e^{\frac{4,575 y_i}{y}} + \frac{0,97}{355} e^{\frac{5,88 y_i}{y}} + 0,96 e^{-(1 - \frac{y_i}{y}) 7,19} + 0,923 e^{-(1 - \frac{y_i}{y}) 8,55} + 0,896 e^{\frac{(\frac{y_i}{y} - 1) 9,8}{y}} \\ & + 0,852 e^{\frac{(\frac{y_i}{y} - 1) 11,1}{y}} + 0,82 e^{-(1 - \frac{y_i}{y}) 12,4} + 0,795 e^{-(1 - \frac{y_i}{y}) 13,8} + 0,763 e^{\frac{15(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + 0,719 e^{\frac{16,4(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + 0,69 e^{\frac{(\frac{y_i}{y} - 1) 17,7}{y}} \\ & + 0,644 e^{\frac{19(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + \frac{0,644 e^{\frac{19(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + 0,548 e^{\frac{(\frac{y_i}{y} - 1) 25,4}{y}}}{2} (20 - 15) + \frac{0,548 e^{\frac{25,4(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + 0,477 e^{\frac{32(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}}}{2} (25 - 20) \\ & + (30 - 25) \frac{0,477 e^{\frac{32(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + 0,41 e^{\frac{38(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}}}{2} + \frac{0,41 e^{\frac{38(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + 0,33 e^{\frac{51,8(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}}}{2} (40 - 30) \\ & + \frac{0,33 e^{\frac{51,8(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}} + 0,257 e^{\frac{64(\frac{y_i}{y} - 1)}{y}}}{2} (50 - 40) \quad (1.365) \end{aligned}$$

Profundidad relativa $\frac{y_i}{y}$	Concentración Volumétrica teórica	Concentración Volumétrica según los datos de Vanoni (experimento 14)	Profundidad relativa $\frac{y_i}{y}$	Concentración Volumétrica teórica	Concentración Volumétrica según los datos de Vanoni (experimento 14)
0	$0,06 \times 10^{-4}$	$0,1 \times 10^{-4}$	0,6	$4,15 \times 10^{-4}$	$4,0 \times 10^{-4}$
0,1	$1,14 \times 10^{-4}$	$1,21 \times 10^{-4}$	0,7	$5,22 \times 10^{-4}$	$5,2 \times 10^{-4}$
0,2	$1,45 \times 10^{-4}$	$1,32 \times 10^{-4}$	0,8	$8,1 \times 10^{-4}$	$8,1 \times 10^{-4}$
0,3	$1,46 \times 10^{-4}$	$1,37 \times 10^{-4}$	0,9	$1,3 \times 10^{-3}$	$1,35 \times 10^{-3}$
0,4	$2,98 \times 10^{-4}$	$2,75 \times 10^{-4}$	1	$3,92 \times 10^{-3}$	$4,0 \times 10^{-3}$
0,5	$3,33 \times 10^{-4}$	$3,2 \times 10^{-4}$			

▲ **Cuadro 1.26** Valores de la concentración según la fórmula 1.365.

Como se ve en la figura 1.86 (curva 5), para $w > 250 \text{ mm/s}$ la frecuencia de la velocidad de caída es igual a cero. Por eso en los cuadros 1.19 y 1.23 lo mismo que en la expresión 1.365, el límite superior de w se ha tomado: $w > 250 \text{ mm/s}$ ($i = 50 \text{ mm/s}$). Los resultados del cálculo de la distribución de la concentración de acuerdo con la fórmula 1.365 se dan en el cuadro 1.26.

Con los anteriores datos se construyó la figura 1.86 y se determinó la curva de distribución de la concentración número 3 la cual se asemeja en forma bastante aceptable a la curva experimental número uno. Análogamente, se ha calculado la distribución de la concentración del flujo para los experimentos 17 y 18. Con fines comparativos se muestran la curva 2 de acuerdo con la fórmula de Karaushev y la curva 4 según la fórmula de Grishanin.

Como se ve en la figura 1.86 la obtención de la concentración en la profundidad del flujo establecida por este método corresponde más a los datos experimentales de Vanoni a diferencia de la expresión de cálculo de acuerdo con la fórmula de Karaushev y Grishanin.

Para un determinado sedimento es posible determinar la concentración en cualquiera y en todos los puntos de una vertical. Esto se logra mediante un simple cálculo o una construcción gráfica. La comparación de sus resultados con datos reales hace que Lane la sugiera para propósitos prácticos.

La teoría de difusión de turbulencia ha sido utilizada por científicos americanos, europeos y soviéticos. Por primera vez (1931), la ecuación diferencial general sobre la transmisión del flujo turbulento de las partículas en suspensión de velocidad de caída cero, fue obtenida por Makaviev y él también produjo las fórmulas teóricas para determinar el coeficiente de mezcla turbulenta considerando un gran número de problemas concretos relacionados con el movimiento de sedimentos en suspensión para corrientes naturales.

Posteriormente, la teoría de difusión fue utilizada en los trabajos de Brayon, Velicanov, Karaushev, Lievy, Grismaiev y de otros investigadores.

Se debe diferenciar la concentración volumétrica y la concentración de caudal sólido. La concentración volumétrica es la relación del volumen de sedimentos con respecto al volumen de la suspensión tomada en cualquier muestra y la concentración de caudal sólido es la derivada del caudal de sedimentos con respecto al caudal líquido. La concentración de caudal sólido, en general, es menor que la volumétrica, lo cual se explica por el hecho de que hay cierto retardo de la velocidad media de transporte de los sedimentos con respecto a la velocidad del flujo del líquido en un río. Sin embargo, las investigaciones experimentales han mostrado que la diferencia para los sedimentos en suspensión es considerablemente pequeña y que se puede despreciar.

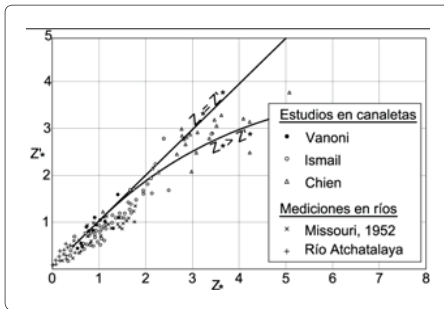
Para cualquier valor de Z la concentración es mayor cerca del fondo y decrece verticalmente en la dirección hacia la superficie. La distribución vertical de la con-

centración es más uniforme para valores bajos de Z , es decir, para sedimentos finos o para un flujo más turbulento o para ambos. Las partículas gruesas con valores altos de Z están más concentradas cerca del lecho.

Para definir β se usa la ecuación:

$$\beta_E = \frac{Z}{Z'}$$

La relación $\frac{Z}{Z'}$ se obtiene de la figura 1.87. Primero se calcula Z y con este valor se entra a la curva y se determina la relación: $\beta_E = \frac{Z}{Z'}$



▲ **Figura 1.87** Relación entre Z^* y Z'^* (Einstein y Chien, 1954).

Se han utilizado dispositivos de alta frecuencia (Robert André, 2003) para medir tanto la turbulencia como la concentración de los sedimentos en suspensión. Los resultados en ríos con lechos de arena muestran una gran intermitencia en el momentum y en los flujos de sedimentos donde el 20-90% del trabajo de suspensión ocurre durante “eventos” cubriendo sólo el 1-5% de la duración de las mediciones. Los re-

sultados también sugieren que las escalas de longitud de los vórtices de turbulencia son iguales a unos pocos múltiplos de la profundidad del cauce y parece que son dominantes al controlar los procesos de suspensión. El grado de intermitencia en el proceso de suspensión observado fue mayor en las zonas profundas, pero la causa de los vértices de gran escala no es clara.

En un flujo permanente y uniforme la distribución de la concentración de los sedimentos en la vertical es constante en el tiempo, con un equilibrio entre la cantidad de sedimentos que ascienden y descienden en cualquier capa del flujo (Keith Richards, 1982). Este hecho ha sido reflejado en la teoría de difusión.

La tasa de transporte de los sedimentos en suspensión a una profundidad es el producto de la concentración y la velocidad del flujo en ese sitio. Así, la carga en suspensión por unidad de ancho se obtiene multiplicando los perfiles de la velocidad y de la concentración e integrando el producto a lo largo de la profundidad. De esta manera se obtiene la carga de sedimentos en suspensión en un flujo permanente uniforme, dado que los perfiles teóricos de la velocidad y de la concentración se han definido a partir de esta suposición. En el flujo variado, impermanente, propio de los ríos, las variaciones temporales y espaciales de la concentración, se presentan a lo largo de toda la profundidad, produciendo entradas y deposiciones. Los

sedimentos más gruesos en suspensión se depositan cuando la velocidad cortante decrece después del paso de una onda de creciente o cuando se encuentran remansadas en depresiones, fosas, ampliaciones, etc. La probabilidad de deposición aumenta con el inverso del índice de turbulencia relativa y las arcillas y limos arrastrados a las bancas durante los desbordamientos se depositan formando capas de lodos cuando la turbulencia disminuye hasta su virtual desaparición en el agua estancada.

La curva de Hjulström muestra que el transporte de los sedimentos finos se mantiene para un rango amplio de las velocidades del flujo dado que la diferencia entre la velocidad erosiva y la velocidad de caída es grande. Sin embargo, los minerales de arcilla pueden formar flóculos particularmente si las concentraciones del soluto aumentan hacia aguas abajo de tal manera que los cationes bivalentes en solución pueden favorecer o propiciar el enlace de los cationes. Como resultado, los agregados se comportan como partículas grandes con velocidades de caída altas y se pueden depositar en zonas de alta turbulencia, como en las paredes o laderas del cauce. El tipo de mineral de arcilla es determinante en este contexto; la caolinita se flocula con mayor facilidad y más rápido que la ilita y la montmorillonita (Edzwald y O'Melia, 1975).

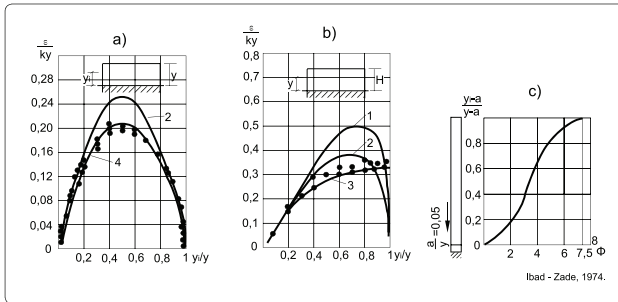
CONCLUSIÓN Y APLICACIONES PRÁCTICAS

Según lo indicado en este numeral, para determinar, de manera aproximada, la concentración en la vertical de los sedimentos en suspensión en un río, se recomienda utilizar la (ecuación 1.345) de Sagustin, debido a que se trata de una modificación acertada a la ecuación de Rouse.

$$\frac{C_n}{C_a} = e^{-Z_s \cdot \Phi_s} \quad (1.366)$$

$$Z_s = \frac{w}{\kappa U_* \beta}$$

C_n - es el contenido relativo volumétrico de las partículas en suspensión en el agua, considerando todas las fracciones, es decir, es la concentración de los sedimentos suspendidos. x , y y z , son las coordenadas con el origen en la superficie, orientadas de la siguiente manera: el eje "y" está dirigido hacia arriba, el eje "x" está ubicado en la superficie en la dirección del flujo; dada la pendiente poco considerable de la superficie del agua el ángulo entre "x" y "y" se puede considerar como recto; el eje "z" está dirigido normal a "x" y "y"; w , son los componentes del vector de velocidad de acuerdo con las direcciones establecidas; C_{na} - es el contenido relativo volumétrico de las partículas en suspensión en el agua a una profundidad cualquiera: a .



▲ **Figura 1.88** Confrontación de los datos experimentales de Sagustin (curvas 3,4) con los de Karman (1) y de Prandtl (2).

Φ_s - es una función que corresponde a la parte derecha de la (ecuación 1.366). Este valor se toma de la (figura 1.88c) como una función de $(y - a) / (y - a)$ para un valor dado de a/y . En esta figura el valor de Φ corresponde a una relación $a/y =$

0,05, la cual se puede adoptar en la mayoría de los casos.

Sin embargo, es determinante el hecho de que la concentración vertical de los sedimentos depende de la distribución de las velocidades del flujo. Por lo anterior, en caso de que se conozca con certeza una determinada distribución vertical de la velocidad, lo más indicado es utilizar la ecuación más cercana, considerando que Velicanov tomó esta función de acuerdo con una ley logarítmica y obtuvo para la distribución de concentración la expresión 1.342; Lievy tomó la distribución de velocidades de acuerdo a una ley experimental y dedujo la fórmula 1.344; Karaushev usó una ley elíptica de distribución de velocidades y obtuvo para la distribución de concentración la expresión 1.340 y Sagustin, tomando una distribución de velocidades logarítmica obtuvo para la distribución de concentraciones la relación 1.345.

Además de lo anterior, es importante tomar en consideración posibles desviaciones de cualquiera de las formulaciones anteriores debidas a factores extraños, tales como mezclas particulares en las confluencias de los ríos, grandes turbulencias durante crecientes, tramos en pendientes muy fuertes o escalonadas, resaltos hidráulicos, etc.

Para cálculos más precisos, se recomienda utilizar el método estadístico de Makaviev-Ibad Zade según la fórmula 1.354 (Ibad-Zade, 1989) que se presenta de manera detallada en el numeral 1.3.4.10

1.4 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN UN RÍO

El presente libro está orientado a la presentación de los temas de hidráulica fluvial o mecánica de ríos, geomorfología y procesos morfológicos relacionados con el cálculo hidráulico de puentes y obras similares y no tiene el propósito de mostrar los procedimientos de cálculo de la carga sólida. No obstante, y considerando una cierta relación que tiene el estudio del transporte de sedimentos con el tema central del libro, se presentan los fundamentos relativos al análisis de la carga del material sólido en las corrientes naturales y se expone el método de Ibad-Zade para definir

este parámetro, debido a que posee un alto interés práctico y porque es prácticamente desconocido en nuestro medio. Para los demás métodos se puede consultar la extensa literatura existente y disponible tanto en español (castellano) como en otros idiomas.

Se diferencian los siguientes tipos de sedimentos:

- a - por su origen:
 - a1 - sedimentos provenientes de la cuenca de un río
 - a2 - sedimentos provenientes del propio lecho del río.
- b - por su forma de transporte o movimiento en el río:
 - b1 - sedimentos en suspensión
 - b2 - sedimentos de fondo.

Teniendo en consideración las dos clasificaciones anteriores, todos los sedimentos que transporta un río se pueden agrupar de la siguiente manera:

G_l - Carga en suspensión proveniente de la cuenca o carga de lavado. Wash load.

G_{bs} - Carga en suspensión proveniente del lecho o carga en suspensión. Suspended load.

G_s - Carga total de sedimentos en suspensión. Total suspended load. (G_l + G_{bs}).

Carga de fondo proveniente de la cuenca (*). Esta carga no se considera en los análisis.

G_{bb} - Carga de fondo proveniente del lecho o carga de arrastre o de saltación. Bed load.

G_{bb} - Carga total de sedimentos de fondo. Es la misma carga de arrastre o de saltación. Bed load y posee la misma nomenclatura G_{bb}.

G_b, es la carga del material del lecho. Bed material load.

G_t - Carga total de sedimentos. Total sediment load. (G_{bb} + G_s).

Según lo anterior, se tiene:

$$\begin{aligned}
 G_t &= G_b + G_l \\
 G_b &= G_{bb} + G_{bs} \\
 G_t &= G_{bb} + G_{bs} + G_l \\
 G_t &= G_{bb} + G_s \\
 G_s &= G_{bs} + G_l
 \end{aligned}$$

Al respecto, se aclara que la carga de fondo proveniente de la cuenca no se considera debido a que en realidad y para efectos de cálculo de la capacidad de transporte, todo el material transportado en el fondo como saltación o arrastre proviene del material del lecho.

La concentración en peso, de sedimentos se expresa como la relación entre el peso de los sólidos y el volumen de agua que los contiene. Se puede expresar en

partes por millón (ppm) lo cual equivale a miligramos por litro (mg/l) o en kilogramos por metro cúbico, (kg/m³).

La carga de sedimentos o caudal sólido (Gs) se expresa como el peso de los sólidos transportados por unidad de tiempo. Usualmente se expresa en toneladas por día. Gs [t/día].

1.4.1 Transporte de sedimentos en suspensión.

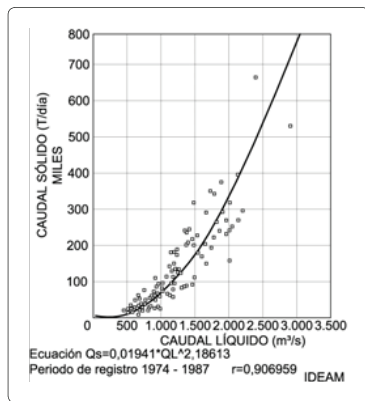
Curva caudal líquido - caudal sólido

La concentración de sedimentos de un río se mide directamente a partir de las muestras tomadas en campo. Para sedimentos en suspensión generalmente las muestras se toman utilizando las botellas de Delph o similares. La carga de sedimentos o caudal sólido se obtiene multiplicando la concentración por el caudal líquido del río, lo cual supone un aforo simultáneo para el caudal líquido y la concentración.

$$Gs = CP * Q \text{ [t/día]}. \quad (1.367)$$

Los sedimentos en suspensión son aquellos que un río, en un determinado momento, transporta junto con el flujo principal a velocidades similares o iguales a las de éste y gracias a la turbulencia. En estas condiciones, el agua y los sedimentos no se pueden separar por medios gravitacionales o mecánicos. Los sedimentos finos provenientes de la cuenca y que son transportados en suspensión se denominan carga de lavado. La curva de calibración de sedimentos en suspensión o curva caudal líquido-caudal sólido es aquella que relaciona estos dos caudales, como se muestra en la figura 1.89.

La carga de sedimentos en suspensión de un río en la sección del puente, expresada en términos de carga o caudal sólido [t/día] se utiliza para establecer, además de muchos otros parámetros, el poder de transporte de una corriente. Cuando, por las características de la cuenca, el río transporta mucho material fino o de lavado en suspensión, se reduce la profundidad de la erosión general del fondo. Esto ocurre porque se requiere una cierta cantidad de energía para mantener en suspensión y transportar ese material. Al aumentar el sedimento en suspensión, la viscosidad y el peso específico de la mezcla agua-sedimento se incrementa, factores estos que tienden a reducir la turbulencia del flujo.



▲ **Figura 1.89** Curva caudal líquido - caudal sólido de la estación Arrancaplumas en el Río Magdalena.

Algunos métodos de cálculo de socavación consideran este efecto y, por lo tanto, es nece-

sario conocerlo. La curva de calibración o curva caudal líquido-caudal sólido se utiliza para establecer aproximadamente la carga media de sedimentos en t/día, de un determinado río, conociendo el valor del caudal medio (líquido) multianual. En general, se usa para establecer el caudal sólido correspondiente a cualquier caudal líquido conocido.

Para conocer el transporte de sedimentos en suspensión utilizando la curva caudal líquido-caudal sólido, se sigue el siguiente procedimiento:

1. Se aplican los datos del puente consignado en el inventario básico de INVÍAS para ubicar el sitio del puente de la manera más precisa posible.
2. Usando como referencia los datos del numeral anterior, se solicita en las instalaciones del IDEAM la curva caudal líquido-caudal sólido de la estación hidrométrica más cercana al puente e instalada sobre el mismo río.
3. En caso de no existir esta curva, se solicitan en esa misma entidad los resultados de los aforos líquidos y sólidos simultáneos y se construye la curva plotando los caudales líquidos (m^3/s) en el eje de las abscisas y el caudal sólido (t/día) en el eje de las ordenadas, como se ilustra en la figura 1.89.
4. La curva caudal líquido-caudal sólido se obtiene por medio de una regresión o correlación entre los diferentes pares de puntos plotados (Q y Gs) utilizando el método de mínimos cuadrados u otro equivalente.

1.4.2 Transporte de Sedimentos de Fondo. Bed load

Los sedimentos de fondo son aquellos que son transportados por el flujo a través de un proceso de saltación y, ocasionalmente, son arrastrados o ruedan en el fondo. Teóricamente se asume que estos sedimentos ocupan una capa en el fondo del río, con un espesor igual a $2d$, siendo d el diámetro medio de sus partículas.

La carga de sedimentos de fondo, expresada en t/día, ó como concentración, en kg/m^3 , se utiliza para evaluar la socavación general bajo puentes en aquellos casos en que se usa la ecuación del balance de sedimentos en el lecho del río. Se trata del balance de sedimentos de fondo precisamente. De la misma manera, este dato puede ser necesario para caracterizar y cuantificar fenómenos de deposición o sedimentación, cuando el balance es inverso al de socavación.

No existe un método para medir directamente la carga de sedimentos de fondo en un río. En las estaciones hidrométricas que opera el IDEAM no se miden las cargas de sedimentos de fondo: Sólo se miden los sedimentos en suspensión.

Dependiendo del caso, este valor se obtiene indirectamente como un porcentaje estimado de los sedimentos en suspensión (del 10 al 20% en ríos de llanura y del 20 al 50%, o más, para ríos de montaña).

También se puede obtener utilizando fórmulas y metodologías empíricas en función de las características hidráulicas y geométricas de la sección.

Las metodologías más comunes son las siguientes:

Para la carga de fondo (bed load discharge):

- Schoklitsch, curva granulométrica,
- Kalinske, curva granulométrica,
- Meyer Peter and Muller, curva granulométrica (versión 1),
- Meller Peter and Muller, curva granulométrica (versión 2),
- Meller Peter and Muller, curva granulométrica (versión 3),
- Rother, d_{50} ,
- Einstein, bed load formula,
- Toffaletti, bed load part,
- Lievi,
- Samarin,
- Ibad-Zade

Para la carga proveniente del lecho (bed material discharge):

- Laursen, curva granulométrica,
- Engelund y Hansen, d_{50} ,
- Colby, d_{50} ,
- Ackers y White, d_{50} ,
- Yang para arenas, d_{50} ,
- Yang para arenas, curva granulométrica,
- Yang para gravas, d_{50} ,
- Yang para gravas, curva granulométrica,
- Combinación de Yang para arenas y Yang para gravas,
- Einstein, curva granulométrica,
- Toffaletti, curva granulométrica (G_{bb})

1.4.2.1 Sedimentos de fondo y métodos de cálculo

Para el estudio del transporte de los sedimentos por parte de los flujos naturales y artificiales es importante conocer las leyes que rigen el transporte y la mezcla de partículas sólidas. A pesar de los largos estudios de los problemas relacionados con el transporte de los sedimentos por los ríos, no existe una solución final al problema de transporte de sedimentos. En este campo los científicos soviéticos han realizado un trabajo bastante prolongado.

1.4.2.2 El problema del transporte de sedimentos

Los temas sobre el transporte de sedimentos relacionados con la movilización de energía en el flujo representan un problema bastante complejo. Aún así, en los cálcu-

los prácticos es necesario conocer para qué condiciones el agua erosiona o socava el fondo del lecho y para qué condiciones los sedimentos se depositan; cómo se puede conservar una forma dada del flujo y del lecho y qué cantidad de sedimentos se transporta a los deltas para condiciones parecidas de equilibrio; de qué forma se puede evitar la sedimentación de los embalses en el transcurso de un período de tiempo suficientemente largo y cómo extraer de los canales de los distritos de riego los sedimentos transportados en suspensión pero que, a la larga, se depositan.

Todos estos tópicos exigen una solución eficaz, tanto en una forma teórica como experimental. En investigaciones de este tipo es muy usual que la utilización de modelos hidráulicos resulte plenamente justificada.

Paralelamente a los medios empíricos se han realizado intentos de determinar los parámetros fundamentales del transporte de los sedimentos. Ya que el análisis físico del flujo en un cauce abierto aún es materia de estudio, también el conocimiento de los sedimentos para estos flujos, desde el mismo principio está inconcluso. A pesar de los intentos de considerar el transporte de los sedimentos en canales de ancho finito, según parece, es más consecuente limitar este último análisis a un flujo en un plano solamente, pero debe ser uniforme. De tal manera el problema parte del estado del movimiento. Como se muestra en la figura 1.90 el caso límite de transporte cero de los sedimentos corresponde a un movimiento paralelo para una profundidad y_i con un fondo estacionario, una pendiente S_f y con una rugosidad absoluta K_{abs} . Recordando que el esfuerzo tangencial en el líquido varía linealmente a lo largo de una normal al lecho, partiendo desde la superficie del agua:

$$\tau = \gamma (y - y_i) S_f \quad (1.368)$$

con un valor límite en la parte inferior:

$$\tau_o = \gamma \cdot y \cdot S_f \quad (1.369)$$

o, de manera más general:

$$\tau_o = \gamma \cdot R \cdot S_f \quad (1.370)$$

$$\tau = \tau_o \left(1 - \frac{y_i}{y}\right) \quad (1.371)$$

El esfuerzo cortante en cualquier punto del flujo puede ser expresado estadísticamente en función del esfuerzo medio de viscosidad y un esfuerzo adicional como resultado de la transmisión turbulenta de la cantidad de movimiento

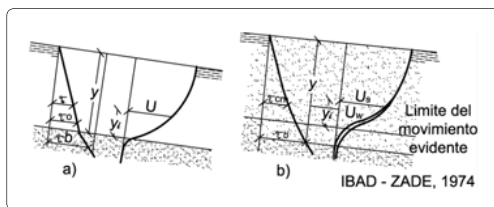


Figura 1.90 Distribución de los esfuerzos cortantes en un cauce abierto. a) Material de fondo en reposo; b) Estado desarrollado de transporte de sedimentos.

transversalmente al flujo. De esta forma se puede deducir una expresión tanto para la distribución de velocidades como para la resistencia límite en función de la velocidad media. La primera expresión da una curva que se representa esquemáticamente en la figura 1.90.

Las condiciones cerca del fondo se dan en función del valor de las irregularidades medias de la superficie, dependiendo de cual de los dos parámetros mencionados anteriormente es mayor. En este caso τ_o se puede determinar con la fórmula:

$$\tau_o = \frac{f_T}{4} \cdot \frac{\rho \bar{U}^2}{2} \quad (1.372)$$

El valor de f_T es de difícil determinación, la investigación del problema de rugosidad para un lecho móvil aún esta muy lejos de resolverse.

Sobra decir que el estado de movimiento debe existir a lo largo de todo el fondo estático. A pesar de que el esfuerzo cortante es igualado por las fuerzas incluidas en el movimiento turbulento, en los límites del cauce es necesario garantizar un balance entre la componente longitudinal del peso y la fracción estadística de la mezcla de agua y sedimentos. De la ecuación 1.368 se deduce que:

$$\tau_b = \tau_o + \gamma_{mez} (y' - y_i) S_f \quad (1.373)$$

γ_{mez} - es el peso unitario de la mezcla de agua con sedimentos.

La velocidad del mismo líquido no alcanza un valor de cero en el fondo, ya que cierta cantidad de él pasa a través del material del lecho.

Si se considera todo el flujo compuesto de agua y sedimentos, independientemente del mecanismo de suspensión, el cuadro se dificulta aún más (figura 1.90). Para determinar el esfuerzo cortante en cualquier punto, en la ecuación 1.368 el peso unitario del agua se reemplaza por el peso unitario de la mezcla:

$$\tau_{mez} = \gamma_{mez} (y - y_i) S_f \quad (1.374)$$

Sin embargo, se debe esperar que γ_{mez} aumente con la profundidad ya que la concentración de la mezcla se acerca gradualmente a su valor máximo en el fondo. A pesar de que la función inevitablemente es continua, el valor de τ ya no varía más proporcionalmente con la profundidad a causa de la variación del γ_{mez} . Además, es necesario considerar por separado las curvas de movimiento del líquido y de los sedimentos. Ellas se acercan en la parte superior de la corriente pero se alejan cerca del fondo, en el sitio donde el choque de las partículas es más frecuente. A causa de la fricción mecánica durante estos choques, las velocidades de los sedimentos serán siempre menores que la del agua.

Queda así claro que este estado de movimiento, en general, es intermedio entre el movimiento del líquido limpio y el movimiento de una mezcla sólida que se

desliza dependiendo de la concentración de los sedimentos. Es evidente que mientras menor sea la concentración, mayor será el acercamiento a un líquido como tal y mayor será el papel de la turbulencia en la aparición del esfuerzo cortante.

Por el contrario, mientras más alta sea la concentración mayor será la probabilidad de los choques de las partículas y más significativa será la influencia de la fricción entre ellas. Por eso, en la zona superior del flujo, con una concentración relativamente pequeña, se presenta un movimiento de los sedimentos en suspensión y en la zona inferior un movimiento de los sedimentos de fondo.

La línea fijada como división entre estas dos zonas puede ser establecida solamente para un determinado perfil del incremento de velocidad y para un estado concreto del flujo. Con la variación de estos valores se corre también la ubicación de este punto de cambio y_M . La mezcla turbulenta se presenta claramente cerca del fondo, en donde la influencia de la concentración de los sedimentos sobre el esfuerzo adicional que parte del esfuerzo de mezclado puede llegar hasta la superficie libre. Por eso, en el caso más general, para toda la sección en conjunto se debe utilizar una función bastante compleja. El valor y_M debe depender tanto de la intensidad de la mezcla turbulenta, como de la fricción total de la mezcla de sedimentos y agua, que varía con la distribución de la velocidad y la composición misma de los sedimentos.

1.4.2.3 Régimen y criterios de transporte de sedimentos

Todas las partículas transportadas por el flujo durante cierto tiempo pierden contacto con el fondo, es decir, se mueven en suspensión. Por eso, la división entre sedimentos de fondo y en suspensión puede fundamentarse en una diferencia de los órdenes de elevación de las partículas sobre el fondo.

En condiciones de laboratorio es posible demostrar los consecutivos estados del transporte de los sedimentos del fondo. En un canal horizontal o de pendiente suave se coloca una capa uniforme de arena lo más uniforme posible; después de un llenado cuidadoso del canal con agua, la superficie del relleno de arena se hace suave, es decir, se nivela. Luego, lentamente se abre la válvula que cierra el tramo inferior del canal y simultáneamente se abren las válvulas que transmiten el agua calculando que el caudal en el canal crezca lentamente y que el agua en la parte media del mismo permanezca constante.

Observando sobre el estado del fondo a lo largo de las paredes del canal se puede ver que, al principio, para velocidades bastantes pequeñas, las partículas que cubren el fondo permanecen estáticas. Para cierta velocidad del flujo denominada “primera velocidad crítica”, ya se ven desprendimientos de algunos granos que, sin embargo, no conllevan a un estado de movimiento permanente o generalizado; las partículas desprendidas generalmente son las que sobresalen del fondo y algunas pequeñas. Con el aumento posterior de la velocidad, aumenta correspondiente-

mente el número de partículas desprendidas y se incrementa el tiempo en el cual transcurre su movimiento.

Mientras más aumente la velocidad del flujo, mayor será el movimiento de partículas, hasta llegar a un movimiento masivo donde todo el fondo se presenta cubierto de sólidos que se mueven dando saltos, o desplazándose simplemente por rozamiento. Si se llama a la velocidad crítica, velocidad no erosiva (ya que para ésta las deformaciones del fondo no son posibles), entonces a la velocidad de inicio del movimiento generalizado de las partículas se le llama velocidad erosiva.

Para una velocidad del flujo cercana a la velocidad erosiva se presenta una variación intermitente y cualitativa de la configuración del lecho móvil. En la zona de influencia de algunas secciones transversales, divididas por distancias del mismo orden, los sedimentos empiezan a acumularse en forma de pequeñas barras o dunas que se extienden a todo lo ancho de la sección transversal del canal. En el momento en que la altura de dichos cúmulos de arenas alcanza varios diámetros, se ve claramente una zona de desprendimiento del flujo en la parte de aguas arriba de las barras que crean las barreras necesarias a un movimiento translacional de las partículas. El proceso de acumulación de las arenas ante estas barreras hidrodinámicas (microformas) está acompañado por un crecimiento automático de las zonas de desprendimiento y en breve genera la aparición de un gran número de dunas que cubren todo el lecho. A partir de este momento el movimiento de los sedimentos de fondo se realiza a través del desplazamiento de esas dunas. El flujo lava los sedimentos del talud anterior de las dunas, los conduce hacia la cresta de donde ruedan hacia abajo y al reunirse en la parte de aguas abajo de las dunas garantizan un movimiento lento de las microformas en el sentido del flujo.

El movimiento de las partículas individuales se convierte en un movimiento continuo, realizando un salto rápido en la parte anterior de la microforma y luego cayendo en su parte inferior, la partícula cae bajo las demás y empieza a ser parte de la misma ondulación. Aquí ella permanece durante cierto período de tiempo necesario para que la microforma se movilice en toda su longitud. Entonces, ella de nuevo sale a la superficie de la ondulación y realiza un nuevo salto sobre su parte superior.

En la transición de un estado plano a un estado ondulatorio, el lecho aumenta considerablemente la rugosidad y conlleva a pérdidas de energía en la longitud para superar la fricción sobre la superficie granular del fondo y aparecen pérdidas locales por ampliación rápida sobre las crestas de las microformas. En el canal esto se puede observar fácilmente cuando se aumenta la pendiente de la superficie del agua; si la ondulación ha sido llenada descuidadamente a una profundidad excesiva, entonces durante su formación puede presentarse un desbordamiento en el canal aguas arriba de la misma.

Al seguir aumentando la velocidad del flujo en el canal hasta cierto momento, la altura de las microformas aumenta pero, en determinado momento, su creci-

miento cesa. Observando el comportamiento de las partículas a través de las paredes del canal, se puede ver que el crecimiento de las microformas se frena cuando, a raíz de la alta velocidad del flujo, parte de las arenas que llegan a las crestas de las dunas no resbalan sobre ellas, sino que se mueven a través de el vórtice de eje horizontal hacia la parte posterior de la microforma que se encuentra ubicada aguas abajo. Si luego continúa aumentando la velocidad horizontal del flujo, las crestas de las microformas, compuestas de arena comienzan a deformarse y se da comienzo a una suspensión masiva de las partículas de fondo. La velocidad correspondiente a este estado se llama segunda velocidad crítica o velocidad erosiva. A causa de la transición de un movimiento de saltación hacia un estado de suspensión, las microdunas desaparecen. Si el flujo se encuentra en estado turbulento, entonces, en su fondo se forman las llamadas antidunas, que son ondulaciones de un perfil especial, formado por una cara anterior bastante inclinada y su cara posterior muy tendida y moviéndose contra el flujo. En los ríos de llanura frecuentemente se observa la formación del estado caracterizado por microformas con sedimentos de fondo.

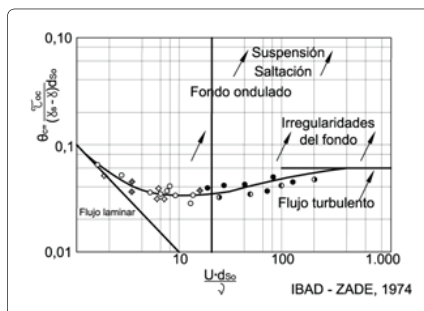
El inicio del movimiento fue investigado por primera vez por Shields, quien estableció la conocida relación gráfica de la figura 1.91, caracterizada por la relación:

$$\theta_c = \frac{\tau_{0c}}{(\gamma_s - \gamma)d_{50}} \quad (1.375)$$

θ_c - valor crítico del parámetro de Shields; τ_{0c} - esfuerzo cortante crítico en el fondo de un cauce (en el contorno); γ_s y γ - son los pesos unitarios de los sedimentos y del agua, correspondientemente. d_{50} - es el diámetro mediano de los sedimentos.

Liu J. K., utilizó la velocidad de corte para definir el número de Reynolds granular (figura 1.92a) " U_*d/v " y $1/\xi_o = U_* / w$ la relación para precisar el valor del inicio de la formación de dunas.

Shien construyó un gráfico de acuerdo con los resultados de Liu, en donde fijó el inicio de la formación de microdunas. Knóroz publicó una figura en la cual, además de los resultados de los experimentos propios, fueron localizados los experimentos de Kurieshi, Liu y de Shields (figura. 1.92b). Como se ve en la figura, no existen diferencias esenciales entre los resultados de Knóroz, y de Shields. Los datos experimentales de Kurieshi, correspondientes a un movimiento masivo del material del lecho, se ubican sobre los otros puntos experimentales. En la zona de resistencia cuadrática los puntos experimentales de Kurieshi forman dos ramas de la curva: una para partículas esféricas y



▲ **Figura 1.91** Relación entre $\tau_c (\gamma_s - \gamma)d$ y $U_* d_{50} / \nu$, según Shields.

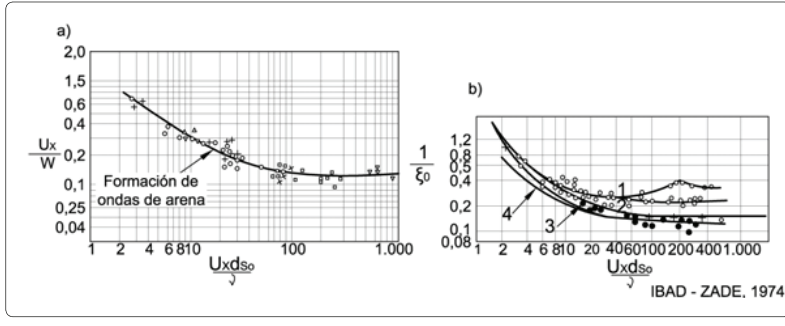


Figura 1.92 Representación del inicio de movimiento de los sedimentos según diferentes investigadores. 1- Kurieshi (Inicio del movimiento generalizado o velocidad erosiva); 2- Liu (Inicio de la formación de dunas); 3- Shields; 4- Knóroz.

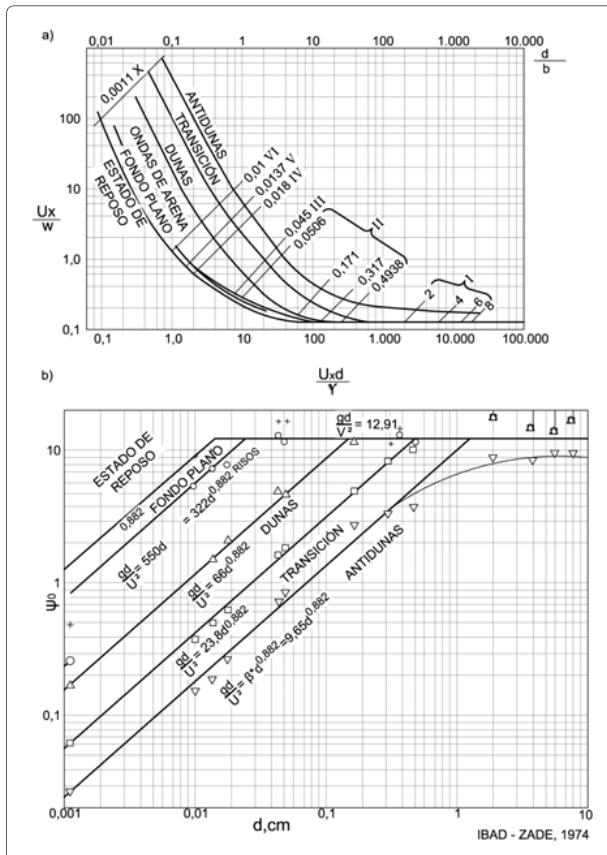


Figura 1.93 Datos de diferentes cauces expresados a través de la relación $\psi_0 = gd/dU$ y $d(\gamma_s=2,65\text{gr/cm}^3)$ a- Relación entre U_x/W y $U_x d/\gamma$ según diferentes investigadores; b- Relación entre $\psi_0 = 1/Fr^* = gd/U^2$ y el diámetro d para diferentes regímenes de movimiento: I) Lane y Carlson; II) Gilbert; III- Uis-csu; IV) Bertolin; V) Brooks; VI) Laursen; VII) Shields; VIII) Lui; IX) Curva corregida por Lui; X) Kalinske.

otra para aplanadas. El traspaso a un régimen auto-modelado se presenta aproximadamente para un número de Reynolds entre 25 y 50, lo que coincide con los experimentos de Zieszhda. El valor crítico del parámetro $1/\xi_o = U_* / w$ correspondiente al inicio del movimiento para la zona de auto-modelación, de acuerdo con Knóroz, es aproximadamente igual a 0,135 y de acuerdo con Shields es cerca de 0,12.

Albertson, lo mismo que Simons y Richardson, asumieron que estos mismos parámetros determinan diferentes condiciones límites de formación de dunas y de transición a antidunas. La suposición de estos autores es aparentemente el primer acercamiento con el fin de establecer las diferentes condiciones límites del régimen del movimiento de los sedimentos. La representación gráfica de la mayoría de los resultados de los experimentos en canales muestra que las diferentes condiciones limitantes se determinan bastante bien por medio de los parámetros “ $U_* d / \nu$ y U_* / w ” (figura 1.93a).

Bogardi, en 1958, utilizó el criterio “ gd / U_*^2 ” y “ d ” que caracteriza diferentes condiciones límites del movimiento de sedimentos (figura 1.93b).

El valor adimensional $\psi_o = d / RS_f$ fue introducido por Bogardi aún en el año 1943 y fue determinado como un factor de estabilidad en el fondo. En esa época él trató de determinar un parámetro que caracterizara el régimen de movimiento de los sedimentos o la estabilidad del fondo.

El factor de estabilidad del fondo que considera la variación del peso específico de los sedimentos se puede determinar de la siguiente forma:

$$\psi = \frac{d}{RS_f} \cdot \frac{(\gamma_s - \gamma)}{\gamma} \quad \text{para} \quad f_c = \frac{1}{\Psi_o} \quad (1.376)$$

o introduciendo la velocidad cortante $U_* = \sqrt{gRS_f}$:

$$\Psi_o = \frac{gd}{U_*^2} \cdot \frac{(\gamma_s - \gamma)}{\gamma} \quad (1.377)$$

En la figura 1.91 se ve que $U_* d_{50} / \nu = 10$. El parámetro $1/\Psi_o$ que determina el valor crítico del flujo, tiene su mínimo cercano a 0,03; para $U_* d_{50} / \nu \geq 400$ el parámetro $1/\Psi_o$ adquiere un valor constante, igual a 0,06. La parte izquierda del gráfico corresponde a la ubicación de las partículas en una subcapa viscosa y la derecha corresponde a su contorneo debido a un flujo completamente turbulento.

Los experimentos de Shields posteriormente fueron complementados por un grupo de autores importantes como Schoklitsch, Feedman, Tizon, Matsunashi, Knóroz y otros. Egiazarov, al elaborar un gran número de experimentos, llegó a la conclusión de que el valor mínimo de θ_c para $\frac{U_* d_{50}}{\nu} = 10$ es más acertado que el obtenido por Shields.

Por analogía con el número de Reynolds, para la velocidad de corte, el valor adimensional “ U_*^2 / gd ”, fue nombrado por Bogardi como el número de Froude para la

velocidad de corte. Para esta modificación el factor de estabilidad será igual a:

$$\Psi_0 = \frac{1}{Fr_*} \cdot \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} = \left(\frac{1}{Fr_*} \right) \gamma' \quad (1.378)$$

Einstein, en 1950 introdujo el parámetro Ψ , llamado por él como intensidad de flujo:

$$\Psi = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{d_{35}}{RS_f} \quad (1.379)$$

A pesar de que estas investigaciones fueron realizadas independientemente, no se puede dejar de observar la semejanza con el parámetro de Shields, establecido para el inicio del movimiento:

Introduciendo el valor $\tau_{0cr} = \gamma RS_f$ se obtiene:

$$\theta_c = \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \cdot \frac{U_*^2}{gd_{50}} \quad (1.380)$$

De tal manera, el parámetro que caracteriza la intensidad del flujo y el factor de estabilidad del cauce son solamente una forma generalizada del parámetro de Shields que tiene una interpretación para todos los regímenes de movimiento de los sedimentos.

Considerando el diagrama de Bogardi (figura 1.93b) se observa que:

$$\Psi_0 = \frac{gd}{U_*^2} = \left(\frac{1}{Fr_*} \right) \gamma = \beta_{BO} d^{n_{BO}} \quad (1.381)$$

n_{BO} - es una constante igual a 0,882 y de tal manera, en esencia, representa las condiciones límites del inicio del movimiento y diferentes regímenes de transporte de sedimentos, los cuales están regulados por un parámetro único.

$$\beta_{BO} = \frac{gd}{U_*^2} \cdot \frac{2}{d^{0,882}} \quad (1.382)$$

Como se ve en la figura 1.93b, para $gd/u_*^3 > 12,91$ los sedimentos, en general, no pueden moverse. De acuerdo con este mismo gráfico se puede determinar también el inicio del movimiento de las partículas

Para $d > 0,0145$ cm, de la ecuación 1.382, se obtiene:

$$\frac{gd}{dyS_f} = 12,91 \quad y \quad \tau_{inicio} = y \cdot S_f = 0,0774d$$

para $d < 0,0145$ cm, $gd/dyS_f = 550 \cdot d^{0,118}$. El valor crítico de la fuerza de movimiento de los sedimentos será:

$$\tau_{cr} = y \cdot S_f = 0,00182d^{0,118} \quad (1.383)$$

Gardy y Alberston, en 1959, propusieron la fórmula:

$$\frac{\tau_0}{(\Delta\gamma_s)d} \quad (1.384)$$

como criterio de Froude, $(\Delta\gamma_s = \gamma_s - \gamma)$ para los regímenes del transporte de los sedimentos.

Dado que $\tau_0/(\Delta\gamma_s)d$ es igual $1/\psi_0$ o número de Froude, este nuevo criterio muestra que el régimen de transporte de sedimentos es regulado por el número de Froude para la velocidad dinámica. El criterio fue confirmado con datos posteriores correspondientes a investigaciones de laboratorio y de campo.

Gardy y Radzsha consideraron diferentes criterios para el régimen de movimiento de sedimentos. Con el fin de determinarlos ellos utilizaron una serie de experimentos con datos naturales y de laboratorio.

A partir del criterio $U_*d/v = f(U_*/w)$ y $gd/v_*^2 = f(d)$ descubrieron una dispersión considerable de los datos propios; luego Gardy y Radzsha consideraron la expresión $\tau_0/(\Delta\gamma_s)d = f(Fr)$, utilizando de nuevo los datos de control y encontraron una inexactitud de éste para determinar el régimen de las antidunas. Para una utilización universal ha sido propuesto el siguiente criterio:

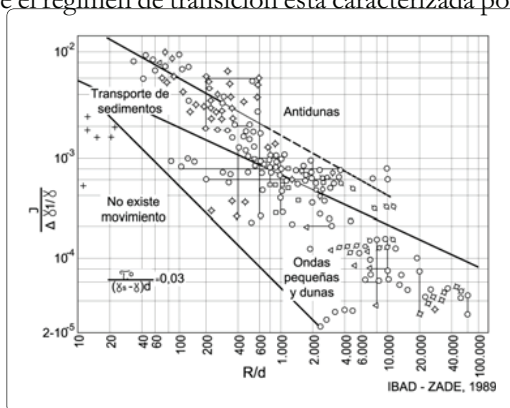
$$\frac{R}{d} = f\left[\frac{l}{(\Delta\gamma_s)d}\right] \quad (1.385)$$

En la figura 1.94 se ve que este criterio, lo mismo que el anterior, caracteriza insuficientemente los diferentes regímenes.

$$\frac{\tau_0}{(\Delta\gamma_s)d} = f(Fr) \quad (1.386)$$

En particular, la línea que divide el régimen de transición está caracterizada por una gran dispersión de los datos. Gardy y Radzsha explican esto diciendo que para un diámetro dado de las partículas el movimiento de los sedimentos para diferentes regímenes puede presentarse con un valor constante del esfuerzo cortante.

A pesar de que el gráfico del criterio $\gamma S/(\gamma_s - \gamma) = f(R/d)$ no es satisfactorio completamente debido a la dispersión notable de los datos, la explicación se consi-



▲ **Figura 1.94** Régimen y criterio de movimiento en función de $s/\Delta\gamma_1/\gamma$ y R/d .

dera válida. Es interesante observar que a esta misma conclusión se puede llegar cuando se generaliza el parámetro adimensional de Shields, de tal forma que él consideró no solamente las condiciones de inicio de movimiento sino la formación de diferentes regímenes de fondo.

1.5 MOVIMIENTO DE LAS PARTÍCULAS INDIVIDUALES EN UN FLUJO TURBULENTO

Para las partículas de los sedimentos que se mueven en el fondo, a alturas pequeñas, la suspensión empieza simultáneamente con el inicio de su movimiento por el fondo. El desplazamiento de las partículas de fondo solamente se presenta intermitentemente, es decir, el desprendimiento del lecho sucede a lo largo de cierta longitud.

Un flujo turbulento plano es un campo lleno de vórtices elípticos, cuyos centros se mueven longitudinalmente con velocidades iguales a las locales de la corriente. Ya que las partículas sólidas en el flujo, bajo la acción de su peso, obligatoriamente deben llegar por choques al fondo, la suspensión puede ser garantizada solamente bajo la acción de los vórtices que se encuentran en el fondo. Estos vórtices de fondo juegan un papel importante en la suspensión, pues su movimiento es tal que sus puntos periféricos tienen una velocidad igual a la del fondo de la zona turbulenta. Ellos nacen en las paredes y se destruyen lanzándose de la parte anterior hacia el centro del flujo. Las masas de los vórtices que han sido lanzadas al espesor de la corriente la deforman en sentido longitudinal. En esto, la masa que llega atrae hacia sí a los grupos de partículas del líquido alrededor de él y, al mismo tiempo, las partículas individuales que se desprenden al medio circundante con las partículas de los desprendimientos de la masa en penetración. Para la masa que penetra, la parte desgastada de su propia energía de penetración y de arrastre de la materia que la rodea y la energía comunicada a ella en la dirección de la penetración, hacen que pierda su reserva de energía y, por lo tanto, disminuya la velocidad de su movimiento.

Las masas lanzadas por los vórtices del fondo experimentan una acción por parte del flujo principal, adquieren una velocidad translacional y describen una trayectoria curva con la concavidad hacia arriba y asintótica a la dirección longitudinal del flujo principal (figura 1.95). Pero en la parte principal del flujo turbulento, éste realiza un movimiento que agrupa a varios vórtices elípticos; sus dimensiones según parece son del mismo orden que las dimensiones de los vórtices del fondo, pero tienen velocidades angulares menores.

Las masas que penetran y que son lanzadas por los vórtices de fondo pueden traspasar a éstos en la parte gruesa del flujo, deformándolos y, al mismo tiempo, sufriendo deformaciones por parte de ellos. Si la masa penetrante se encuentra con las líneas de flujo de la parte lateral de los vórtices dirigidos hacia el fondo, ella

pierde su velocidad transversal antes y a una distancia más cercana del fondo, comparándola con algunas distancias estadísticas. Pero si la masa que penetra cae a la región de los flujos periféricos de la parte anterior de los vórtices, la pérdida de la energía de la masa penetrante disminuye y la pérdida total de la velocidad transversal de esta masa se presenta a una mayor distancia del fondo.

Dado que el flujo turbulento está lleno de vórtices con algunas zonas que tienen bajas velocidades transversales de diferentes signos, la variación de las velocidades transversales de cada masa penetrante será diferente.

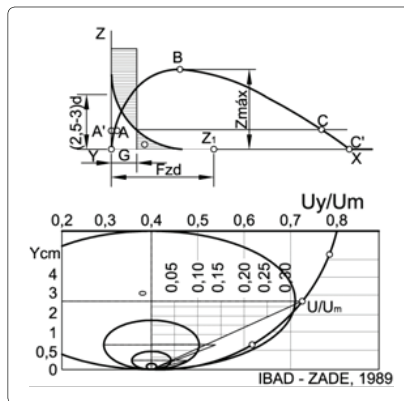
Estos hechos permiten explicar el comportamiento de los sedimentos en suspensión en el flujo. Consideremos el comportamiento de una partícula sólida de diámetro “d”, desde el momento en que se acerca al fondo y empieza a hacer contacto con él.

Dado que en presencia de la suspensión de sedimentos los flujos periféricos inferiores de los vórtices se mueven con velocidades de traslación mayores que las necesarias para el arrastre de las partículas de los sedimentos en el fondo, las partículas no pueden frenar su movimiento durante el contacto y permanecer en reposo. Cuando existen asperezas y depresiones en el lecho, la partícula puede caer en ellas, resultar protegida de la corriente y quedarse estática bastante tiempo, pero a causa de la velocidad, el flujo es capaz de sacar a otra partícula de su estado estático y ponerla en movimiento. De tal manera, la partícula que llega a tener contacto con el piso va a moverse de nuevo, con una velocidad menor a la de las masas de flujo presentes en esta zona. A causa de lo anteriormente indicado, esta partícula obligatoriamente caerá en la órbita de los vórtices y dentro de la órbita de los flujos cuya dirección coincide con la del flujo principal.

En el flujo se encuentran vórtices de diferentes dimensiones; la distribución de las velocidades transversales en ellos de acuerdo con Gonchárov se muestra en la figura 1.95.

Los grandes vórtices, en comparación con los pequeños, tienen una gran velocidad transversal de los flujos periféricos. Sin embargo, a una altura a partir del fondo igual a la dimensión de la partícula más pequeña “d”, la velocidad transversal de los flujos periféricos en los vórtices grandes es menor que en los vórtices pequeños.

Para ciertas velocidades medias en el flujo a una profundidad dada para la cual se producen los fenómenos de suspensión de las partículas de diámetro “d”, las velocidades transversales a la altura “d” del fondo en los vórtices grandes pueden



▲ **Figura 1.95** Trayectoria de las partículas individuales.

ser insuficientes para elevar y atrapar las partículas. Esas velocidades pueden ser también insuficientes en vórtices un poco menores y sólo en los vórtices pequeños la velocidad transversal a la altura “d” puede ser suficiente para elevar las partículas a partir del fondo.

Para los vórtices con dimensiones de 2 a 7,5 cm, en la figura 1.95 se muestra la distribución de las velocidades transversales en el fondo de estos vórtices por medio de líneas rectas inclinadas. Como se ve en la figura, para pequeñas distancias del fondo las velocidades transversales alcanzan el mayor valor en los pequeños vórtices, por lo tanto, la suspensión de las partículas de los sedimentos que alcanzan a hacer contacto con el fondo se presenta de manera selectiva.

Evidentemente, la suspensión y la llegada de las partículas al flujo principal pueden presentarse solamente desde esa altura sobre el fondo con la cual ellos son lanzados por los vórtices junto con algunas masas hacia el flujo principal. Esta altura es cercana a la mitad de la correspondiente a los vórtices que alcanzan a elevar las partículas de estas dimensiones y ellas pueden ser alcanzadas desde el fondo solamente por los vórtices cuya semialtura es del mismo orden y cercana al tamaño de los sólidos que entran en suspensión. De esta manera, la zona del flujo correspondiente a las partículas en suspensión prácticamente debe considerarse que empieza a una altura del fondo igual a la dimensión de las partículas dadas. Para partículas bastante pequeñas no hay fundamento para considerar que ellas son alcanzadas por esos vórtices tan diminutos. En el momento de contacto con el suelo, estas partículas se encontrarán completamente en contacto con el fondo y los vórtices que se hallan en esa zona no están en condiciones de sacarlas de allí, independientemente de su tamaño. Estas partículas tan pequeñas serán alcanzadas solamente en el momento cuando ellas lleguen a la superficie de la capa en donde existe un intercambio de líquido con el flujo principal.

Cuando se tiene un fondo muy rugoso, al respaldo de cada aspereza se forma una zona de vórtices. En la parte delantera, de acuerdo con el flujo de esta zona, permanentemente se están lanzando masas de líquido de la zona de vórtices junto con las partículas de sedimentos que se encuentran en estas profundidades. Luego, ellas son recogidas por los vórtices que se mueven en el fondo y de tal manera se realiza la suspensión de las partículas de los sedimentos a partir del un fondo rugoso. Cuando se tiene un fondo liso, el intercambio entre las capas del fondo del líquido y la capa del flujo turbulento se realiza en forma moderada; el intercambio del líquido entre la capa del fondo y el flujo turbulento se puede realizar solamente en la parte superficial de la capa del fondo como resultado de la acción sobre la superficie de esta capa de las partes posteriores de los vórtices profundos que se dirigen hacia el lecho. En este caso, las masas laterales de los vórtices de fondo orientados hacia éste comprimen hacia un lado parte de la masa cercana y la reemplazan. Al mismo tiempo, hacia el lado de las masas del líquido salen de los límites de la esfera

de acción cohesiva del fondo y por eso fácilmente se unen con las masas de los vórtices que se mueven en él y junto con éstos se realiza la suspensión de las partículas más pequeñas. Estas consideraciones son también válidas para los fondos con alta rugosidad, pero en ellos, además, actúa el mecanismo cinemático indicado anteriormente, el cual garantiza un intenso desprendimiento a partir del lecho. Ahora, para un fondo liso actúa solamente el esquema anteriormente indicado y por eso la suspensión de las partículas a partir de una superficie lisa se realiza en menores proporciones que las de un fondo rugoso, que tiene condiciones idénticas (profundidad, velocidad del flujo y dimensiones de las partículas en suspensión).

Si el flujo no lleva sedimentos (condición de agua clara), la suspensión a partir del fondo no estará acompañada del ingreso de partículas al lecho en la misma cantidad y, por tanto, se presenta socavación. Ahora, si en el flujo ya se tienen sedimentos en suspensión, para determinadas condiciones aparece un equilibrio estocástico, cuando en promedio, durante cierto período de tiempo, el número de partículas extraídas del fondo que entran en suspensión es igual y el número de partículas que llegan al lecho.

Si las velocidades del flujo son relativamente pequeñas y en el fondo puede ser movilizad solamente una parte de las partículas pequeñas de la capa superior, el movimiento de estas partículas se presentará solamente en una capa cercana al fondo, en la cual el intercambio con la zona turbulenta del flujo es pequeño. Por eso, a pesar de que las velocidades transversales en el cuerpo del flujo pueden ser suficientes para suspender las partículas de una dimensión dada, en realidad la suspensión puede no presentarse a causa del escaso intercambio del líquido entre el espesor del flujo turbulento y el de la capa cercana al fondo. Es importante señalar que, en estos casos, se dificulta el ingreso de pequeñas partículas en suspensión del flujo principal hacia la capa cercana al fondo.

Dado que las partículas ya han sido elevadas por el flujo, aunque sea un poco, pero a una altura superior a $2d$, evidentemente ya no se consideran como sedimentos de fondo. Cada partícula que se mueve en el flujo realiza un movimiento, ya sea en el cuerpo principal de la corriente o en contacto con el fondo y, por eso, la diferencia entre los sedimentos de fondo y los sedimentos en suspensión es bastante convencional y se puede caracterizar solamente por medio de consideraciones de tipo geométrico. A causa de que cada partícula en movimiento en un momento se encuentra en suspensión y en otro puede estar en contacto con el lecho, lo más correcto es considerar como sedimentos de fondo a aquellos que en un momento determinado se encuentran cerca de él y en una capa cuya altura es igual o similar a la dimensión de las partículas. Todos los sólidos que se encuentran en un momento dado sobre esta altura o nivel, deben considerarse como sedimentos en suspensión. Por lo tanto, la altura de la capa de flujo en la cual el transporte de partículas de sedimentos se considera de fondo, será menor mientras menor sea el diámetro de las partículas consideradas.

El mecanismo fundamental que garantiza la suspensión desde el fondo es en realidad el debido a los vórtices que se mueven en esa zona. En este mecanismo se diferencian dos fenómenos independientes:

- El atrape de las partículas a partir del fondo y su elevación sobre éste.
- El lanzamiento de las partículas hacia el flujo turbulento principal.

En los fenómenos de atrape de las partículas del lecho con diámetros grandes, cuya dimensión es mayor que el espesor de la capa de fondo, se establece una acción selectiva por parte de los vórtices profundos: las partículas grandes de los sedimentos son atrapadas desde el fondo y se elevan moviéndose con los vórtices de grandes dimensiones y las partículas finas son atrapadas por vórtices más pequeños.

Los vórtices de fondo no están en condiciones de garantizar el atrape de las partículas cuya dimensión es del mismo orden que el espesor de la capa unida al fondo. Este atrape en las corrientes con fondos lisos se realiza cuando las velocidades locales en la capa cercana al fondo alcanza valores para los cuales las partículas pequeñas pueden ser removidas. En los fondos altamente rugosos el desprendimiento de las partículas y su elevación se garantiza por un mecanismo de vórtices que se forman en las depresiones detrás de las protuberancias del fondo. Este hecho fue observado por Gilbert y fue descrito por Bagnold, Velicanov, Danel, Goncharov, Mijailov y otros.

Gilbert estableció que el desplazamiento de las partículas recuerda el vuelo de una bala de cañón que sale con cierta velocidad inicial verticalmente y luego experimenta una acción de frenado a causa del medio que lo rodea, que en este caso es acuoso y también por parte de las fuerzas de gravedad.

Con exclusión del tramo inicial, de inclinación fuerte (figura 1.95), la trayectoria de las partículas se presenta de tal manera que su longitud de lanzamiento siempre es mayor que su altura. Mijailov, con ayuda de filmadoras especiales, determinó las dimensiones de los saltos de los granos con dimensiones de 0,8 a 18 mm. En un flujo cuya velocidad era de 0,56 m/s, construyó un histograma de altura y longitudes de salto. La relación del valor modal de la longitud con respecto a la altura modal resultó igual a 10.

La velocidad longitudinal de las partículas de fondo fue investigada experimentalmente por Vainovishe y por Demientief en flujos a presión cuyas velocidades variaban entre 0,5 y 1,7 m/s. Se realizaron observaciones sobre el transporte de las partículas de grava de dos fracciones, la una de 2 a 3 mm y la otra de 7 a 10 mm. Inmediatamente después del inicio de movimiento la velocidad de las partículas sólidas aumentó en forma escalonada hasta un valor entre la cuarta parte y la mitad del mismo flujo y luego creció casi que linealmente. Los resultados de los experimentos de Vainovich y Demientiev se muestran en la figura 1.96.

Ippen A. y Verma R. (1953) realizaron observaciones sobre la velocidad del movimiento de esferas de vidrio y plástico en un flujo libre y moviéndose por el

fondo, en el cual fue adherida una rugosidad de tipo arenoso. Los resultados hallados son muy similares a los encontrados por Voinovich y Demientiev. Después de que el flujo supera la velocidad no erosiva, la rapidez de transporte de las partículas aumenta en forma escalonada y luego conserva aproximadamente una relación constante con la velocidad del flujo. En los experimentos de Ippen A., Voinovich y Demientiev los valores de esta relación fueron aproximadamente del mismo orden:

$$0,25 < \frac{U_{pfondo}}{U} < 0,5 \quad (1.387)$$

U_{pfondo} - es la velocidad promediada longitudinal de las partículas del fondo; U - es la velocidad media del flujo.

Para obtener una relación más exacta es necesario considerar las variaciones de la velocidad del movimiento de las partículas a lo largo de su camino, es decir, realizar unas ecuaciones del movimiento de las partículas. Esto fue realizado con algunas consideraciones simplificadoras por Yalin; la simplificación fundamental de su esquema teórico consiste en que las pulsaciones turbulentas de la velocidad del líquido no se tiene en cuenta y la velocidad longitudinal promedio del flujo U_x se considera que no varía en la vertical (el fondo es hidráulicamente rugoso):

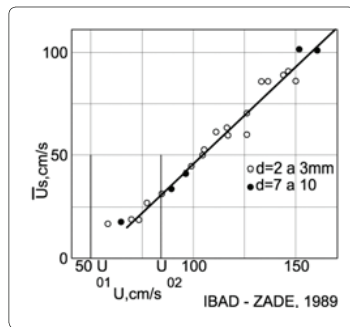
$$\bar{U}_x = 10U_* \quad (1.388)$$

La trayectoria suavizada de las partículas se muestra en la figura 1.95. El tramo inicial de la trayectoria OA es activo. Aquí la partícula empieza a desprenderse a causa del aumento de la fuerza ascensorial P_s sobre el peso W de las partículas en el agua. A una altura “ z_d ” y a causa de la disminución de P_s las fuerzas se igualan para continuar un tramo pasivo de la trayectoria. En su rama descendente AB la componente vertical de la partícula es contrarrestada por la fuerza de gravedad y luego continúa un tramo suave descendente BC’, en donde el peso de la partícula supera la resistencia del agua y llega hasta el fondo.

Despreciando las pequeñas desviaciones A’A al tramo activo de la trayectoria de la vertical, se escribe la ecuación del movimiento para este tramo de la siguiente forma:

$$m \frac{dw}{dT} = P_s - W - F_{R_y} \quad (1.389)$$

m - es la masa de la partícula; w - es la velocidad de caída de la partícula; F_{R_y} - es la componente vertical de la resistencia del agua.



▲ **Figura 1.96** Distribución de las velocidades transversales instantáneas de los vórtices de diferentes dimensiones que se mueven cerca del fondo y de las velocidades locales longitudinales promediadas en un flujo con una profundidad de 0,30 m.

Dividiendo ambos miembros de la expresión 1.389 por W y considerando que:

$$\frac{dw}{dT} = \frac{dw}{dy} \cdot \frac{dy}{dT} = w \frac{dw}{dy}$$

se obtiene:

$$\frac{1}{2} \cdot \frac{m}{W} \cdot \frac{dw^2}{dy} = \frac{P_s}{W} - \frac{F_{Ry}}{W} - 1 \quad (1.390)$$

En el tramo pasivo de la trayectoria:

$$m \frac{dU_x}{dT} = F_{Rx} \quad (1.391)$$

$$+m \frac{dw}{dT} = +F_{Ry} - W \quad (1.392)$$

U_x - es la componente longitudinal de la velocidad de la partícula; F_{Ry} - es la componente longitudinal de la resistencia.

Los signos superiores en la ecuación 1.392 se relacionan con la rama ascendente de la trayectoria y los inferiores a su rama descendente. Es posible despreciar la influencia de la fuerza de sustentación de la parte pasiva de la trayectoria, tal como lo hace Yalin.

La expresión general para la fuerza de sustentación adimensional se puede expresar así:

$$\frac{P_s}{W} = \frac{F_{r0}}{W} f\left(\frac{y}{d}\right) \quad (1.393)$$

F_{r0} - es el valor inicial de la fuerza de sustentación

En la zona de automodelación se tiene:

$$\frac{F_{z0}}{W} = \frac{U_*^2}{U_{*0}^2} \quad (1.394)$$

F_{*0} - es el valor de la velocidad dinámica correspondiente a la condición de equilibrio límite.

Para satisfacer la condición de la función relativa “f”, incluida en la expresión 1.393, $f(0) = 1$; $\lim f(y/d) = 0$.

$$f\left(\frac{y}{d}\right) = e^{-a_o \frac{y}{d}} \quad (1.395)$$

a_o - es una constante empírica.

Después de ésta y a partir de la fórmula 1.393, considerando la ecuación 1.394, se obtiene:

$$\frac{F_y}{W} = \frac{U_*^2}{U_{*0}^2} = e^{-\alpha_o \frac{y}{d}} \quad (1.396)$$

Introduciendo un coeficiente de estabilidad, de acuerdo con la fórmula 1.377:

$$\psi = \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{gd}{U_*^2} \quad (1.397)$$

La ecuación 1.396 se puede reescribir de la siguiente forma:

$$\frac{F_y}{W} = \frac{\psi_0}{\psi} e^{-\alpha_o \frac{y}{d}} \quad (1.398)$$

$$\psi_0 = \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{gd}{U_{*0}^2} \quad (1.399)$$

Considerando una partícula suficientemente gruesa como para incluir las fuerzas de resistencia, Yalin toma:

$$F_{R_y} = C_2 \cdot \rho \cdot w^2 \cdot d^2 \quad (1.400)$$

$$F_{R_x} = C_2 \rho (U_d - U_s)^2 d^2 \quad (1.401)$$

Colocando U_{s3} en la fórmula 1.388, la expresión 1.401 queda así:

$$F_{R_x} = C_2 \rho (10U_* - U_x)^2 d^2 \quad (1.402)$$

Colocando las expresiones de las fuerzas en las ecuaciones de movimiento y realizando la integración de estas ecuaciones para el tramo de la trayectoria desde “A” a “C” (figura 1.95) Yalin obtuvo la fórmula de la velocidad longitudinal promedio de las partículas en suspensión:

$$U_x = \frac{1}{T_c - T_A} \int_{T_A}^{T_c} U_x dT = 10U_* \left\{ 1 - \frac{\psi}{a_\pi (\psi_o - \psi)} \ln \left[1 + \frac{a_\pi (\psi_o - \psi)}{\psi} \right] \right\} \quad (1.403)$$

El valor a_π se determina con la expresión:

$$a_\pi = 2,45 \left(\frac{\rho}{\rho_s} \right)^{0,4} \frac{1}{\sqrt{\psi_o}} \quad (1.404)$$

El valor crítico del índice de estabilidad de fondo, se determina de acuerdo con el gráfico de Shields (figura 1.91).



CAPÍTULO 2

Estudios geomorfológicos

NOMENCLATURA

$H_{\text{máx}}$	Altitud máxima de una cuenca
$H_{\text{mín}}$	Altitud mínima de una cuenca
l_{rec}	Altura de un rectángulo equivalente
$\bar{h}_c$	Altura media de una cuenca
h_{d-Y}	Altura relativa de las dunas
B	Ancho de un río
A_{N-1}	Área de la cuenca de una corriente de un orden anterior
A_N	Área de la cuenca en una corriente de un determinado orden
A_c	Área de una cuenca
C_g	Coefficiente de Gravelius
$\tan\alpha$	Coefficiente de masividad
K_s	Coefficiente de sinuosidad
$C.O.$	Coefficiente orográfico
D_D	Densidad de drenaje
$L.S.$	Factor topográfico
Δ_{SF}	Incremento de la pendiente longitudinal de corrientes naturales consecutivas
Δ_B	Incremento del ancho de corrientes naturales consecutivas
K_{di}	Indicador de la granulometría en una corriente natural

K_{so}	Indicador de la pendiente longitudinal del cauce en una corriente natural
Ky/b	Indicador de la profundidad relativa del cauce de verano de una corriente natural
K_b	Indicador del ancho del cauce de verano en una corriente natural
K_{QO}	Indicador del caudal medio multianual
K_T	Indicativo de la dimensión de una corriente
l_n	Longitud de cada uno de los tramos en que se divide un río
l_N	Longitud de las corrientes de un determinado orden
L_{rec}	Longitud de un rectángulo equivalente
l	Longitud de una recta que une los extremos de una corriente natural
L	Longitud real de una corriente natural
L_N	Longitud total de un río desde su origen hasta su confluencia
N	Orden de las corrientes analizadas en una red hidrográfica
K_f	Parámetro que caracteriza la variación del área lineal de la cuenca en corrientes de diferentes órdenes
S_e	Pendiente de una cuenca
S_{ON+1}	Pendiente longitudinal del cauce en una corriente natural de orden superior
S_{ON}	Pendiente longitudinal del cauce en una corriente natural de orden inferior
S_O	Pendiente longitudinal media del fondo en una corriente natural
P	Perímetro de una cuenca
y	Profundidad del flujo en un cauce
$K_{aM}/\overline{Q}_O$	Relación de las características de los caudales de una corriente natural
K_1	Relación entre la longitud de un río de determinado orden y la longitud de un río de orden anterior
K_S	Relación usada en la fórmula de Rzhanitsin
$\Delta_{B/y}$	Valor relativo del incremento del ancho de corrientes naturales consecutivas
V_e	Volumen de una cuenca

PRESENTACIÓN

Este capítulo se presenta como un marco de referencia y una fundamentación mínima previa al estudio de los procesos morfológicos. Contiene inicialmente las clasificaciones geomorfológicas más comunes, haciendo énfasis en los procesos dinámicos que generan las diferentes geoformas y que están asociados a los cambios en las características de las corrientes naturales y sus elementos relacionados, los cuales condicionan su comportamiento. A continuación se exponen los fundamentos de la teoría sobre la formación de los cauces naturales incluyendo las características estructurales de las redes hidrográficas, las particularidades hidrográficas de un sistema fluvial, la morfología de las corrientes, la evolución de las formas y los factores geomórficos que afectan la estabilidad de los ríos. Por último, se analizan los parámetros empleados para definir la morfología de una cuenca.

Como parte de la geografía física, la geomorfología analiza y describe las formas del relieve terrestre considerando su génesis y transformaciones, es decir, además de investigar la configuración del terreno en sus diferentes manifestaciones, considera los procesos relacionados. Esto incluye a los continentes y océanos, las cadenas montañosas, colinas, depresiones, corrientes naturales, litorales, grandes fosas, llanuras, valles, etc. Resulta interesante que en el estudio de estas formas se apliquen métodos que consideran la dialéctica de la naturaleza, es decir, se correlaciona la forma con el contenido, se diferencia entre procesos y fenómenos, se formulan relaciones de causa y efecto, se siguen las transiciones de calidad a cantidad, se estudia la unidad de los contrarios y se aplican las leyes de acción y reacción. Así, resulta que las configuraciones del paisaje están íntimamente relacionadas con las características de los materiales que las conforman y con la historia de su desarrollo y existe un evidente paralelismo entre las unidades geomorfológicas, las formaciones geológicas que las contienen y los condicionantes climáticos.

Según Viers (1973) la geomorfología busca clasificar y explicar las formas del relieve. Definiciones similares han sido dadas por Villota (2005), Derruau (1966), Strahler (1974), Holmes (1971), Thornbury (1996), Soeters (1976), Van Zuidam (1973), Verstappen (1968) y Bloom (1973), quienes subrayan la importancia de la génesis y evolución de las diferentes formas, la naturaleza y distribución de los materiales y la descripción de los agentes y procesos geomorfológicos modeladores. De la misma manera, Flórez (2003) resalta la diferencia entre los relieves y los modelados aplicada a nuestro territorio. Según este autor, Sensu Tricart (1977) define el relieve como el conjunto de geoformas resultantes de la dinámica interna de la tierra, es decir, de la estructura geológica tales como un escarpe de falla, una fosa tectónica, un relieve de plegamiento con anticlinales y sinclinales, un cono volcánico, etc. Por su parte, el modelado es un término prácticamente opuesto al de relieve, definido como el conjunto de geoformas y de formaciones superficiales

correlativas de los procesos morfogénicos (modeladores) asociados a factores de la dinámica externa (vientos, agua, glaciares, hombre), tales como una llanura aluvial, un modelado kárstico, un modelado eólico, una morrena, una terraza aluvial, etc. Es decir, el relieve está relacionado con procesos terrestres endógenos y el modelado con procesos exógenos, tal como se analizará más adelante.

Se considera también importante definir la fisiografía y establecer sus diferencias con la morfología para delimitar bien sus campos de acción (Villota, 2005). Si se identifica a la fisiografía con la geografía física sencillamente basta con afirmar que la geomorfología hace parte de ella. Sin embargo, en términos prácticos la diferencia fundamental consiste en que la fisiografía enmarca sus análisis dentro de un determinado contexto climático y realiza caracterizaciones del terreno según la naturaleza de su material litológico más superficial, del que se derivan los suelos suprayacentes y/o su edad relativa, además de atributos secundarios de carácter morfométrico como las pendientes, erosión, pedregosidad y drenaje, lo cual sirve de apoyo a los estudios edafológicos principalmente.

El presente capítulo expone los aspectos fundamentales de la geomorfología fluvial, la cual incide de manera directa y clara en la socavación y deformación de cauces bajo puentes. Sin embargo, se trata esencialmente sólo de una síntesis general tendiente a suministrar un marco de referencia al tratamiento de los problemas directamente relacionados con los ríos y confrontar de manera coherente los fenómenos históricos de largo plazo e irreversibles propios de esta disciplina con los eventos cíclicos de menor duración e influencia actual asociados a los procesos morfológicos, tal como se describen en los capítulos 4 y 5 del presente texto.

2.1 ASPECTOS GENERALES

En su expresión más general, la geomorfología diferencia los siguientes niveles categóricos para definir un determinado ambiente: la región fisiográfica, el paisaje, el tipo de relieve y la forma del terreno. En este contexto emerge el concepto de unidad morfológica fundamental (geoforma). En un sentido geológico, en la escuela norteamericana este término se emplea como un concepto que combina una descripción de la expresión superficial de un terreno con inferencias acerca de su estructura y altitud. Desde el punto de vista ambiental, los rasgos más característicos de la Tierra pueden presentarse en distintas unidades morfológicas de manera que cada una de ellas presente, por separado y con suficiente claridad, las propiedades comunes del suelo, relieve, litología y aguas subterráneas. Para otros, este concepto significa una característica del terreno, generalmente de tercer orden, creada por un proceso natural, como una expresión tal que puede ser descrita y reconocida en términos de rasgos típicos donde quiera que ello ocurra, y que, una vez identificada, suministra una información adicional sobre su propia estructura e, incluso, sobre su composición, textura o uni-

formidad. Las formas de primer orden son los continentes y océanos; de segundo orden, las cordilleras y de tercer orden, valles, lagos, riberas, etc. En un sentido estrictamente visual estas formas se clasifican en valles, montañas, acantilados, depresiones, llanuras, etc. Una definición más sintética considera a estas unidades como terrenos formados por un proceso natural, que tienen una composición definida y un conjunto de características físicas y visuales que aparecen donde quiera que se encuentre la unidad morfológica territorial. Según Savigear (1965), se trata de una superficie de tierra con características morfológicas distintivas que pueden ser atribuidas a la dominancia de un proceso particular o a una estructura concreta en el curso de su desarrollo, en el cual la configuración debe quedar claramente reflejada. Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Ministerio del Medio Ambiente. España.

La forma del relieve tiene una particular importancia a la hora de realizar un estudio del medio físico. Independientemente del objetivo a alcanzar, siempre hay que tener presente el modelado de la superficie terrestre y es importante la influencia que pueda ejercer en la definición de otros elementos y determinados procesos. Así, por ejemplo, la climatología general de amplias áreas puede verse modificada según la configuración del terreno. Es evidente la importancia que tiene una cadena montañosa, dando lugar al ascenso de las masas de aire y a una pluviosidad que, en otro caso, no se produciría, o los microclimas que se originan en los fondos de los valles.

La relación con la edafología es notable, siempre que entre en juego el factor tiempo. Se sabe que un suelo depende de factores litológicos, climáticos y geomorfológicos en cuanto a su génesis; la importancia concedida a cada uno de estos factores varía según la escuela de que se trate, pero siempre es claro que al estudiar la capacidad de un suelo frente a un tipo cualquiera de actuación habrá que considerar no sólo el relieve sobre el que se ha formado dicho suelo, sino, a su vez, cómo dicho relieve, por su misma configuración, incide en las capacidades potenciales del suelo. Es decir, se trata de una relación dialéctica de causa-efecto.

La geomorfología facilita una correcta interpretación de la textura y composición de suelos que se han formado por previa alteración y transporte, ya que las características geomorfológicas condicionan el depósito de los materiales transportados. Por ejemplo, en un terreno escarpado, los cambios de las pendientes están relacionados con el proceso de erosión y depósito, de forma que aquél condiciona las características del suelo. En el cuadro 2.1 se puede ver la relación entre el grado de pendiente, proceso de erosión-depósito, textura del suelo resultante, así como el tipo geomorfológico sobre el que se asienta el suelo en la actualidad.

La relación de la geomorfología con la hidrología es evidente. En realidad, el modelo terrestre es, en gran parte, consecuencia de fenómenos hidrológicos. En cuanto a la vegetación, la altitud y exposición para una altitud dada son factores limitantes. La pendiente, de forma indirecta, afecta a la velocidad de drenaje y, por tanto, a la disponibilidad de agua para las plantas, etc.

Pendiente en grados	Proceso de erosión-depósito	Textura del suelo	Tipo geomorfológico
60° - 90°	Alteración atmosférica y movimiento de masas (desprendimiento de rocas y deslizamientos)	Ninguna (roca madre compacta)	Escarpe Cuesta Risco
20° - 40°	Depósito de rocas	Muy gruesa	Taludes y conos de desmoronamiento
5° - 10°	Escorrentía, depósito de rocas	Gruesa con mezcla de arena, limo, arcilla	Pie de ladera o terraza
0° - 5°	Depósito fluvial	Arcillas, limos, arenas y partículas mayores	Llanuras de Inundación

(Marsh, 1978)

▲ **Cuadro 2.1** Procesos típicos, textura y geomorfología de un terreno en función de su pendiente.

De forma general, los estudios del medio físico se pueden clasificar en sintéticos, definidores de unidades homogéneas, o bien, analíticos (paramétricos). Los primeros parten del hecho de que en todo territorio pueden distinguirse regiones naturales que tienen su origen en procesos climáticos y tectónicos. A partir de ellos, y sobre particulares condiciones geomorfológicas y edáficas, se producirán paisajes diferentes. Esta síntesis general de procesos complejos está en la base de los métodos de unidades homogéneas, que predicen las características de determinados paisajes a partir de otros conocidos. Cada unidad es una síntesis del conjunto de factores que la constituyen. El criterio fundamental para definir dichas unidades debe ser analizar las particularidades fundamentales del medio, entre los que se suele encontrar la geomorfología, y prescindir de aquellos factores que no sean esenciales para la diferenciación de la unidad. Estas unidades homogéneas suelen ser denominadas “unidades de paisaje”, al considerarse a éste como una síntesis del medio físico y biótico. Los métodos surgidos de este enfoque tienen la ventaja de ayudar a explicar las causas fundamentales de las diferencias territoriales, así como también proporcionar una visión de conjunto para cada unidad.

Los enfoques paramétricos clasifican y subdividen el territorio: unas veces con base en un factor o elemento del medio seleccionado, otras a partir de varios elementos. En ambos casos se obtiene para cada componente un mapa temático que, en caso de ser varios elementos, se integrarán en un mapa final. Por ejemplo, si se subdivide el territorio según la altitud, se considerarán unas determinadas clases que se plasmarán en un mapa. Pero a veces es conveniente considerar parámetros adicionales que, al superponerlos a las unidades de altitud, originarán mapas de mayor complejidad. Incluso, es factible también añadir criterios numéricos para dar un carácter cuantitativo al conjunto (Mitchel, 1973). Una de las ventajas que presenta este tipo de enfoque frente al sintético es que en él es menos subjetiva la

interpretación de las unidades geomorfológicas y en inventarios estadísticos es un método más útil para estimar varianzas o cualquier otra medida de dispersión de los valores del factor considerado. Al mismo tiempo, permite diseñar de forma más correcta un plan de muestreo. Sin embargo, este enfoque también posee desventajas. En primer lugar, sólo sirve para estudios muy particulares, y es necesaria una cartografía más amplia y detallada, por lo que sólo será operativo para áreas a nivel regional, aunque, gracias al empleo de sensores remotos estos problemas se están subsanando día a día.

Allí donde la geomorfología desarrolla un papel fundamental es en el enfoque sintético de unidades homogéneas o unidades de paisaje por cuanto el relieve las delimita de forma natural. Desde este punto de vista, (Brink y otros, 1965), establecen la siguiente clasificación jerárquica ascendente, según la extensión del territorio a considerar, muy completa, y con una terminología comúnmente usada (cuadro 2.2).

Nombre	Concepto que abarca	Escala recomendada
División territorial Zona territorial	Región climática extensa. Amplia forma representativa de una estructura continental.	1 : 15.000.000
Provincias territoriales	Conjuntos de formas y otras características superficiales a una escala que represente una estructura de segundo orden o una asociación litológica amplia.	1 : 5000.000 1 : 15.000.000
Regiones territoriales	Proporciones más detalladas de formas superficiales con propiedades que expresen una unidad litológica o una asociación litológica cerrada, que hayan sufrido una evolución geomorfológica comparable.	1: 1.000.000 1: 5.000.000
Sistemas territoriales	Modelo recurrente de facetas territoriales ligadas genéticamente.	1: 250.000 1 :1.000.000
Facetas territoriales	Uno o más elementos de suelo agrupados para fines prácticos: zona del territorio que es razonablemente homogénea y claramente distinguible del terreno que le rodea.	1 : 10.000 1 : 80.000
Elemento territorial	La más pequeña división del paisaje para fines prácticos; uniformidad en litología, morfología, suelo y vegetación.	No se representa sino a escala de proyecto.

(Brink y otros, 1965)

▲ **Cuadro 2.2** Clasificación jerárquica ascendente de Brink.

Según la metodología de la escuela australiana, a través de la fotografía aérea se delimitan los sistemas de terrenos, que son las unidades cartografiables a escala 1:250.000, subdividiéndolas en unidades elementales, según morfología, características del suelo, grupo de suelo, según la clasificación de la AASHO y vegetación. Todo ello se describe en una ficha explicativa para cada sistema de terreno, en la que se detallan los siguientes aspectos:

1. Geomorfología (se enumeran todas las características notables y se adjunta un esquema para mayor comprensión).
2. Parámetros del terreno, tales como altitud máxima y mínima, pendientes.
3. Litología. Cada unidad se subdivide en unidades elementales.

Estas metodologías de la CSIRO tienen interés para estudios de grandes zonas a pequeña escala, pues proporcionan una información general del área a estudiar. Sin embargo, si se quiere profundizar el estudio del medio físico para analizar los usos potenciales del suelo, habrá que aumentar la escala a 1:25.000—1:100.000.

Por su parte, los canadienses proponen usar cuatro niveles progresivos de clasificación, que han sido aplicados para el inventario general de Canadá. Estos niveles se esquematizan de la siguiente forma en el cuadro 2.3:

Nivel	Denominación de la unidad	Escala de la cartografía
1.....	Región territorial	1:1.000.000 a 1.3.000.000
2.....	Distrito territorial	1:500.000 a 1:1.000.000
3.....	Sistema territorial	1:125.000 a 1:500.000
4.....	Tipo territorial	1:10.000 a 1:20.000

(Guía para la elaboración de estudios del medio físico, 1998)

▲ **Cuadro 2.3** Clasificación territorial canadiense.

La región territorial se define como un territorio extenso, más o menos heterogéneo, bajo un determinado dominio climático, característico por su vegetación, en un sentido amplio.

El distrito territorial es un área del territorio caracterizada por un patrón definido de relieve, geología, geomorfología y asociaciones vegetales. Es una subdivisión de la anterior, según criterios geomorfológicos.

El sistema territorial es un concepto análogo al definido por (Christian, 1958) en Australia y es un área en la que existe un modelo recurrente de unidades geomorfológicas, suelos y vegetación.

El tipo territorial es un área de determinado origen geológico, homogénea en cuanto a la combinación de suelo y cronosecuencia de la vegetación que concurre en ella. Para la definición de sistema territorial, que es la unidad elemental básica inventariable propuesta, se establecen tipos de geomorfología basados en: material

originario del suelo (textura, espesor del depósito, composición química y geológica, grado de compactación) y topografía y relieve. Se destacan a su vez: a. Variación de altitudes por unidad de longitud, b. Frecuencia de los grados de pendiente por unidad de longitud, c. Gradiente de pendiente. Génesis de las formas. Hay que subrayar, una vez más, la amplitud con que se hace uso del concepto de geomorfología. Se puede observar cómo en este caso se considera a la litología como factor preponderante.

El enfoque soviético se asemeja también al australiano. La unidad básica es la facie, que representa la más pequeña subdivisión física del paisaje con homogeneidad geomorfológica, hábitat y biogénesis semejantes. En orden creciente en tamaño, el siguiente nivel es una agrupación de facies con un sustrato homogéneo y un drenaje común, la cual se puede determinar con fotografías aéreas.

Para la caracterización morfológica de pequeñas áreas tiene gran interés el método de la Sheffield School, basado en las técnicas de (Savigear 1952, 1956 y 1962) para determinar y describir la pendiente y desarrollado en mapas morfológicos por (Savigear, 1960 y 1965); (Bridges, 1963) y (Curtis, 1965). Los objetivos perseguidos consisten en determinar los orígenes de pequeñas subdivisiones geométricas (hacen hincapié en las formas superficiales) y discontinuidades en el paisaje. Se mapifican a escalas comprendidas entre 1:1.250 y 1:63.360. Para la caracterización de unidades utilizan los siguientes grados de pendiente: terreno llano: pendiente $< 2^\circ$; terreno pendiente: pendiente $2^\circ - 40^\circ$; terreno escarpado: pendiente $> 40^\circ$.

Los análisis espaciales han supuesto una revolución en la toma de datos, su procesamiento y su cartografía. La morfometría está teniendo un gran desarrollo, que ha permitido la puesta a punto de procedimientos de medidas, como en el caso de gradiente de pendientes, tipos de pendiente, etc. Asimismo se ha intentado describir, a través de parámetros numéricos, tipos geomorfológicos, principalmente con el concurso de procesos muy elaborados y la estimación en función de relaciones empíricas. Aún se tiene que avanzar más en esta línea para que puedan plasmarse sus resultados en mapas temáticos de forma sencilla.

Bajo un enfoque analítico o paramétrico, caben dos formas básicas y elementales de cartografiar la geomorfología: mediante varios elementos, según se entienda ésta como una síntesis de elementos o aspectos tales como pendiente, formas topográficas, altitud y exposición, o bien, como un único elemento que, aunque complejo, se puede caracterizar por un solo aspecto. La primera línea es la más común y la cartografía se hace de forma separada, aunque luego puede integrarse obteniéndose los mapas temáticos que se consideran adecuados inventariando cada aspecto de alguna de las formas adoptadas en cada método.

La segunda línea, mucho menos frecuente, sólo parece indicado utilizarla para estudios muy concretos, con un solo objetivo, en los que sólo sea necesario resaltar un único aspecto, que se inventariará como en el caso anterior.

Al respecto, resalta de manera especial el Mapa Geomorfológico de Francia, escala 1:50.000, realizado en 1971 por el Centre National de la Recherche Scientifique. Dicho mapa presenta gran interés por la información exhaustiva que proporciona. La complejidad de aspectos que abarca la geomorfología supone la utilización de un elevado número de parámetros para definir una unidad, por lo que será necesario una debida sistematización de los mismos. Los expertos franceses han elegido las siguientes grandes líneas, a partir de las cuales se elabora toda la información precisa:

1. *Localización*: se lleva a cabo por medio de las coordenadas de Lambert y por la altitud. A partir de ellas, y por métodos automáticos, se puede obtener información relativa a pendiente, exposición, relaciones con unidades vecinas, etc.
 2. *Contexto estructural*: hace referencia a litología tectónica y estructura regional.
 3. *Contexto morfogenético*: se trata de los procesos que han modelado una determinada forma y al medio en que se han desarrollado.
 4. *Formaciones superficiales*: indican la naturaleza de las formas superficiales, según granulometría y fenómenos de consolidación, e informan sobre su espesor.
 5. *Formas del terreno*: se asocia al tipo de forma, eventuales microformas superpuestas, disposición en el espacio y grado de actividad de tales formas. Sin descender hasta el último nivel en la clasificación, se resume la efectuada con referencia a las formas del terreno, por su integridad y sistematización, así como por el carácter general que posee.
- a. **Formas endógenas.**
 1. *Formas derivadas del vulcanismo*. Formas construidas. Formas resultantes de una destrucción por el vulcanismo. Formas de disección debidas al material volcánico.
 2. *Formas tectónicas originales*.
 3. *Formas estructurales y pseudo-estructurales*. Estructura plegada con despegues. Estructura en pliegues suaves. Formas pseudo-tectónicas.
 4. Elementos subordinados del relieve volcánico. Manifestaciones de actividad que se traducen en formas subordinadas.
 - b. **Formas debidas a los agentes externos.** Modelado de los interfluvios.
 1. *Vertientes*. Formas mayores: derrubios. Desprendimientos. Movimientos en masa profundos. Movimientos en masa superficiales. Subfusión. Arroyada difusa. Arroyada concentrada (erosión). Arroyada concentrada (acumulación). Dinámica mixta. Morfografía de las vertientes: vertientes simples. Vertientes complejas. Formas subordinadas: interpretación genética. Morfografía.
 2. *Diversas formas de interfluvios*. Glacis. Glacis de denudación. Glacis con material detrítico. Superficies planas. Relieves residuales. Formas subordinadas de los relieves residuales.
 3. *Acciones eólicas*. Acciones bioeólicas. Acciones mecánicas. Deflación. Acumulación. Formas subordinadas: tipos de dunas. Eolizaciones.
 4. *Acciones fluviales*. Tipos de lecho: rocoso. Móvil. Acumulaciones: llanuras aluviales de acumulaciones latera-

les. Llanuras aluviales de acumulaciones longitudinales. Formas asociadas a los canales. Formas policíclicas. Formas subordinadas. Morfometría de los bordes de terrazas. Orillas. 5. *Acciones litorales marinas y lacustres*. Formas de erosión: acantilados. Rellanos rocosos. Formas de erosión en material blando. Formas de acumulación: canales de marea. Acumulaciones deltaicas y lagunares. Formas policíclicas. Formas subordinadas: formas no específicas del dominio litoral. Formas específicas del dominio litoral. 6. *Fenómenos kársticos*. Formas de ablación. Formas de acumulación. Hidrología. Varios. 7. *Dominio glaciar. Fenómenos glaciares: denudación*. Acumulación. Fenómenos fluvioglaciares: Erosión. Acumulación. Acumulaciones yuxtapuestas y posglaciares. Glaciares rocosos. Fenómenos mixtos. Formas subordinadas. Efectos de superficie. Formas subordinadas. Glacitectónica. 8. *Dominio periglaciar o crionival*. Acción del hielo-hielo: geliflujión. Acciones mixtas. Acciones nivales: Acciones puras. Acciones mixtas. Formas y manifestaciones subordinadas.

2.2 CLASIFICACIONES GEOMORFOLÓGICAS GENERALES UTILIZADAS EN DIFERENTES PAÍSES

Existe un gran número de clasificaciones de carácter geomorfológico. Para la caracterización de las formas topográficas se cuenta con métodos extensos (Ruiz de la Torre y Ruiz Del Castillo, 1977). Su objeto es disponer de un medio de tipificar la vegetación en función de la situación del relieve. Entre los muchos aspectos que los autores consideran para llevar a cabo un inventario, interesa resaltar los que denominan *Topografía general y Situación topográfica local*, según sea la extensión del área de estudio. Los tipos de cada uno de ellos se muestran en el cuadro 2.4:

Situación	Topografía General
Montaña	Llanura litoral
Media montaña	Valle
Pie de monte	Costa
Meseta	Barranco, hoz, cañón
Llanura baja	Delta marino
Circo	
Situación	Topografía Local
Cumbre	Borde de páramo
Puerto Ladera	
Divisoria	Cuerda en ladera
Teso	Vaguada en ladera
Páramo	Cono de derrubios.
Acantilado	Glacis
Loma	Ladera ondulada.
Morrena frontal	Vaguada.
Barranco	Ribera de río o arroyo
Ribera de río torrencial	Ribera de rambla.
Fondo o cauce de río o arroyo	Fondo o cauce de río torrencial.
Fondo o cauce de rambla	Llano.
Margen de embalse	Vaso de embalse.
Soto	Cola de embalse

(Guía para la elaboración de estudios del medio físico, 1998)

▲ Cuadro 2.4 Aspectos relevantes para realizar un inventario.

Está claro que el nivel de detalle estará en consonancia con la escala de trabajo y que se pueden admitir combinaciones de ambas escalas.

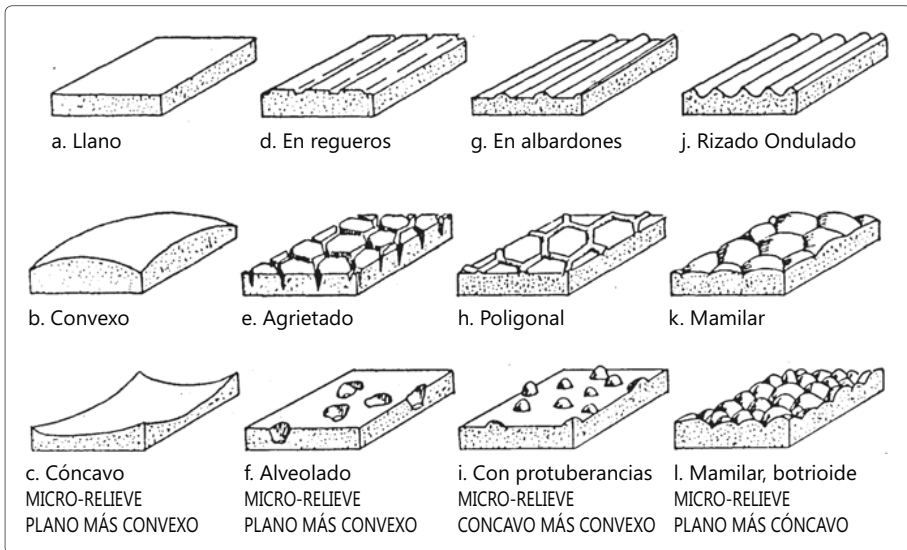
El Centre d'Etudes Phytosociologiques et Ecologiques de Montpellier, (1968) utiliza las siguientes formas de relieve, muy útiles para ser cartografiadas e ilustrativas del modelado del área, siempre que ésta sea extensa y la escala de trabajo sea 1:25.000-1:100.000 e, incluso, más pequeñas. Llanura, pendiente inferior a 1 por 100. Escarpe: terreno inclinado. Si la pendiente es superior al 100 por 100, escarpe propiamente dicho; si es fuerte pero inferior al 200 por 100 se denomina *cornisa*; si es 275 por 100 el escarpe se califica de *agudo*. Ladera: pendiente entre 1 y 100 por 100. Si la forma es cóncava, se denomina *bas de versant*; si es convexa, *haut de versant*, y si es relativamente plana, *mi-versant*. Rellano: superficie de pendiente suave limitada por dos vertientes cuya pendiente es bastante fuerte. Cumbres redondeadas: relieve convexo sin aristas vivas. Si las laderas divergen en todas direcciones desde el punto más alto, se trata de un *cerro*; si divergen en dos direcciones solamente, es una *cresta*. Cumbres aristadas: relieve convexo con aristas vivas. Si las laderas divergen en todas direcciones, se denomina *pico*; si lo hacen en dos direcciones, *arista*. Depresión es una forma de relieve cóncavo. Si las pendientes convergen en todas direcciones, se trata de *depresiones cerradas*; si no es así, se denominan *depresiones abiertas*. *Micro-relieve*. En los estudios por métodos estadísticos se hace necesario caracterizar el relieve a partir de parcelas de muestreo. El relieve característico de estas parcelas se denomina *micro-relieve*, por la pequeña extensión que abarca la parcela y por representar accidentes lo suficientemente pequeños como para no aparecer en los mapas topográficos. También conviene conocer la topografía de los alrededores para analizar el contexto en que se halla enclavada la parcela. Estas formas elementales de relieve son cada vez más fáciles de inventariar, gracias a la utilización de métodos automáticos que permitan archivar una ingente cantidad de información para su análisis posterior.

Se distinguen como elementos constitutivos: elementos planos, elementos cóncavos, elementos convexos, que pueden estar combinados. Las formas elementales son: microrelieve plano-convexo: alveolado, agrietado, en regueros; microrelieve plano-cóncavo: ondulado, en polígonos, en caballones; micro-relieve cóncavo-convexo: micromamilar, mamilar, rizado-ondulado.

Algunas clasificaciones propuestas (Guerra y Monturiol, 1978) distinguen entre la posición topográfica, la pendiente del terreno circundante, el micro-relieve y la pendiente del lugar donde se toma el perfil del suelo. En este caso, igual que en estudios de la relación entre relieves y otros elementos, puede ser válida la división del territorio en parcelas (cuadradas, hexagonales, etc.) para efectuar una clasificación detallada del relieve.

En la clasificación siguiente, los dos primeros aspectos hacen alusión al relieve general y periférico de las parcelas consideradas. Los dos aspectos restantes aluden

al microrelieve de la parcela en cuestión: Posición fisiográfica: meseta, cumbre, cresta escarpada. Pendiente o ladera: convexa, cóncava. Terraza. Fondo del valle. Planicie no aluvial. Forma del terreno circundante (Pendiente): Llano o casi llano (pendiente $< 2\%$), ondulado (pendiente entre 2 y 8%), fuertemente ondulado (pendientes máximas entre 8 y 16%), de colinas (variación moderada de las elevaciones, pendiente máxima entre 16 y 30%), montañoso (grandes variaciones de elevación). Microtopografía: ondulaciones, depresiones, colinas, formas de erosión diferencial, paleocanales y paleocauces, terrazas de solifluxión, surcos, lapiaz lenar y campos de piedras (figura 2.1).



Guía para la elaboración de estudios del medio físico, 1998

▲ **Figura 2.1** Clasificación geomorfológica general.

Como se observará, la escala de aplicación de esta clasificación es mucho mayor que la homóloga propuesta por el Centre d'Etudes Phytosociologiques et Ecologiques de Montpellier, descrita anteriormente. Aparte de estar encaminadas a objetivos diferentes, es de subrayar la falta de uniformidad entre las escalas propuestas por distintos autores (cuadros 2.5 y 2.6).

Pendiente (%)	Micro-relieve de la parcela
0 - 2.....	Llano o casi llano
3 - 5.....	Suave
6 - 8.....	Moderado
9 - 15.....	Moderadamente acentuado
16 - 25.....	Acentuado
> 25.....	Muy acentuado

(Guía para la elaboración de estudios del medio físico, 1998).

▲ **Cuadro 2.5** Pendiente de la superficie donde se toma el perfil del suelo.

III. Arenas que en el Cenozoico han estado influenciadas por:	II. Aspectos dominantes del proceso principal	I. Influencias secundarias importantes
1. Cobertura por glaciaciones 1.2. Procesos fluvioglaciares y otros relacionados con ellos	1.1. Morrenas y erosión glaciár Sedimentos orgánicos y lacustres Actividad humana Vegetación	Depósitos eólicos Actividad fluvial
2. Sedimentos eólicos cubiertas 2.2. Formación de dunas	2.1. Amplias extensiones Condiciones hidromórficas Actividad humana Vegetación Actividad continuada del viento Vegetación Actividad humana	Erosión
3. Erupciones volcánicas 3.2. Erupciones de ceniza 3.3. Residuos volcánicos	3.1. Erupciones de lava Erosión Vegetación Condiciones hidromórficas y lacustres Actividad humana	Condiciones de aridez
4. Procesos orogénicos	4.1. Plegamientos Condiciones de aridez Condiciones periglaciares Erosión Vegetación	Procesos glaciares

▲ **Cuadro 2.6** Clasificación de sistemas fisiográficos reconocibles por fotointerpretación, para uso en estudios de suelo (Vink, 1968) *Continúa*.

III. Arenas que en el Cenozoico han estado influenciadas por:	II. Aspectos dominantes del proceso principal	I. Influencias secundarias importantes
4.2. Fallas	Actividad fluvial Condiciones hidromórficas	
5. Movimientos tectónicos no orogénicos. 5.3. Subsistencia	5.1. Bloques desprendidos 5.2. Sobreelevaciones	Erosión Actividad fluvial
6. Penillanuras en formaciones antiguas 6.2. En formaciones sedimentarias o débilmente metamorizadas.	6.1. En formaciones metamórficas o cristalinas.	
7. Cambios de clima 7.2. Actividad periglacial	7.1. Períodos de lluvias Actividad eólica Actividad humana.	Condiciones hidromórficas
8. Sedimentación por el agua 8.2. Marina 8.3. Lacustre 8.4. Fondos marinos	8.1. Fluvial Actividad humana. Fluvial. Marino. Glacial. Actividad humana. Mesotróficos.	Erosión. Formación de turbas.
9. Formación de materiales orgánicos. 9.2. Mesotróficos 9.3. Oligotróficos	9.1 Periglacial. Actividad humana.	Glacial. Actividad eólica.
10. Erosión 10.2. Erosión de escarpes 10.3. Erosión y coluvios	10.1. Tierras erosionadas Sin subdivisión. Sin subdivisión.	Sin subdivisión.

(Guía para la elaboración de estudios del medio físico, 1998)

▲ **Cuadro 2.6** Clasificación de sistemas fisiográficos reconocibles por fotointerpretación, para uso en estudios de suelo (Vink, 1968).

Teniendo en cuenta su génesis orográfica y el flujo de agua, así como el resultado de ambos procesos, se ha propuesto dividir las laderas en cuatro unidades (King, 1962): crestas, escarpes, pendientes de derrubios y pédiment (en sentido geológico). Cada uno de estos tipos está asociado con diferentes procesos hídricos y de movimientos de tierras.

Las clasificaciones que siguen pueden tener una directa aplicación al ámbito de estudios del medio físico a escala nacional o regional. Sin embargo, para estu-

dios locales puede ser necesario acudir a clasificaciones y descripciones de tipos de depósitos más especializadas. Por esta razón, junto a la definición de los distintos tipos de depósitos superficiales se dan referencias bibliográficas de trabajos que tratan con suficiente detalle los diferentes apartados.

Depósitos de medios continentales. Dentro de los medios sedimentarios continentales se pueden diferenciar dos grandes grupos: uno en el que el agente principal de depósito es el aire o el hielo, que comprende los medios desérticos, áridos, glaciares o periglaciares; otro cuyo agente principal de depósito es el agua, en que se incluyen los medios fluviales, lacustres y palustres (Corrales, 1977).

- a. **Medios sedimentarios desérticos.** Se caracterizan porque en ellos el agente principal de transporte y depósito es el viento. Existen diferentes escenarios en los que el viento puede transportar y depositar partículas sueltas, ya que, como señala Allen (1970), la condición para que el viento pueda actuar es la ausencia de cobertura vegetal o de suelo. Los depósitos típicos de los desiertos son los producidos por la acumulación de arenas debido a la acción del viento; no obstante existen otros, estrechamente relacionados con este medio, depositados en sus márgenes o bien formados en el propio desierto, aunque no por acción del viento; tienen una importancia mucho mayor que las acumulaciones de arenas. La clasificación de ambos tipos se da a continuación:

Depósitos de desierto no eólicos. Panglomerados: depósitos debidos a corrientes de agua en los medios desérticos; se caracterizan por estar formados por materiales heterométricos, poco redondeados. Composición mineralógica variada, potencia reducida y mala estratificación (Reinek y Singh, 1973; Corrales, 1977). Playas: llanuras de fango y sales formadas al desaparecer lagos anteriores en desiertos localizados en cuencas endorreicas. Las sales más frecuentes en estos lugares son la halita y el yeso (Gleunie, 1970; Oomkens, 1965).

Depósitos eólicos de desierto. Crestas: formas transversas constituidas por arenas, generalmente gruesas, gravas y cantos. Se originan por combinación de procesos de deflación y sedimentación (Gleunie, 1970). Ripples: formas desérticas de gran extensión lateral, que aparecen como pequeñas crestas rectas o ligeramente sinuosas, dispuestas en la dirección del viento (Allen; 1970; Gleunie, 1970). Llanuras de arena: formadas por acumulación de arenas que presentan internamente una estratificación horizontal (Gleunie, 1970). Dunas: montículo o cresta, generalmente de arena transportada por el viento. Para formarse requieren: material arenoso suelto de gran extensión superficial, nivel freático profundo y vegetación escasa, amplia extensión de llanuras devastadas, movimiento fuerte del viento en una dirección predominante. Pueden distinguirse diferentes formas:

- Transversales: Se caracterizan por poseer su dimensión mayor, perpendicular a la dirección del viento dominante, así como por tener, en general,

crestas prácticamente rectas. Tipos especiales de dunas transversales son los constituidos por los *barjanes* y las dunas en forma de U. Los barjanes vistos en planta presentan forma de media luna, con las puntas a favor del viento. Las dunas en forma de U aparecen cuando alguna de las formas de dunas antes citadas están sometidas a vientos muy fuertes y de dirección constante, con pequeño aporte de arena (Reinek, 1972; Allen, 1970; Gleunie, 1970; Mckee, 1966).

- Longitudinales: Las más conocidas son las que reciben el nombre de «seif». Se disponen paralelamente unas a otras, quedando separadas por una zona llana, amplia. Las dunas longitudinales son las predominantes en muchos desiertos actuales (Bigarella, 1972; Folk, 1971).
- Dunas en forma de estrella: Estas dunas se forman en lugares con vientos muy variables en dirección y poco aporte de arenas.

- b. Depósitos en medios áridos.** Los depósitos más típicos de estas zonas son los «abanicos aluviales», que se originan por acumulaciones de aluviones sobre un pie de monte. Aunque los abanicos aluviales son más frecuentes en regiones con climas áridos, también se pueden formar bajo condiciones de climas húmedos. Pueden distinguirse:

Abanicos debidos a corrientes laminares: se producen por la acción de aguas cargadas de sedimentos que no circulan por un cauce, sino en láminas de escasa profundidad. Están constituidos por arenas, gravas y limos (Bull, 1972). Depósitos de cauce: formados por partículas de mayor diámetro que los anteriores.

Depósitos de tamiz: formados en aquellos abanicos cuyo material tiene un espesor y una permeabilidad tales que toda el agua que circula por la superficie del abanico se infiltra antes de llegar al final de aquel (Hooke, 1967).

Depósitos de «debris-flow»: Son depósitos originados por corrientes cargadas de gran cantidad de partículas finas (arcillas y limos). Vistas en planta presentan forma lobulada. Las condiciones para que se produzcan son: gran cantidad de agua en un corto período de tiempo, laderas pendientes y sin vegetación, área madre con materiales cuya meteorización da lugar a gran cantidad de limos y arcillas.

- c. Depósitos en medios glaciares y periglaciares.** Ambos depósitos se caracterizan por localizarse en regiones con latitudes altas o elevadas altitudes. La meteorización es mecánica y los depósitos originados presentan una gran inmadurez mineralógica y textural. En los medios glaciares el hielo es el principal agente de erosión, transporte y sedimentación, aunque en los bordes de las masas glaciares, donde se inicia su ablación, juegan también un papel importante las aguas resultantes de la fusión. Se caracterizan por tener gran diversidad de tamaños, que varían desde bloques hasta arcillas. Por ello, el porcentaje de cada clase granulométrica, en el depósito final, es variable y dependiente de

multitud de factores (Kukal 1971). Los materiales en los depósitos proceden no sólo de las rocas sobre las que se extiende la masa de hielo, sino también de los relieves adyacentes.

Dentro de los medios glaciares pueden distinguirse depósitos morrénicos, glaciofluviales, glaciales de inundación y glaciolacustres.

Depósitos del hielo. Se forman en contacto con el glaciar. Presentan los siguientes tipos: Tills: los depósitos más importantes del medio glaciar sedimentados directamente por la acción del hielo son los tills o morrenas (algunos autores reservan el término morrena para referirse al aspecto morfológico del depósito). El término till se emplea para referirse a sedimentos glaciares sin consolidar, reservándose el nombre de tillitas para los tills ya endurecidos (Harland y col., 1966). Los tills y tillitas reciben distintas adjetivaciones respecto a su posición en la masa glaciar: frontal, terminal, de fondo y lateral. Drumlin: es una acumulación, generalmente en forma elíptica, vista en planta, mientras que en sección presenta formas variadas (recuerda el perfil de una ballena). Asimismo son depósitos formados por materiales sedimentados directamente por la acción del hielo (Holmes, 1965).

Depósitos glaciofluviales. Al fundirse el hielo, el agua resultante transporta gran cantidad de residuos que se depositan formando: Eskers: acumulaciones que se presentan en forma de bandas estrechas y sinuosas, en cuya sedimentación han intervenido el hielo y el agua procedente de la fusión (Allen, 1970). Kames: se forman por la acumulación pobremente estratificada de arenas y gravas en depresiones de la superficie o del interior del hielo glaciar. Cuando el hielo se derrite, estas acumulaciones permanecen en forma de pequeños montículos con la cima aplanada (Keller, 1962). A veces estas acumulaciones de arenas y gravas se depositan entre la lámina de hielo y elevaciones del suelo. Entonces, al derretirse el hielo aparecen como terrazas elevadas a lo largo de las paredes del valle del glaciar.

Depósitos glaciares de inundación («Outwash»). A veces, el agua del deshielo, con gran contenido de detritus de suelo y roca, se desborda depositando estas partículas que forman llanuras de arenas y gravas bien estratificadas, que no están en contacto directo con el glaciar.

Depósitos glaciolacustres. Depósitos en el fondo de lagos de origen glaciar que generalmente son temporales; suelen localizarse entre morrenas y el frente del glaciar. Cuando los depósitos se producen, no sólo en el fondo del lago sino también en las orillas, al descender el nivel del agua aparecen en forma de bandas concéntricas.

Los medios periglaciares se localizan en regiones cuya temperatura media oscila entre -4°C y $+4^{\circ}\text{C}$. A lo largo del día, las variaciones en la temperatura son muy acusadas, lo cual provoca una continua fusión y congelación del agua.

El transporte es poco importante, por lo cual el desgaste es casi nulo, conservando los fragmentos su forma original, es decir, angulosos y aplanados. Son depósitos de poco espesor y fácilmente erosionables, poco importantes. Sus componentes esenciales son cascajo y material arcilloso, que constituye la matriz de los sedimentos del depósito periglacial.

Glaciares rocosos. Se forman en áreas con morfología de pendiente acusada y de extensión relativamente grande. Cuando la pendiente es menor da lugar a dos tipos de depósitos (McGoren y Garner, 1970): uno, caracterizado por la alternancia de partículas gruesas y finas (originada por variaciones en la intensidad de la capa de hielo), y el otro, que recibe denominaciones tales como coladas de fango (material de partículas finas deslizadas por una pendiente. Los sucesivos aportes se disponen de manera imbricada). Suelos poligonales: depósitos de materiales gruesos y finos totalmente diferenciados.

- d. **Depósitos en medios fluviales.** Los medios fluviales constituyen uno de los medios continentales más importantes en la formación de depósitos superficiales. Los cursos de los ríos se dividen en tres grupos según su trazado: rectos, que son los menos frecuentes y en ellos sólo se depositan pequeñas cantidades de sedimentos; ramificados o anastomosados; y meandriformes. Estos dos últimos tipos son característicos de ríos que fluyen sobre materiales que previamente han depositado. Los depósitos que se originan en este medio pueden ser de distintos tipos y características, según el lugar donde se hayan depositado:

Depósitos en el cauce. Depósitos «chanel lag»: son los que se sitúan en la parte más profunda del cauce (Allen, 1970). Depósitos de islas o barras del cauce: son típicas de los ríos anastomosados. Generalmente son sedimentos de grano más fino que los anteriores (Reinek, 1972). Depósitos de barras alargadas (point bar): son aquellos que se acumulan en la parte interna de los meandros (McGoren y Garner, 1970).

Depósitos en las márgenes. Depósitos de relleno de depresiones en las barras alargadas: la superficie de una barra alargada presenta una serie de crestas y fosas; estas últimas son rellenadas con sedimentos finos en épocas de crecientes (Doeglas, 1962). Depósitos de diques (albardones): bandas que bordean los cauces; son los sedimentos más gruesos de los formados fuera de los cauces (Allen, 1970). Depósitos acuñados en grietas (crevasse splay): en los albardones, en épocas de crecientes se pueden producir fisuras donde se depositan materiales con espesor incluso superior al del material de estos albardones.

Depósitos en áreas alejadas del cauce. Depósitos de llanuras de inundación: se encuentran en llanuras inundables por las que transcurre el río. Están formados, fundamentalmente, por sedimentos transportados en suspensión: limos y

limos arcillosos (Corrales, 1977). Depósitos de transición: aquellos depósitos que se acumulan en cauces abandonados, especialmente en los tramos correspondientes a meandros, cuando la corriente rectifica su curso y deja “madreviejas” (Allen, 1965). Terrazas: niveles distintos en las llanuras de inundación (Holmes, 1965).

- e. **Depósitos de medios lacustres.** Depósitos de fondo de lago: Son las partículas depositadas en el fondo de lagos que posteriormente han sufrido drenaje dejando los sedimentos al descubierto. La mayoría de estos lagos temporales son de origen glaciar, por lo que ya se habló de ellos anteriormente.

Playas. Depósitos que se ponen al descubierto al secarse los lagos en climas desérticos.

Depósitos orgánicos. Formados al acumularse material orgánico en depresiones con pobre drenaje. A veces forman turberas.

- f. **Loess.** Es un tipo de depósito no circunscrito a ningún medio sedimentario continental en particular. Los depósitos de *loess* se componen de partículas angulosas débilmente consolidadas o sin consolidar, comprendidas generalmente en la fracción de limo, con un diámetro medio que varía desde 0,01 a 0,05 mm. En la mayoría de los casos estas partículas tienen una composición calcárea o cuarzosa, a veces amalgamada por un cemento de carbonatos. El material que lo forma puede provenir de depósitos glaciares, de llanuras de inundación o de áreas desérticas y sus lugares de deposición son áreas más o menos cercanas a aquellos, aunque por lo general, debido al pequeño tamaño de las partículas que lo componen, pueden ser transportadas muy lejos de sus lugares de origen.

2.3 CLASIFICACIONES GEOMORFOLÓGICAS UTILIZADAS EN NUESTRO MEDIO

En el estudio de socavación de cauces bajo puentes el mejor marco de referencia en lo que se refiere a las implicaciones geomorfológicas del entorno asociado a las corrientes naturales es el ambiente geomorfológico en zonas aluviales, dado que se trata de las características del terreno más próximas a los diferentes ríos y, especialmente, a aquellos que poseen un carácter aluvial. En este numeral se presentan los aspectos básicos sobre la formación, evolución y modelado de los grandes tipos de relieve, especialmente en ese tipo de zonas, aunque se hace, también, una presentación general del tema. Se analiza un esquema de clasificación de las unidades geomorfológicas con el fin de suministrar criterios de identificación de las formas, para describir adecuadamente el ambiente geomorfológico en el cual transcurren las corrientes naturales y entender la relación entre el comportamiento de los ríos en relación con su entorno natural y, a través de esto, dar una herramienta suplementaria para entender mejor la formación y evolución de los cauces y, además, suministrar un esquema de referencia

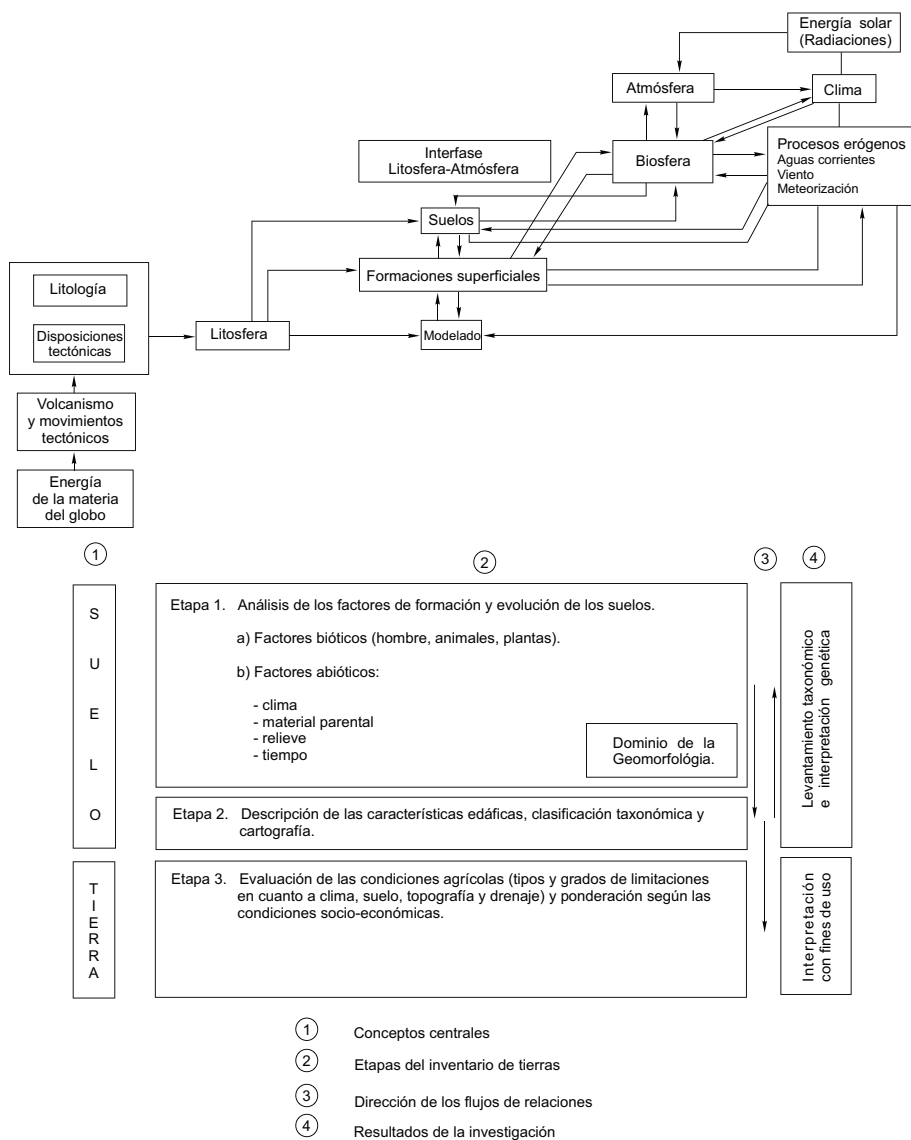
lógico de las unidades geomorfológicas que sea apto para contribuir a las labores de correlación de unidades morfológicas con las corrientes naturales.

Así como la geomorfología puede contribuir a una mejor comprensión de la formación y evolución de los suelos y a una mejor interpretación genética de los mismos, también está en condiciones de aportar información valiosa sobre las condiciones de formación y desarrollo de los ríos, de explicar sus formas y comportamiento y de predecir con cierta confianza los cambios que pueden sufrir en el futuro, pero siempre en relación con los procesos morfológicos presentados en los capítulos 4 y 5. Esto se comprende fácilmente si se toma en consideración, por una parte, que lo mismo que en los suelos, los ríos son un elemento del paisaje y, por otra, que el ambiente geomorfológico es uno de los factores de formación de este paisaje y, por lo tanto, también de los suelos que encierra y de las corrientes asociadas. El ambiente geomorfológico interviene en la formación de los paisajes de dos maneras; primero a través de los procesos morfogenéticos y en segundo lugar a través del tiempo (figura 2.2).

Los procesos morfogenéticos pueden ejercer sobre el paisaje una acción constructiva o, al contrario, una acción destructiva. En las vertientes, por ejemplo, predomina la acción destructiva. En este caso la ablación de material es más importante que la acumulación, es decir, en condiciones de vertiente, el balance morfogénesis-pedogénesis está generalmente a favor del primer término: la morfogénesis. En las planicies, en cambio, predomina la acción constructiva. La acumulación de materia es superior a la ablación. En estas condiciones, una vez que la forma esté elaborada, el desarrollo pedogenético puede procesarse sin impedimentos importantes. El balance morfogénesis-pedogénesis está entonces a favor de la pedogénesis. Aún en estos casos, el ambiente geomorfológico desempeña un papel fundamental porque condiciona en gran parte el tipo de evolución pedogenética. Un suelo desarrollado en un albardón de orilla presenta características totalmente distintas que un suelo formado en una cubeta de decantación. En el primer caso, las texturas son generalmente medianas, el drenaje bueno y los procesos de lixiviación son los predominantes; en el segundo caso, las texturas son finas, el drenaje deficiente y el hidromorfismo predomina.

El factor tiempo. El ambiente geomorfológico condiciona la pedogénesis no solamente a sus procesos sino también al tiempo. Ciertos procesos pedogenéticos necesitan lapsos de tiempo relativamente cortos para dejar marcas evidentes de su actuación. Este es el caso, por ejemplo, de la formación de estructura o de la decarbonatación. Otros, como la lixiviación de arcillas, tienen una actuación más lenta. Todas estas consideraciones tienen un valor sumamente relativo, porque en la realidad interfieren siempre varios factores que son difícilmente aislables.

El paisaje más característico para comprender la influencia del tiempo sobre la diferenciación genética de los suelos es el paisaje de valle con su sistema de terrazas.



J. Tricart- La Terre,pkuande vivqale

▲ **Figura 2.2** Influencia del ambiente geomorfológico en la formación de los paisajes.

En este tipo de paisaje es común encontrar grados de desarrollo diferentes en función de la edad de cada terraza. Por ejemplo, en las terrazas más recientes ocurren, casi siempre, suelos poco desarrollados de tipo Entisoles o Inceptisoles y a medida que aumenta la antigüedad de las acumulaciones aparecen sucesivamente Alfisoles,

Ultisoles y Oxisoles. Este esquema hay que tomarlo con todas las reservas del caso: es un esquema común, pero no generalizable.

De esta manera, así como la geomorfología es un instrumento indispensable en el levantamiento de suelos, también lo es en el estudio de los procesos que se desarrollan en toda la red hidrográfica de una determinada región. En efecto, el ambiente geomorfológico desempeña a la vez el papel de marco cartográfico y de factor de formación y evolución de suelos y de cauces.

Naturalmente el factor geomorfológico no es el único a tomarse en cuenta. La descripción completa de un suelo o de un cauce y su interpretación genética necesitan el conocimiento de todos los factores ambientales (climático, geológico, hidrológico, vegetal y humano). Sin embargo, a veces el ambiente geomorfológico reviste mayor importancia que los otros ambientes y adquiere así más peso, por el hecho de sintetizar a la vez varios aspectos del ambiente natural o por superponerse a ellos.

En la mayoría de los casos, los suelos no se forman directamente a partir de las formaciones geológicas, sino a partir de formaciones superficiales que derivan de las primeras. Por ejemplo, en las vertientes los suelos se desarrollan más frecuentemente en materiales desplazados por movimientos en masa, por reptación o por coluviación que a partir de la roca sana. El caso extremo es el de las zonas aluviales, donde las formaciones geológicas se encuentran a gran profundidad. El ambiente hidrológico también está en gran parte determinado por la posición geomorfológica: por ejemplo, el régimen hídrico de una cubeta es generalmente distinto del régimen de un albardón.

El factor humano también, por lo menos en cuanto a una de sus actuaciones que es la erosión antrópica, se nota directamente en la forma del terreno. Todas estas consideraciones llevan a la conclusión siguiente: siendo el ambiente geomorfológico tan importante para el levantamiento de suelos y el desarrollo de los ríos, resulta necesario disponer de normas de descripción y de clasificación de este ambiente.

Taxones geomorfológicos para la descripción de suelos. En lo que se refiere a clasificación taxonómica, la geomorfología está relativamente atrasada en comparación con otras ciencias naturales. Esto se debe al hecho de que durante mucho tiempo la geomorfología se preocupó casi únicamente de describir las formas de relieve: ésta ha sido la corriente fisiográfica. Después surgió la intención de explicar las formas a través del análisis de los procesos de formación, pero sin integrar las formas en un sistema jerárquico de clasificación.

Clasificación Corológica. Esto no quiere decir que no haya ninguna clasificación de las formas de relieve. Como se sabe, las formas pueden dividirse en estructurales y climáticas. Las climáticas a su vez pueden subdividirse según los procesos morfogenéticos particulares a cada zona climática; así se habla de formas glaciares, periglaciares, tropicales, etc. El resultado de este ordenamiento es una clasificación corológica más que una clasificación taxonómica. Se trata más de una agrupación

de formas típicas de un cierto medio ambiente que de una clasificación con niveles categóricos sucesivos e integrados en forma de pirámide. Por ejemplo, en la descripción del relieve glaciar se coloca frecuentemente al mismo nivel una macro-unidad como el valle glaciar y una unidad mucho más pequeña como el circo glaciar. Entre los dos hay una diferencia de categoría taxonómica, ya que el circo glaciar es un elemento del valle y por lo tanto debería figurar a un nivel inferior.

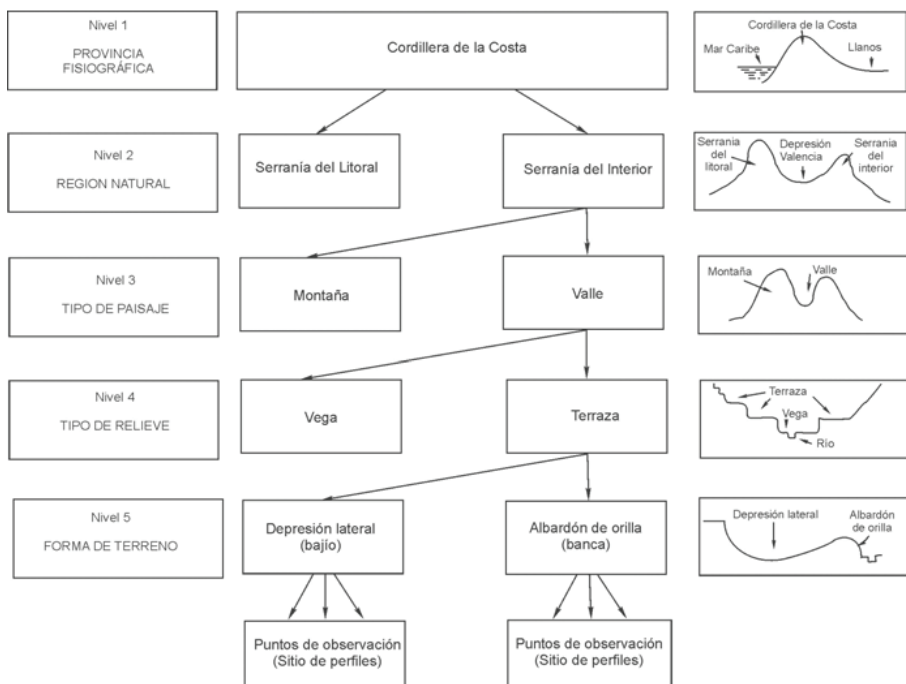
Clasificación morfométrica. Algunos geomorfólogos estudian este problema y tratan de clasificar las formas en función de su tamaño. Es la llamada clasificación morfométrica. La más conocida es la de Tricart y Cailleux, los cuales agrupan las formas en 7 órdenes de tamaño:

El primer orden corresponde a la separación entre continentes y cubetas oceánicas. El segundo orden separa los continentes en plataformas y geosinclinales. El tamaño de las unidades es de varios miles de km. Por ejemplo, toda la Cordillera de Los Andes, desde Chile hasta Venezuela, es un geosinclinal y cae en este segundo orden. El tercer orden divide los geosinclinales, por ejemplo, en cadenas de varios centenares de km, vale decir, las tres cadenas andinas en Colombia. El cuarto orden separa las cadenas en sierras de decenas de km de longitud. Por ejemplo, la Sierra de Perijá, asociada a la cadena de los Andes colombianos. El quinto orden correspondería a una subdivisión de la Sierra en anticlinales, sinclinales, monoclinales. Estas unidades se miden en km de longitud. El sexto orden se refiere a las formas hectométricas en la vertiente de un monoclin. Por ejemplo: un deslizamiento sería una forma de sexto orden. El séptimo orden corresponde a las microformas geológicas (diferentes a las microformas del lecho en los ríos): por ejemplo lupia de solifluxión o una estriadura en un bloque rocoso. A pesar de ser jerárquica, esta clasificación tiene un carácter demasiado dimensional.

Clasificación taxonómica. El impulso decisivo del desarrollo de los métodos modernos de tratamiento por computadora está llevando a poner en orden los conocimientos adquiridos, de tal manera que permita su tratamiento estadístico y facilite la incorporación de nuevos conocimientos. Los esfuerzos realizados en este sentido han sido hechos tanto por algunos geomorfólogos como por algunos pedólogos preocupados por definir mejor las formas de terreno en que se ubican los perfiles de suelos. La descripción de un paisaje y en particular el grado de precisión de esta descripción depende del nivel de percepción que adopte el responsable de la descripción. Si se hace un estudio semidetallado o detallado, por ejemplo, el nivel de percepción es el banco, el bajío o la vertiente. En otras palabras, el nivel de percepción es la forma del terreno. En cambio, si se levanta con menor grado de precisión (gran visión), el nivel de percepción será la terraza o la colina, es decir, el tipo de relieve. A un nivel más generalizado aún, el nivel de percepción corresponde a un espacio más grande y más heterogéneo, por ejemplo, un valle o una planicie. Es como observar un paisaje a través de fotografías

áreas de escala cada vez menor. El criterio en este caso no es dimensional como en la clasificación morfométrica, sino genético. Una terraza o un valle se definen por determinadas condiciones de formación. Un valle puede ser grande o pequeño, pero será siempre un valle si se cumple con determinadas características. Por lo anterior, un territorio observable puede subdividirse en diversas categorías de espacios de tamaño decreciente cuando aumenta la precisión del nivel de percepción. La forma del terreno es la unidad mínima, que no se puede subdividir más para formar una categoría mas baja. Los puntos de observación que se ubican en ella no revelan otra cosa que variaciones. Desde la base, desde la forma del terreno, los miembros se integran para constituir niveles categóricos sucesivos y de carácter cada vez más general y más amplio (figura 2.3).

Por su parte, la técnica de fotointerpretación se basa en la misma noción de percepción del medio ambiente que la clasificación geomorfológica. Este nivel de percepción depende a la vez de la escala de las fotografías aéreas y del propósito de la interpretación. Según la escala de la fotografía, ciertas unidades son identificables o no. Un brazo deltaico de 100 m de ancho, por ejemplo, se identifica fácilmente a la escala de 1:25.000, pero a la escala 1:100.000, la misma forma se reduce a una expresión lineal y resulta irreconocible. A esta escala, la forma de brazo se confunde con una categoría de unidad más amplia, que es la llanura de desborde. En este



▲ **Figura 2.3** Ejemplo de clasificación de unidades geomorfológicas.

caso se tienen dos posibilidades: o interpretar a un nivel de asociaciones de formas o pasar directamente a la categoría superior que es el tipo de relieve.

El nivel de percepción depende también del propósito de la interpretación. Si se trata, por ejemplo, de una simple fotolectura preliminar con fines de reconocimiento general, se pueden delimitar sólo los tipos de relieve como vega, terraza o colina. En cambio, en una fotointerpretación sistemática, es la forma de terreno la que se impone como unidad de referencia: habrá que separar, entonces, los albardones y las cubetas; o las vertientes y las cimas.

A continuación se verán con más detalle cada uno de los cuatro niveles categóricos de geomorfología que se podrían utilizar para describir adecuadamente el ambiente geomorfológico en que transcurren las corrientes naturales: *la región fisiográfica, el paisaje, el tipo de relieve y la forma del terreno*.

2.3.1 La región fisiográfica

El nivel categórico más alto de la taxonomía geomorfológica corresponde a la noción de región. La mayoría de especialistas está de acuerdo en distinguir tres grandes tipos de regiones: la región polarizada, la región homogénea y la región de planificación.

En la mayoría de los casos sólo interesa la región homogénea. Se llama también región fisiográfica o región natural debido a la acción predominante que ejercen los factores del medio natural en la determinación de su fisonomía.

Se entiende por región fisiográfica una extensión del país que se mide en centenares de kilómetros cuadrados y que está constituida por un conjunto de paisajes. Dentro de una misma región, los paisajes pueden ser diferentes pero presentan relaciones de orden geológico, hidrográfico y de relieve. Los Andes, por ejemplo, conforman una región fisiográfica que encierra diversos tipos de paisajes de montaña y de valles. En general, las regiones se ordenan según su antigüedad, comenzando por las más antiguas desde el punto de vista de su constitución geomorfológica.

El sistema de los Andes, por ejemplo, en Colombia está formado por la cordillera Oriental, la Central y la Occidental, entre cuyos límites transcurren ríos tan importantes como el Magdalena y el Cauca, entre muchos otros. En cuanto a su formación, el sistema de los Andes es contemporáneo de los grandes sistemas como los Alpes y el Himalaya. Existieron unos Pre-Andes a fines del Paleozoico, que desaparecieron durante el Mesozoico. Fue solamente durante el Cenozoico que se constituyó el verdadero sistema andino. Esta historia geológica explica por qué los Andes representan un verdadero mosaico litológico. Existen todos los tipos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, cubriendo todas las edades desde el Precámbrico hasta el Cuaternario.

Las Planicies son otro ejemplo de regiones fisiográficas, las cuales incluyen los Llanos Orientales y los deltas de algunos ríos importantes. Se trata de cuencas sedi-

mentarias originadas durante el Cenozoico como consecuencia del levantamiento de los sistemas montañosos. El material de superficie es casi exclusivamente cuaternario, detrítico, y proviene de la erosión de los sistemas montañosos.

2.3.2 El paisaje

El paisaje corresponde a un nivel de percepción más restringido y más preciso. Se trata de una porción de espacio que se mide en decenas de kilómetros cuadrados y que está constituido por una repetición de tipos de relieve idénticos o por una asociación de tipos de relieve diferentes. *Los llanos bajos*, por ejemplo, forman un paisaje de planicie uniforme, basado en la repetición sistemática de un sólo tipo de relieve, la llanura de desborde. En cambio, el *paisaje de valle* es una unidad espacial más heterogénea, conformada por una asociación de tipos de relieve diferentes tales como terrazas, llanura de desborde y vega.

Para caracterizar un tipo de paisaje se utilizan los siguientes criterios: el tipo de topografía, la forma de la topografía, la posición relativa, la desnivelación y las condiciones de vecindad. Los términos que se utilizan para caracterizar cada una de estas variables pertenecen al vocabulario común y corriente de la geografía física. Estos términos tienen a veces un significado bastante vago, lo que dificulta su uso y obliga a dar una definición lo más clara posible.

Tipo de Topografía. Generalmente se distinguen cuatro tipos básicos de paisaje: *valle, planicie, altiplanicie o planalto y montaña*. Parece útil, a este nivel, proponer un quinto tipo: el paisaje de piedemonte, el cual es muy frecuente en Colombia a lo largo de los sistemas montañosos, no corresponde exactamente a ninguno de los otros tipos de paisaje, y tampoco a una asociación de ellos. Puede observarse que los términos utilizados a este nivel son genéricos y no regionales. Sin embargo, es siempre aconsejable agregarle un nombre propio, para precisar de qué planicie o de qué valle se trata: por ejemplo valle del Cauca o planicie de San Martín. A continuación se presenta una definición de cada uno de los tipos de paisaje que se han mencionado anteriormente.

Valle. El primer tipo de topografía corresponde al valle. El valle es una franja de espacio alargada, localizada entre dos zonas más altas y que tiene como eje un curso de agua. Ejemplo: el valle del río Coello. El relieve encajante en un valle aluvial puede estar constituido por montañas, colinas, altiplanicies o piedemontes, a través de los cuales puede recortarse sucesivamente un valle depositacional. En principio, se acepta que el valle corresponde al área influenciada por los aportes longitudinales de sedimentos acarreados por el río principal, los cuales pueden encontrarse dispuestos en un solo plano o en varios niveles de terraza, cuyos escarpes y taludes siguen una dirección paralela a la del valle. Sin embargo, a pesar de que la sedimentación longitudinal es la dominante en un valle aluvial, también se incluyen

los aportes laterales locales de pequeña magnitud, traídos por riachuelos o arroyos, por escurrimiento difuso y/o reptación, que se acumulan a lo largo del área de contacto entre el relieve encajante y el fondo del valle, conformando pequeños abanicos y glacís coluviales de suave pendiente; se trataría, en realidad, de un valle aluvio-coluvial (Villota, 2005; Zinck, 1980).

Es frecuente que se presenten diferencias entre las características de los materiales longitudinales y laterales. Los materiales longitudinales pueden ser más frescos mineralógicamente, lo cual incide en su resistencia a la erosión y a las deformaciones del cauce. En la práctica se puede asumir una amplitud máxima del valle de unos tres kilómetros, es decir, algo más de medio centímetro en imágenes de satélite de escala 1:500.000.

La génesis de los valles aluviales se da por diferentes vías: un primer tipo se produce cuando las corrientes alcanzan un perfil longitudinal suave con una pendiente mayor en las cabeceras y más tendida en la zona de aguas abajo. En este caso los procesos de erosión profundizante son moderados o inexistentes, por lo cual el valle se ensancha y aumentan los procesos de sedimentación generando vegas y terrazas que nivelan el piso del valle hacia arriba. De manera más frecuente se producen rellenos aluviales intramontanos discontinuos, cuando el perfil longitudinal de las corrientes es irregular, dando lugar a la alternación de materiales litológicos blandos, fácilmente erosionables con afloramientos de rocas resistentes en el lecho o en las orillas. Lo mismo puede ocurrir debido a grandes aportes laterales de agua y sedimentos a un determinado río, originando disminuciones escalonadas en la pendiente longitudinal y/o la formación de barras e islas. También pueden presentarse represamientos por deslizamientos o coladas de lavas que hacen contacto con los cauces principales.

Las características morfológicas de los valles aluviales dependen del carácter que actualmente presente el proceso de sedimentación, de la hidrología en el río y de las variaciones del nivel de base de erosión. Por ejemplo, el valle de un río trenzado activo incluye como geoformas a un plano inundable con su vega, playones e islotes, uno o más niveles de terrazas aluviales, escarpes y/o taludes de terraza y glacís coluviales. Como se verá más adelante, el plano inundable contiene la vega, sobrevega y terrazas.

Planicie. La planicie es una extensión plana, con desniveles pequeños (de 1 a 10 m, máximo) y con pendientes suaves (hasta 3% máximo). Los Llanos Orientales, por ejemplo, están formados por planicies.

Según Villota (2005), una penillanura o peneplanicie es el paisaje desarrollado hacia el penúltimo estado de un ciclo geomórfico de denudación, supuestamente bajo clima húmedo, a partir de un territorio que en pasadas épocas geológicas comprendía una cordillera, serranía o altillanura, pero que con el transcurso de los siglos ha quedado más y más rebajado hasta una cuasi-llanura, muy probablemente como

resultado de una denudación policíclica que desgastó principalmente los trechos interfluviales.

Se trata de una superficie de extensión regional, caracterizada por un bajo relieve local y una baja altitud absoluta (con relación a su nivel de base), cuya topografía es suavemente ondulada, con concordancia de niveles interfluviales, a veces cruzada por algunas serranías de escasa longitud, pero más frecuentemente con remanentes locales de erosión que sobresalen sobre el nivel general del terreno a modo de cerros alislados. Las llanuras aluviales constituyen una baja proporción del paisaje total, no así los glaciares coluviales y los valles coluvio-aluviales.

Según varios autores (Thornbury, 1967; Holmes, 1966 y Strahler, 1978) muchas peneplanicies han sido sepultadas por depósitos más recientes, lo cual ha dificultado su reconocimiento. Tal es el caso de la peneplanicie amazónica contigua a los Andes, que ha sido sepultada con los aluviones Terciario-Cuaternarios procedentes de la cordillera. También se menciona la posibilidad de algunas peneplanicies resurrectas pero, en general, parece haber un consenso entre los geomorfólogos respecto a la dificultad para citar buenos ejemplos de peneplanicies típicas desarrolladas en el presente nivel de base de erosión, debido al diastrofismo del Plioceno-Pleistoceno. Quizás un buen ejemplo en Colombia sea la que hemos denominado penillanura del Guainía – Vaupés, desarrollada en rocas del escudo guayanés y cuya prolongación en Venezuela ha sido bautizada por Zinck (1989) como la penillanura del Casiquiare.

La peneplanicie elevada o so levantada es un paisaje poligenético que se formó inicialmente conforme a los procesos señalados para las peneplanicies, con todas las características morfológicas inherentes a estas, y que posteriormente fue elevado a diferente altitud por los movimientos epirogénicos del Pliopleistoceno o por descensos diastroficos o climáticos del nivel del mar, con el consiguiente rejuvenecimiento y remodelado del relieve.

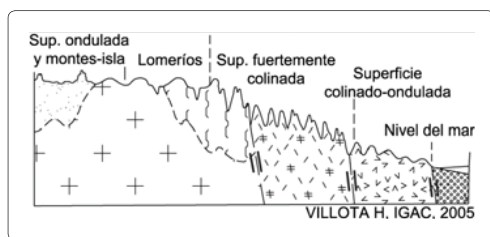
Considerando la posibilidad de que las pediplanicies elevadas hubieran sufrido fallamientos diferenciales, arqueamientos o basculamientos durante su ascenso, a tales fenómenos se debe agregar aquellos relativos a la reactivación de la denudación por efecto del descenso del nivel de base de erosión, los que en conjunto serán entonces los responsables de las modificaciones que pueden exhibir hoy en día estos paisajes en su morfología precedente.

En principio, toda penillanura elevada debería presentar muchos de los caracteres de una pediplanicie típica, excepto el de tener una baja altitud absoluta. No obstante, la erosión remontante y el entalle de valles desde la superficie hacia el centro, además de las deformaciones por ruptura de su esqueleto rocoso, han contribuido a complicar la morfología y el contenido pedológico del paisaje, a tal punto que dentro de éste es posible diferenciar:

- a. Remanentes bien preservados, con relieve suavemente ondulado y niveles interfluviales concordantes, además de algunos montes-isla y alteritas profundas

sobre diferentes rocas, coronadas por suelos muy evolucionados. Estos remanentes tienden a localizarse donde constituyen la divisoria de aguas y están distantes de las principales líneas de drenaje (figura 2.4).

- b. Lomeríos, aún con cimas concordantes, alteritas profundas y algunas discordancias topográficas (resaltos de ladera) determinadas por el entalle de las corrientes fluviales dentro de los pisos de los valles antiguos.
- c. Superficies colinadas a fuertemente socavadas, principalmente hacia los bordes de la pediplanicie y en proximidades de los escarpes de falla, en las cuales aún es posible reconocer una cierta subigualdad de niveles interfluviales, pero con alteritas más superficiales aunque de espesor variable, quizás con algunos afloramientos de la roca fresca y con suelos más y más incipientes resultantes del rejuvenecimiento determinado por la denudación.
- d. Grandes cañadas, cañones y escarpes que recortan profunda y ampliamente a las superficies de aplanamiento, configurando verdaderos paisajes montañosos.



▲ **Figura 2.4** Esquema de una peneplanicie solevantada y fallada con sus diferentes unidades remodeladas por denudación.

Cuando las superficies colinadas y lomeríos marginales están conformados por materiales geológicos contrastantes, es probable que en cada caso se dé un contenido pedológico diferente, en el que pueden aparecer asociados remanentes de suelos viejos con suelos jóvenes y hasta afloramientos rocosos.

En las regiones áridas y semiáridas el modelado y evolución del relieve cordillerano, de serranías y altiplanicies, también está controlado por la escorrentía, pero con la colaboración de la gravedad y del viento, lo cual corresponde a una llanura de pedimentos o pediplanicie.

En esos ambientes también llueve aún cuando sea una vez cada varios años, y cuando ello sucede, los cauces llevan agua y realizan la misma labor que los ríos de curso continuo de las regiones más húmedas. No obstante, la erosión y transporte de detritos es mucho más espectacular debido a la muy escasa y discontinua cobertura vegetal que no brinda protección alguna al suelo, manto detrítico o substrato rocoso.

La llanura de pedimentos o pediplanicie es un paisaje relativamente complejo conformado por series de pedimentos contiguos que vienen a constituir la geoforma final de denudación de una zona árida o semiárida y que normalmente aparecen asociados a montañas residuales y cerros aislados, como también a glacis de acumulación y depresiones colmatadas.

En la formación de las pediplanicies lógicamente intervienen varias corrientes fluviales mayores que emergen de las montañas, además de sistemas de arroyue-

los intermitentes, que actúan en conjunto y mediante el efecto combinado de tres procesos: meteorización física y geoquímica, erosión interfluvial retrocedente por escurrimiento difuso o en surcos y excavación o aplanamiento lateral de las corrientes mayores con desprendimientos gravitacionales.

Altiplanicie. La altiplanicie o altiplano es también una extensión plana como la planicie, pero caracterizada por la incisión, en entalle, de valles encajados o de gargantas. Se trata, por lo tanto, de una antigua planicie alta, generalmente por efecto tectónico, lo que ocasiona un encajonamiento de los cursos de agua. El conjunto mantiene una topografía tabular o ligeramente ondulada porque la erosión es fundamentalmente linear. Por ejemplo, el altiplano cundi-boyacense.

Los altiplanos son macroformas mixtas de relieve y modelado representativos de la media y alta montaña en los Andes, aunque no exclusivas de éstos (Flórez, 2003). Estas macroformas, tan valoradas como espacios geográficos de ocupación desde los grupos prehispánicos hasta el presente, se encuentran en diferentes estadios evolutivos, desde la formación lacustre para algunos hasta la degradación avanzada (desertificación) en otros. Desde el punto de vista científico, los altiplanos constituyen un “banco de datos”, pues la composición sedimentaria refleja cambios bioclimáticos, incluido el polen, a partir del cual se pueden inferir las variaciones paleoambientales (vegetación, clima). Esta circunstancia, y para el caso del altiplano de Bogotá, permitió al doctor Thomas van der Hammen y a varios de sus discípulos deducir no sólo la secuencia sedimentaria en el lago, sino también los cambios climáticos de los últimos 3,5 m.a. (Van der Hammen, 1985; Van der Hammen & González, 1963; Hooghiemstra, 1984).

Todo indica un origen lacustre para lo que hoy conocemos como altiplano cundiboyacense y el altiplano de Pamplona, entendidos como depresiones relacionadas con el mismo origen de la cordillera (en sentido estructural). Eidt (1968) describe a los altiplanos como geoformas características de los Andes suramericanos, donde algunas depresiones tectónicas (de altura) separan la cordillera en dos cadenas paralelas que cierran la depresión. En el trabajo de Eidt se propuso una clasificación de los altiplanos de la cordillera Oriental según el grado de sedimentación, empezando por el más joven como la laguna de Tota, luego la Sabana de Bogotá como cuenca “madura” y finalmente los “viejos” como Sogamoso. La clasificación de Eidt, si bien refleja la evolución (de acuerdo con el modelo davisiano), no incluye los procesos genéticos y morfogénicos de degradación. Los altiplanos son depresiones de origen tectónico resultantes de los diferentes procesos endógenos de plegamiento, fallamiento y posterior levantamiento. Así por ejemplo: “el altiplano cundi-boyacense es una depresión subsidente entre pliegues; el altiplano de Sibundoy es una cuenca de tracción entre fallas de rumbo (Ceballos & Pérez, 1996); el altiplano de Balsillas (Huila) está en una depresión controlada por una falla de rumbo.”

Otros dos hechos fundamentales se relacionan con la génesis de los altiplanos. Son el volcanismo de las cordilleras Central y Centro-Occidental, que aportó abundantes sedimentos a los altiplanos de Túquerres-Ipiales, Pasto, El Estero y Gabriel López-Totoró, y las glaciaciones que, con la consecuente deglaciación, constituyeron otra fuente de transporte de sedimentos a los altiplanos ya citados y a los demás de la cordillera Oriental (sin influencia volcánica directa). Se entiende que luego del estadio lacustre sigue la sedimentación, que incluye varias facies: lacustre, fluvio-lacustre, fluvio-glaciario, fluviovolcánica y aluvio-torrencial.

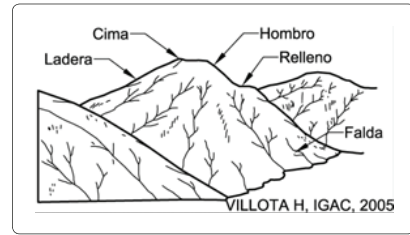
Ligados a la génesis misma, en los altiplanos existen varios elementos que constituyen una interesante oferta ambiental: intercalación de capas de diferente granulometría (arenas, limos, arcillas) y turbas; depósitos detríticos gruesos (arenas, gravillas, bloques) estratificados en terrazas y conos laterales. Éstos implican una reserva como gravilleras frente a unos espacios que crecen urbanísticamente. Los altiplanos comportan suelos orgánicos y profundos, que junto con la topografía plana los convierte en atractivos para el uso agropecuario (Flórez, 2003). Las capas lacustres son especialmente reservorios de aguas subterráneas. La topografía plana y el nivel freático alto hacen de los altiplanos espacios fácilmente inundables con los aguaceros porque la red de drenaje no tiene cauces profundos y se desborda.

Montaña. La montaña corresponde a un tipo de paisaje alto y accidentado. En su definición intervienen, por lo tanto, dos criterios básicos: una importante diferencia de altura en relación a los paisajes circundantes, exteriores a la masa montañosa, la cual se expresa por desnivelaciones externas del orden de miles de metros: por ejemplo, la diferencia de altura entre Llanos Orientales y los Andes. Interviene también una característica de disección de la masa montañosa, con importantes desniveles internos entre la montaña y los valles intermontanos.

Según Villota (2005), hoy en día, la mayoría de los paisajes geomorfológicos en proceso de denudación hacen parte de las cadenas de montañas y colinas, e igualmente de las altillanuras, superficies onduladas y alomadas en general. Por tal razón su análisis y descripción se estructuran a partir de esa base topográfica. Así, los sistemas montañosos y colinosos comprenden series o cadenas de montañas y colinas de diverso origen y con grandes diferencias morfológicas, cuyo conjunto conforma una definida individualidad geográfica, la que según su altura y longitud recibe el nombre de cordillera, sierra o serranía.

La montaña es la unidad o componente de cualquier cadena montañosa y se define también como una gran elevación natural del terreno, de diverso origen, con más de 300 metros de desnivel, cuya cima puede ser aguda, subaguda, semirredondeada, redondeada o tabular y cuyas laderas regulares, irregulares a complejas, presentan un declive promedio superior al 30%. (FAO, 1968). De la definición anterior se advierte que las partes esenciales de una montaña son la cima o cumbre y las laderas. En montañas de cima aguda o subaguda, ésta corresponde a una

línea a partir de la cual divergen sus laderas. En cambio, en montañas de cumbres muy amplias o tabulares es posible diferenciar las siguientes partes (figura 2.5): a. Cima o cumbre, b. Hombro (laderas superiores), c. Ladera (laderas intermedias), d. Falda o repié (laderas inferiores)



▲ **Figura 2.5** Partes de una montaña.

Las divisiones anteriores varían ampliamente de unas montañas a otras según su origen, litología, clima, agentes y procesos geomorfológicos involucrados en su evolución. Como resultado de esto, las mismas divisiones pueden estar conformadas por pendientes sencillas, pero más frecuentemente por patrones de pendientes caracterizados por su grado de inclinación (ver clases de pendiente según USDA o FAO), su forma (recta, convexa, cóncava y combinaciones) y su longitud (largas, medianas, cortas).

La colina es igualmente una elevación natural del terreno, de menor desnivel que una montaña (menos de 300 m), cuyas laderas presentan una inclinación promedio superior al 16% (FAO, 1968) y divergen en todas direcciones a partir de la cima relativamente estrecha, siendo su base aproximadamente circular. Pueden reconocerse colinas altas, medias y bajas con relación a un nivel de base local común.

Colinas y lomas pueden conformar series lineales, tipo serranía, de carácter estructural-plegado, volcánico y denudativo; pueden estar asociadas a las cordilleras, extendiéndose paralelas a éstas en sus estribaciones. Junto con las ondulaciones pueden constituir superficies colinosas, alomadas, onduladas, colinado-onduladas o lomeríos en general, de amplia extensión y resultantes de la degradación prolongada e intensiva de anteriores piedemontes y altiplanicies, o resultantes del cuasiplanamiento por la denudación extrema (senil) de una antigua cordillera. De otra parte, tales accidentes topográficos pueden tener un origen depositacional ya sea coluvial, como algunos coluvios de remoción; glaciárico, como las morrenas, drumlins y eskers; o eólico, como algunas dunas.

Las cordilleras, sierras y serranías, según su origen, grado de evolución y litología, pueden presentar una morfología sencilla, pero más comúnmente ésta es compleja y comprende asociaciones y complejos de paisajes con características geomorfológicas y podológicas variadas que dependen de la siguiente combinación de factores:

1. Procesos tectodinámicos endógenos que dieron origen a esos paisajes, tales como el volcanismo, plegamiento, fallamiento.
2. Procesos morfodinámicos exógenos que están modificando a los anteriores o modelando otros nuevos, como la denudación en general y, en menor escala, ciertas formas de agradación. Aquí es importante la frecuencia, duración e in-

tensidad de tales procesos, así como la multiplicidad de interacciones entre las fuerzas endógenas y exógenas en la evolución del relieve, lo cual ha impuesto la noción de secuencias morfogenéticas.

3. La litología que conforma el esqueleto de los paisajes montañosos, cuya simplicidad o complejidad depende de la naturaleza misma de las rocas (composición mineralógica, dureza, grado de consolidación, permeabilidad, estructura, etc.) pero, sobre todo, de las características del manto de meteorización autóctono y/o alóctono presente sobre cada clase de roca y, con frecuencia, de las características pedogenéticas del solum.
4. El clima, con sus parámetros temperatura y precipitación. Es evidente que bajo climas muy secos o muy fríos, en donde la meteorización de las rocas es muy lenta a casi nula, las características de los paisajes de montaña están gobernadas por las estructuras de esas rocas, tal vez con algunos rasgos morfológicos poco destacados, esculpidos directamente sobre éstas por la lluvia, la escorrentía, los glaciares, el viento. Por el contrario, en zonas bajo climas más húmedos y cálidos la meteorización de los materiales de la corteza es más acelerada y profunda, al igual que los procesos pedogenéticos, y ello incide ampliamente en un modelado más acentuado y variado del relieve por parte de los agentes geomorfológicos, con una participación marcada de los organismos, incluida la actividad humana.

Aquí se deben considerar igualmente los efectos de climas pasados y el tiempo morfológico, el cual no es repetitivo pero sus efectos se acumulan. Por esto puede decirse que todo paisaje es poligénico, pues está integrado por las herencias de una sucesión de climas y, por tanto, de sistemas morfogenéticos.

En terrenos montañosos será factible encontrar: a. Paisajes con dos o más materiales parentales asociados en un patrón regular, como los espinazos, barras homoclinales y anticlinales compuestos, con areniscas y arcillolitas interestratificadas o cualesquiera otras; b. Paisajes con dos o más materiales parentales asociados en un patrón irregular, como las montañas ramificadas en complejos metamórficos.

Se suelen subdividir los paisajes geomorfológicos recurriendo principalmente a criterios morfográficos o morfométricos tales como: posición en el paisaje (cima, ladera, repié, rellano, ladera de buzamiento, ladera erosional, escarpe, barranco, cráter, circo glaciático), rupturas de pendiente (por forma o por grado de inclinación), tipo e intensidad de la denudación determinada por procesos geomorfológicos antrópicos o naturales acelerados actuando como modificadores actuales, tales como: erosión en láminas, en cárcavas, solifluxión, terracetas y pisadas de ganado, nichos de deslizamientos, etc.

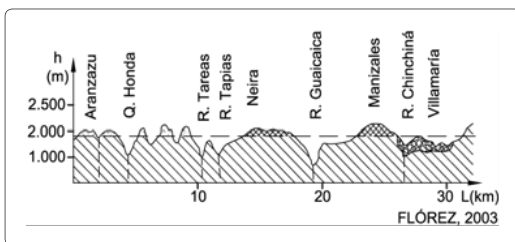
Piedemonte. El piedemonte se refiere directamente a un tipo de paisaje situado al pie de la montaña. Se trata, por lo tanto, de un paisaje definido básicamente por

su posición intermedia entre la montaña y la planicie: por ejemplo, el piedemonte de Villavicencio, situado entre el paisaje de planicie de los Llanos Orientales y el paisaje de montaña de los Andes. La composición interna de este tipo de paisaje es bastante heterogénea. En efecto, el piedemonte está generalmente conformado por una asociación de terrazas y colinas. Cuando son extensas, las terrazas pueden adoptar la fisiografía de altiplano y el paisaje es entonces transicional hacia la altiplanicie. Las colinas están desarrolladas generalmente en el substrato geológico terciario, que ha sido desenterrado por erosión de las napas aluviales de cobertura. Como en toda zona de contacto, la tectónica es muy activa en el piedemonte y origina flexuras y fracturas. De ahí la presencia de terrazas sumamente inclinadas por basculamiento, con formación de pseudo-cuestas. Así, el piedemonte se define más por su posición que por la uniformidad de su paisaje. Es, sin embargo, un término cómodo tanto para el levantamiento de suelos, porque encierra asociaciones de unidades edáficas características, diferentes de las que ocurren en las planicies aluviales, como para la caracterización de las corrientes. Generalmente, contiene suelos más viejos, más desarrollados y de color rojo.

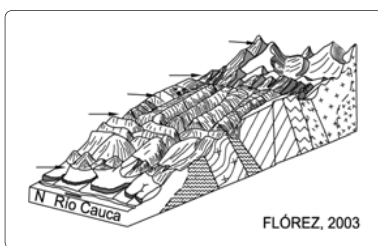
Según Flórez (2003): los piedemonte colombianos se asocian, casi exclusivamente, a los de los Llanos Orientales. Esta noción es equivocada porque dentro de ellos se debe incluir a cualquier terreno de empalme entre la parte baja de una cordillera o serranía y una llanura aluvial. Estas geoformas son muy frecuentes en los países influenciados por las cadenas montañosas de los Andes, los Alpes y muchas más. Por sus características estructurales, son zonas de transición, esencialmente inestables y de alto riesgo, a pesar de lo cual alojan un gran número de ciudades importantes no sólo en Colombia sino en la mayor parte de países del mundo y muchas de ellas han experimentado catástrofes de gran envergadura.

Autores importantes (Tricart, 1973; Cif, 1979; Chorley et al., 1984) han llamado la atención sobre la importancia que tienen los piedemonte como unidades ubicadas orográficamente entre bloques levantados y depresiones laterales de menor levantamiento, separadas tectónicamente por fallas, que, muy frecuentemente son inversas o de cabalgamiento. “Para el caso colombiano, este concepto tiene varias implicaciones. Como se sabe, el relieve colombiano, referido a las cordilleras y depresiones laterales e interandinas, fue producto de la compresión por las fuerzas opuestas entre las placas Suramericana y del Pacífico. Esto produjo discontinuidades tectónicas: de una parte, las cordilleras de pendientes fuertes, y abajo las depresiones de pendientes suaves a planas. Lo anterior implica entender el piedemonte como una relación dialéctica entre las cordilleras y las llanuras (depresiones) (Tricart, 1973); las cordilleras como áreas erosionales (de disección) y las depresiones como áreas sedimentarias. Esto se inscribe en el concepto de sistema de transferencia por intermedio de las cuencas hidrográficas.” (Flórez, 2003).

El cuadro general asociado al piedemonte comprende los siguientes procesos: 1. La disección en la parte montañosa de las cuencas de los ríos (figuras 2.6 y 2.7); 2.

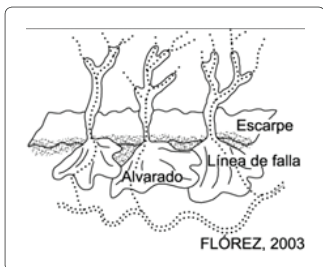


▲ **Figura 2.6** Superficie de aplanamiento disectada.

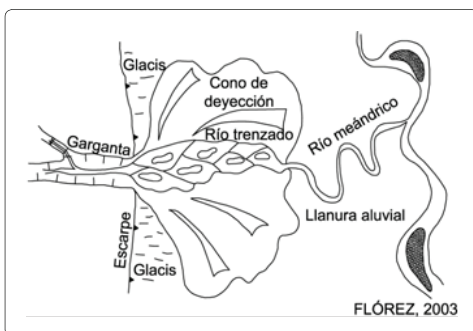


▲ **Figura 2.7** Superficies de aplanamiento disectadas.

cas de las corrientes naturales y, por ese motivo se llaman sinorogénicos. Muchos



▲ **Figura 2.8** Esquema del modelado en facetas. Borde oriental de la cordillera Central.



▲ **Figura 2.9** Garganta, piedemonte y llanura aluvial.

El transporte de sólidos a lo largo de los cañones y el entalle de gargantas hasta su salida a las zonas más llanas (figuras 2.8 y 2.9); 3. El desarrollo de abanicos o conos de deyección a su salida y sobre la depresión (figuras 2.7, 2.8, 2.9 y 2.10). Las características mencionadas hacen que los depósitos

de piedemonte sean aluvio-torrenciales y estén relacionados con deglaciaciones, aparición de morrenas, erupciones volcánicas y eventos torrenciales que los diferencian claramente de cualquier otra acumulación al pie de una elevación del terreno.

Los depósitos de piedemonte aparecen gracias al levantamiento de las montañas, al retiro de los mares y a la formación de las cuen-

cas de las corrientes naturales y, por ese motivo se llaman sinorogénicos. Muchos de esos eventos pertenecen al terciario y a épocas más antiguas, sin embargo, la formación de los piedemonte como modelado (formaciones superficiales) constituyen un fenómeno eminentemente del Cuaternario (Flórez, 2003).

Por su parte, los conos de derrubios son cúmulos ocasionados por sólidos que caen por la fuerza de gravedad en los bordes de las montañas que se levantan. Los conos aluvio-torrenciales son producidos por avulsión, en el momento en que las corrientes cargadas de sedimentos se desbordan en los abanicos y crean nuevos brazos en un ambiente de río trenzado o anastomosado.

Los depósitos de piedemonte son aluvio-torrenciales y están relacionados con deglaciaciones, aparición de morrenas, erupciones volcánicas y eventos torrenciales que los diferencian claramente de cualquier otra acumulación al pie de una elevación del terreno.

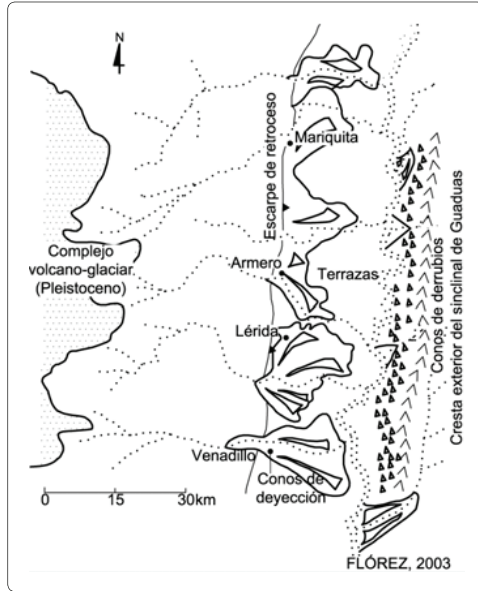
Siguiendo la exposición de Flórez (2003), los flujos torrenciales y su desborde sobre los conos de piedemonte son justamente la mayor amenaza para la vida en general, para los ecosistemas y las obras de infraestructura. Para el sector de Villavi-

cencio Robertson (1991) identificó tres tipos de amenazas principales: inundación por desborde, migración lateral de los ríos con destrucción de bermas y flujos torrenciales que también pueden causar desbordes catastróficos.

La dinámica del piedemonte hace a estas áreas inestables, condición que se explica por las siguientes razones: Por la separación estructural entre montaña y depresión, son áreas de movilidad tectónica. Por esto los piedemonte son, en general, áreas sísmicas. Un caso representativo es el piedemonte llanero. Entre otras consecuencias, la sismicidad acelera la ocurrencia de movimientos en masa que aportan materiales hacia los

conos, ya sea por intermedio de la red de drenaje o como derrubios al pie de los escarpes. Las cuencas hidrográficas en las montañas tienen un gradiente hidráulico fuerte, y por tanto su capacidad de carga es alta. El cambio de pendiente en el piedemonte genera depósitos principalmente por desborde. Otros eventos en la montaña, como el volcanismo o las deglaciaciones, aportan “momentáneamente” más materiales detríticos que afectan los piedemonte. La disminución de la pendiente en el piedemonte hace que las corrientes divaguen, por tanto, hay inestabilidad de cauces (cauces nuevos que se forman, otros que desaparecen). El hombre también interviene en la medida en que ocupa la montaña y la cobertura vegetal amortiguadora desaparece, el escurrimiento del agua es más rápido y tanto la disección como el transporte de material, aumentan, es decir, el régimen torrencial se incrementa con la consecuente respuesta en el piedemonte. Después de cada episodio de construcción de un cono (desborde y depósito), la corriente principal continúa la disección de sus propios sedimentos (el cono). Además, por la tectónica positiva los conos, junto con las depresiones, ganan en altitud, lo cual favorece la disección. Así, los conos más antiguos aparecen más altos y por tanto más disectados. Además de la disección por el río principal, en los mismos conos se desarrolla una red menor de drenaje (radial divergente) que contribuye a la disección del cono.

El piedemonte aluvial es una unidad genética correspondiente a una planicie inclinada con topografía de glacís, que se extiende al pie de sistemas montañosos, serranías y escarpes de altiplanicies, y que ha sido formada por la sedimentación

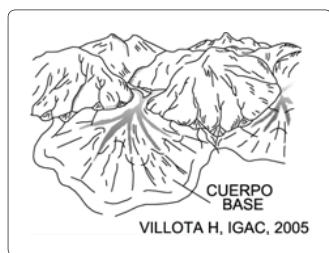


▲ **Figura 2.10** Pendientes asimétricas del valle del Magdalena Venadillo-Mariquita.

de las corrientes de agua que emergen de los terrenos más elevados hacia las zonas más bajas y abiertas. Está constituida por una sucesión o coalescencia de abanicos aluviales y aluvio-diluviales, incluidos algunos conos de deyección, de igual o diferente composición litológica-granulométrica, de diversos tamaños y con pendientes regulares (si no han sufrido disturbios tectónicos) que varían entre 2% y 15% aproximadamente. Los paisajes integrantes de estas llanuras son: el abanico aluvial y/o el cono de deyección.

El cono de deyección es un paisaje cuya superficie forma un segmento de cono, con pendiente recta, de mayor ángulo que la de un abanico aluvial ($>20\%$), en el cual la masa de materiales aluviales es espesa, de granulometría gruesa (cantos, gravas, arenas) y muy poco sorteada. Sus dimensiones tienden a ser menores que las de un abanico aluvial con un volumen de sedimentos equivalente, debido a la menor fluidez de la masa al momento de depositarse. Ocurren con mayor frecuencia en regiones secas a semiáridas, en donde los aluviones son acarreados y depositados por torrentes efímeros. Los suelos tienden a ser uniformes en toda la geoforma al igual que la cobertura vegetal de arbustos y pastos.

El abanico aluvial es un paisaje que debe el nombre a su forma característica semicircular, semejante a la de aquel pequeño instrumento femenino para hacer aire, con su parte superior más estrecha y empinada, el ápice o parte próxima, la cual a menudo se extiende un tanto hacia la montaña siguiendo el cauce de la corriente que lo depositó. Más abajo aparece la porción intermedia o cuerpo, que cubre la mayor superficie del paisaje y, finalmente, el tramo distal o base, una franja angosta y suavemente inclinada que gradualmente se confunde con la llanura contigua sobre la cual se exploya la unidad. Del ápice hacia la base, el abanico es cruzado por un patrón de drenaje distributivo o dicotómico, el cual es más superficial y difuso en los depósitos más jóvenes, en tanto que aparece más incisado y denso en las geoformas más antiguas (figura 2.11). En sentido longitudinal presenta un perfil cóncavo, en sentido transversal es convexo y la mayor o menor inclinación de sus laderas depende del volumen y tamaño medio de los sedimentos, así como de las condiciones climáticas medioambientales en donde se forman. En zonas húmedas,



▲ **Figura 2.11** Rasgos morfológicos y partes constitutivas de un abanico aluvial.

por ejemplo, los abanicos son menos inclinados que en las áridas debido a la abundancia de agua corriente que favorece el desarrollo de gradientes más suaves. Villota H. IGAC. 2005.

En cuanto a la morfogénesis, un abanico aluvial se origina cuando una corriente (continua o intermitente), con grandes fluctuaciones de caudal y con abundante carga de sedimentos emerge de un territorio elevado hacia un sector más bajo y abierto, con un marcado cambio del gradiente, lo cual pro-

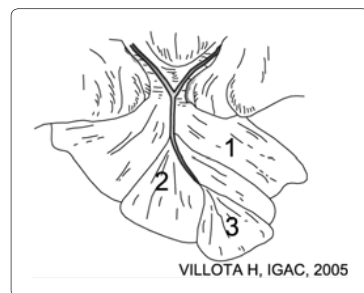
mueve la diseminación de sus aguas y con ello la pérdida de poder de transporte y la depositación diferencial de su carga, lo que tiene lugar en tres direcciones:

a. Un gradiente textural vertical, del fondo hacia la superficie del abanico, con materiales gruesos, medios y finos. b. Un gradiente textural longitudinal, el más importante desde el punto de vista geomorfo-pedológico, que concentra los materiales más gruesos y pesados en la parte proximal y luego aquellos progresivamente más finos y livianos hacia el cuerpo y base. c. Un tercer sorteamiento de aluviones tiene lugar desde el lecho de cada brazo distributivo hacia sus costados; lógicamente, el tamaño medio de los materiales es menor que el correspondiente al gradiente textura longitudinal.

Dada la inclinación de los abanicos, es poco probable que en ellos decanten partículas de arcilla, ya que para ello se requiere total estancamiento de las aguas. Probablemente puedan hacerlo bajo la forma de pequeños agregados estructurales o cuando las aguas turbias se dispersan e infiltran rápidamente en los sedimentos más gruesos; serían entonces arcillas geogenéticas. De todos modos, las arcillas que abundan en abanicos más antiguos deben considerarse principalmente como de neoformación, es decir, pedogenéticas. Villota H. IGAC. 2006.

La distribución granulométrica selectiva de los abanicos aluviales, además de dar al reconocedor de suelos pautas sobre la manera como debe realizar sus observaciones de campo para encontrar el patrón de suelos, tiene, además, una amplia incidencia sobre la distribución de la vegetación y el uso de la tierra según las características medioambientales. Así, por ejemplo, en abanicos aluviales de zonas semiáridas la vegetación natural o los cultivos tienden a implantarse entre el cuerpo y la base, debido a que allí se concentra la poca humedad procedente de las lluvias, de la escorrentía y de la percolación; en cambio, del cuerpo hacia el ápice se da un ambiente xerofítico por falta de humedad, ya que la poca que recibe por lluvias y escorrentía se infiltra o fluye hacia la base. Por el contrario, en regiones muy húmedas la vegetación crece mejor en el sector apical y cuerpo, debido al buen drenaje natural que allí impera, el cual facilita la rápida evacuación del exceso de humedad. En la parte distal hay entonces tendencia a la concentración de exceso de agua en forma de pantanos y ciénagas, donde sólo crece vegetación hidrófila adaptada a tales condiciones.

Los abanicos superpuestos se forman a partir de dos o más acumulaciones espaciadas en el tiempo por una misma corriente, bien sea desde el ápice anterior, en cuyo caso el primer abanico queda parcialmente sepultado, tal como puede apreciarse en la figura 2.12, o también a partir del cuerpo, previo entallamiento de la corriente madre en el ápice, proceso que se atribu-



▲ **Figura 2.12** Abanicos superpuestos en la sucesión indicada.

ye, entre otras causas a: cambios en la precipitación a largo plazo, Soleanamiento diastrófico de la parte proximal del abanico y, principalmente, durante períodos de precipitación superiores al promedio de la región.

En cada nuevo abanico se encuentran suelos cada vez más jóvenes, probablemente con sedimentos de diferente tamaño promedio y quizás de distinta composición mineralógica.



▲ **Figura 2.13** Abanicos con estructura telescópica.

Abanicos con estructura telescópica. En algunos casos, la corriente matriz de un abanico se incisa y luego ensancha su valle aguas abajo sobre los depósitos iniciales; posteriormente lo rellena con nuevos depósitos que igualmente se abren en abanico. Este proceso puede repetirse una y otra vez originándose un sistema de abanicos o conos con estructura telescópica, tal como puede apreciarse en la figura 2.13.

Clasificación de los abanicos y geoformas asociadas. Los abanicos de una llanura aluvial de piedemonte suelen clasificarse, para propósitos aplicados, principalmente por su edad relativa (antiguo, subreciente, reciente, etc.), la cual puede inferirse sobre productos de imágenes de sensores remotos: por el grado de disecación que presentan y la profundidad de entallamiento de las corrientes mayores; por el tipo de cobertura vegetal o uso de la tierra prevaleciente; por las diferencias en las tonalidades determinadas por la predominancia de granulometrías más finas (en abanicos más antiguos) o más gruesas (en abanicos más jóvenes), las que a su vez inciden en la condición de drenaje de los suelos y, en última instancia, por el grado de desarrollo que presentan los suelos, una vez analizados directamente en el terreno.

Por lo general, los abanicos aluviales y de todo antiguos y muy antiguos, depositados respectivamente en Pleistoceno medio-superiores e inferiores, ofrecen en el presente una morfología de abanico-terrazas y abanicomesas, según estén limitados parcial o totalmente por escarpes. Ese modelado ha sido producido por el entalle profundo de las corrientes continuas que los cruzan del ápice hacia la base, tal como ha ocurrido con los ríos Combeima y Coello en el abanico de Ibagué (Tolima), y con numerosas corrientes en los abanicos hidrovolcánicos del río Güiza, región de Tumaco (Nariño).

Además de abanicos aluviales, en la unidad genética de piedemonte es posible encontrar otros paisajes asociados, tales como coluvios de remoción, conos de deslizamiento, glaciés coluviales, abanicos o coladas de lodo, valles aluviales encajonados y hasta afloramientos discontinuos de colinas o lomas estructurales, erosionales, etc.

Llanura aluvial de ríos trenzados. El nombre de trenzado o entrelazado se refiere al patrón de canales fluviales con dicha configuración, tal como se aprecian en una perspectiva vertical. Un río trenzado es aquel cuyo lecho mayor se divide en varios canales menores que sucesivamente se bifurcan y reúnen aguas abajo separados

por numerosos islotes y playones llamados en conjunto barras de cauce. Éstas son un producto del mismo río y están compuestas en su mayor parte por sedimentos de lecho (cantos, gravas, arenas), los que por su volumen, peso y tamaño solo son arrastrados o movidos a trechos durante las crecidas. Las barras de cauce incluyen además una bajísima proporción de sedimentos en suspensión (arenas finas y limos), los cuales son atrapados y retenidos en la superficie cuando descienden las aguas de inundación. Las barras son generalmente inestables y cambian de tamaño, forma y posición después de cada crecida; no obstante, bajo ciertas condiciones pueden llegar a ser estabilizadas por la vegetación. De otro lado, el análisis de ríos trenzados sobre pares estereoscópicos revela que éstos no presentan orillas simples, regulares y paralelas sino, por el contrario, un lecho de amplitud variada a todo lo largo de su curso, con sucesivos estrechamientos y ensanchamientos, los cuales tienen respectivamente una clara incidencia sobre la remoción y depositación de materiales.

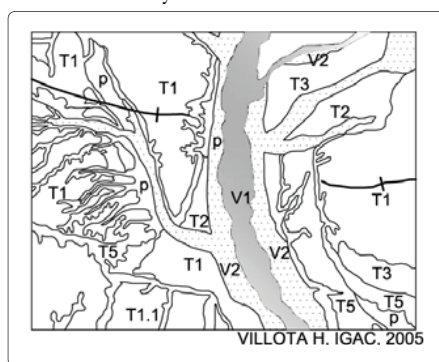
Morfogénesis y morfografía. Los procesos geomorfológicos detallados responsables de la formación de un río trenzado no están aún claramente establecidos. Se considera que los canales entrelazados ocurren en sistemas fluviales que tienen: una pendiente longitudinal suficientemente inclinada (1-3% aproximadamente) como para comunicarle a la corriente la velocidad necesaria para acarrear a trechos su pesada carga y para transmitir a su lecho mayor una dirección rectilínea; una sobreprovisión de carga de lecho y en suspensión, cuyas fuentes más comunes son las áreas afectadas por erosión severa, cuyo aporte es más continuado, las zonas afectadas por diversos fenómenos de remoción en masa que aportan en forma discontinua, y las áreas de transición glaciaria, relativamente continuas; un caudal con fluctuaciones extremas determinadas o por condiciones climáticas ampliamente cambiantes, o por repentinos represamientos temporales del río determinados por material de deslizamiento, por empalizadas, etc.; unas márgenes fácilmente erosionables y susceptibles a los desplomes; una localización espacial acorde con las características anteriores, o sea, como valle intramontano, como llanura intermontana o como llanura extramontana asociada a piedemonte. Cuando se cumplen las condiciones, y dos o más ríos trenzados se extienden en una misma dirección (como aquellos que emergen de la Cordillera de los Andes hacia la Amazonía u Orinoquía), dan lugar a una llanura aluvial de río trenzado.

Como se ha señalado atrás, se trata de corrientes intermitentes, cuyo caudal fluctúa con tal violencia que durante la máxima cresta de creciente el enorme volumen de agua que inunda linealmente a toda o casi toda la llanura la convierte temporalmente (unas decenas de minutos o pocas horas) en un cauce enormemente ensanchado. Es en este momento cuando el río es capaz de acarrear y extender aguas abajo excesiva carga de lecho que recibe en un punto o en un tramo de su curso. Pero, tan pronto pasa la avenida y queda en el lecho la carga de cantos, gravas y arenas distribuida irregularmente, las aguas de bajo caudal tienden a dividirse en

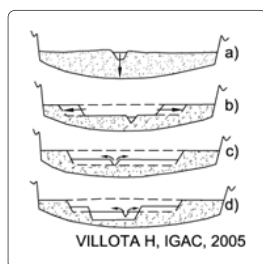
lechos menores que serpentean sobre los materiales de menor resistencia, para unirse y volver a bifurcarse aguas abajo. De este modo se origina un patrón de barras de cauce y canales de estiaje que en conjunto constituyen el lecho mayor o vega baja.

Debido a que no todas las crecidas de un río trenzado son de igual torrencialidad, ni a que éste recibe siempre los enormes volúmenes de aluviones que le son característicos, durante inundaciones de baja magnitud pero con una abundante carga en suspensión, ésta puede ser atrapada por las barras de cauce, especialmente aquellas próximas a las laderas que enmarcan el plano inundable, adonde llegan además sedimentos coluvioaluviales aportados lateralmente por pequeños tributarios o por acción hidro-gravitacional, con lo cual se eleva el nivel del terreno originándose las sobrevegas. Villota H. IGAC. 2005.

Por su mayor elevación con relación al lecho mayor, que la expone únicamente



▲ **Figura 2.14** Paisajes y subpaisajes característicos de una llanura de río trenzado afectada tectónicamente: V1 = Vega Baja; V2 = Sobrevega; T1, T3 = Terrazas; E = Escarpe de terrazas. Río Casanare Colombia.



▲ **Figura 2.15** Desarrollo de terrazas agradacionales.

a inundaciones ocasionales, por sus abundantes sedimentos finos que rápidamente admiten una continua cobertura vegetal o un uso agrícola, e igualmente por su relativa estabilidad, las sobrevegas son unidades en donde los procesos pedogenéticos alcanzan un incipiente desarrollo.

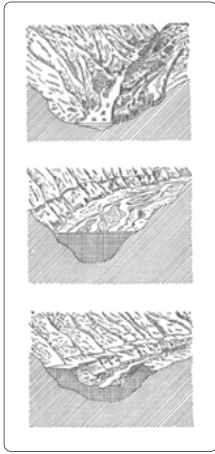
Completan el escenario de las llanuras de río trenzado uno o más niveles de terrazas, ya sean de carácter segregacional o erosional, y los correspondientes escarpes y taludes de terraza (figura 2.14).

Las **terrazas depositacionales** se forman cuando la corriente madre se recorta en sus propios aluviones debido a

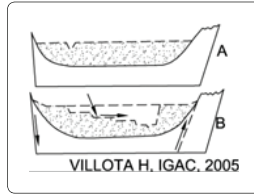
un descenso en el nivel de base de erosión, siguiendo la secuencia: a) incisión; b) ensanchamiento del nuevo valle; c) nueva sedimentación, lo cual puede repetirse dos, tres o más veces para dar lugar a otros tantos niveles de terrazas (figuras 2.15 y 2.16).

Por su parte, las **terrazas erosionales** se originan cuando un tramo del valle o llanura es afectado tectónicamente, de manera intermitente, al punto de producir el basculamiento del terreno y el descenso gradual de nivel de base de erosión.

Bajo estas condiciones se advierte la tendencia de la corriente madre a incisarse y desplazarse lateralmente en una misma dirección y de manera repetitiva, removiendo sus propios sedimentos y dejando de un lado una sucesión de varios “escalones” a los cuales no llegan entonces nuevos sedimentos (figuras 2.17 y 2.18), mientras en el lado opuesto sólo



▲ **Figura 2.16** Formación de una terraza depositacional o acumulativa.



▲ **Figura 2.17** Desarrollo de terrazas erosionales.



▲ **Figura 2.18** Terraza erosional o de corte.

quedan uno o máximo dos niveles de terraza correlacionables con los más altos del sector opuesto.

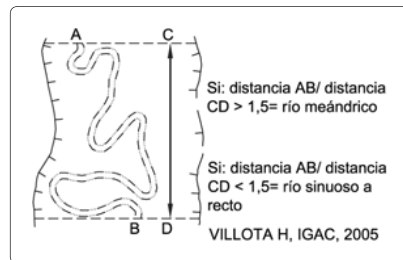
Desde el punto de vista geomorfo-pedológico, es probable que en cada nivel de terrazas agrada-cionales ocurran suelos diferentes, debido a la distinta edad y composición de sus aluviones. En cambio, en las terrazas erosionales tiende a presentarse cierta homogeneidad en los suelos de niveles de terrazas contiguos y sólo difieren claramente cuando corresponden a terrazas suficientemente espaciadas en el tiempo.

Una característica común a todas las geoformas de una llanura de río trenzado, y lógicamente a sus suelos, es la alta pedregosidad subsuperficial, la cual les comunica una alta permeabilidad, siendo este el factor que incide en la conservación más prolongada de las terrazas. Mientras en el plano inundable tienden a predominar las texturas gruesas, en las terrazas la granulometría cambia gradualmente de mediana a fina, y los fragmentos aparecen cada vez más alterados,

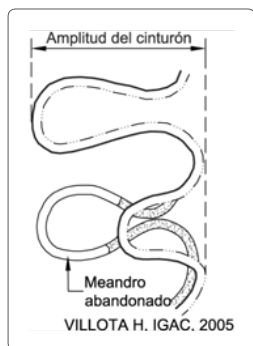
Sistema de ríos meándricos. Se ha mencionado atrás que los ríos rara vez son rectos por tramos mayores a unas diez veces la amplitud de su canal, y por ello la designación “rectilíneo” puede corresponder mejor a irregular, sinuoso o no meándrico.

Lo más común es que una misma corriente muestre más de un patrón (rectilíneo, trenzado, trenzado-meándrico, meándrico) a lo largo de su curso, pero sin que haya un límite neto entre cada uno de ellos. Para propósitos de definición suele recurrirse a la relación entre la longitud del canal (AB) y la longitud del valle (CD), medidas entre dos puntos (figura 2.19). Esta relación se conoce como sinuosidad y varía en los ríos de 1 a 4 o más. Los ríos cuya sinuosidad es de 1,5 o mayor se denominan meándricos y aquellos con sinuosidad inferior a 1,5 son sinuosos y rectos (1,0). No sobra aclarar aquí que los ríos meándricos deben tener además cierto grado de simetría en su curvatura.

Los meandros y su actividad. La palabra meandro parece proceder del nombre del río Minor (o Mendere) en Asia Menor en



▲ **Figura 2.19** Representación de las longitudes del canal y del valle entre dos puntos.



▲ **Figura 2.20** Cinturón de meandros.

el cual reconocieron los pioneros de la geomorfología el hecho de que fluía en curvas más o menos regulares y que tenía una relación de sinuosidad mayor de 1,5. De acuerdo con el “Dictionary of Geological Terms” (American Geological Institute, 1984), meandro es cada una de una serie de curvas o vueltas en el curso de una corriente madura, producida cuando ésta gira de un lado a otro en su recorrido a través de su llanura, semejante al desplazamiento de una serpiente. Por lo demás, en Turquía existe un río con muchas curvas, llamado Río Meandro.

En el sistema de ríos meándricos el tamaño de los meandros es directamente proporcional a la dimensión de la corriente, y la amplitud del cinturón de meandros es equivalente a unas 15 a 20 veces el ancho promedio de la corriente que los origina (figura 2.20).

En cuanto a la actividad meándrica de las corrientes, o sea, su tendencia a seguir un camino serpenteante, está influenciada por los siguientes factores: Puntos duros: como afloramientos rocosos, cantos u otros materiales resistentes a lo largo de las orillas de la corriente, los cuales pueden actuar como agentes que reflejan el flujo del agua originando irregularidades en su dirección rectilínea efecto de los tributarios: el agua que entra a la corriente principal procedente de un tributario lateral también tiende a producir la desviación del curso de aquella. Factor hemisférico: muchos geomorfólogos consideran que la rotación de la tierra produce igualmente un efecto de desviación del flujo de las corrientes desde su curso normal. Disminución del gradiente: incide en la reducción de la fuerza de corte lineal haciendo que la corriente transcurra más lentamente siguiendo los pequeños e irregulares declives del terreno. También es responsable del desbordamiento de la corriente para comprometerla en migraciones laterales.

Los tres primeros factores no son significativamente efectivos en el caso de corrientes jóvenes en las cuales predomina la incisión. En cambio, todos los factores operan en el caso de corrientes maduras, que conllevan un cambio en la acción erosiva del río, pasando de la profundización al ensanchamiento de su valle.

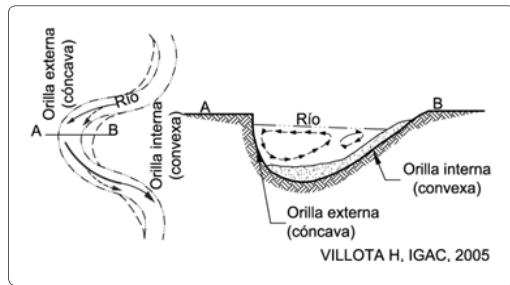
Un mismo o diferentes ríos meándricos pueden originar llanuras aluviales con características morfológicas contrastadas, lo cual depende, entre otros, de los siguientes factores: localización espacial (próxima o distante de zonas erosionables); características de la hoya tributaria (erosionable o no); relación entre carga y capacidad de carga de la corriente; equilibrio entre procesos de sedimentación y erosión por la corriente; dirección predominante de la erosión; naturaleza de la carga de sedimentos.

Aún cuando no siempre son claros los límites entre unos y otros tipos de llanuras, su reconocimiento desde un punto de vista geomorfopedológico es de gran

significación para entender el patrón de los suelos, especialmente en lo concerniente a gradiente textural, gradiente topográfico y condición de drenaje.

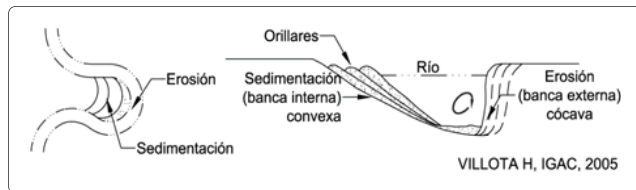
Llanura aluvial meándrica

Morfogénesis. Con esta denominación tentativa, propuesta por van Sleen y Goosen (1974), se hace referencia a la llanura aluvial abierta, localizada a considerable distancia de áreas de erosión como cordilleras, serranías, altiplanicies, o bien a la llanura intermontana enmarcada por vertientes estables y escasamente erosionables, circunstancias que determinan una relación de carga de sedimentos inferior a la capacidad de transporte de la corriente. Lo anterior significa que se trata de ríos con pendiente longitudinal muy suave (inferior a 0,1 %), cuyas aguas son predominantemente claras, con sedimentos en suspensión tan escasos que al inundar su llanura sólo dejan insignificantes capitas de aluviones arcillosos en la superficie. En cambio, estos ríos desarrollan intensamente el denominado proceso de meandrificación mediante la erosión y sedimentación simultáneas en sus propias orillas; la erosión en la orilla externa -A- de cada meandro más o menos en equilibrio con la sedimentación en la orilla interna -B- (figuras 2.21 y 2.22).



▲ **Figura 2.21** Vista en planta y sección transversal A-B del lecho de un meandro.

Normalmente una corriente se mueve en todo meandro en un patrón de flujo helicoidal, con una considerable elevación de la superficie del agua contra la orilla externa o cóncava, determinada por la fuerza centrífuga. Así, en cada curva se originan dos componentes de la corriente: uno de velocidad aguas abajo que se lanza con fuerza contra la orilla externa, y otro más débil que se dirige hacia la orilla interna. Este tipo de flujo produce el socavamiento, desplome y erosión de la margen externa de cada meandro, y deposición en la banca interna. La primera se caracteriza entonces por ser más profunda, con pendiente aproximadamente vertical; próxima a ésta el agua adquiere la máxima velocidad y turbulencia. La segunda es más superficial, con

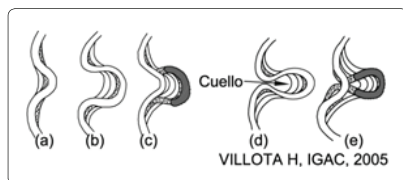


▲ **Figura 2.22** Desarrollo de orillares en una llanura meándrica.

Este tipo de flujo produce el socavamiento, desplome y erosión de la margen externa de cada meandro, y deposición en la banca interna. La primera se caracteriza entonces por ser más profunda, con pendiente aproximadamente vertical; próxima a ésta el agua adquiere la máxima velocidad y turbulencia. La segunda es más superficial, con

pendiente suavemente inclinada y aguas más lentas; allí se forman los denominados orillares o barras de meandro. No sobra aclarar que los materiales erosionados de la banca externa de un meandro tenderán a depositarse en la orilla interna del siguiente meandro y no en el lado opuesto, como se observa en la (figura 2.22).

El doble proceso de erosión-sedimentación suele ser poco activo cuando el caudal y la carga de aluviones son escasos; en cambio, éste alcanza su máxima eficiencia cuando el nivel de las aguas se aproxima a su tope, sin salirse del cauce. Es



▲ **Figura 2.23** Proceso de estrangulamiento de meandros.

entonces cuando la meandrificación, o sea, el crecimiento, corte y abandono de meandros, junto con la formación de orillares, adquiere su mejor expresión. Tal como puede observarse en la figura 2.23, el proceso afecta a curvas sucesivas de una corriente, produciendo erosión y sedimentación alternas que poco a poco determinan el pronunciamiento de los meandros hasta que finalmente, durante las crecidas, la corriente puede acortar camino por una zona cóncava de los orillares (c), dejando abandonado un meandro abierto, de forma semilunar; e igualmente puede recortarse por el cuello muy estrecho del meandro (e), abandonando un lago en herradura (oxbow lake). En los dos casos, los mismos sedimentos del río se encargan de taponar los extremos de las curvas abandonadas, aislándolas del nuevo curso. Villota H. IGAC. 2005.

Morfografía. Bajo el predominio de los procesos anteriores, una llanura aluvial meándrica está caracterizada por un plano inundable, que es un paisaje de edad subactual a actual, susceptible a inundaciones periódicas u ocasionales en el que se destacan varias generaciones de orillares, meandros abandonados con agua o colmatados y algunas sobrevegas.

Orillares o barras de meandro: geoformas cóncavo-convexas, alargadas y curvadas, a modo de patrones de surcos y camellones de diversa amplitud y desnivel, que se forman en la orilla interna de los meandros mediante la depositación de sucesivas capas de aluviones relativamente finos (arenas finas, limos) sustraídos del lecho por un flujo lateral subsuperficial. Después de una inundación, las áreas cóncavas suelen quedar cubiertas con aguas estancadas, produciéndose la decantación de sus aluviones más finos, con lo cual les dan el aspecto de pantanos estrechos y alargados (figura 2.22).

En consecuencia, mientras los montículos o áreas convexas se caracterizan por su granulometría arenosa a franca y un drenaje natural bueno a moderado, que favorecen el desarrollo de una adecuada cobertura vegetal, las áreas cóncavas exhiben las mismas capas areno-francosas pero recubiertas por otra más fina; su condición de drenaje se torna imperfecta a pobre, lo cual sólo favorece el desarrollo de vegetación adaptable a tales condiciones.

Las dimensiones de los complejos de orillares normalmente son proporcionales al tamaño de las corrientes que los originan, pero a pesar de que en todos los casos caen dentro del concepto de un microrelieve, pueden ser fácilmente reconocibles sobre fotografías aéreas y algunas imágenes de sensores remotos satelitarios gracias al contraste tonal que exhiben los “surcos y camellones”.

Las varias generaciones de orillares que pueden reconocerse en una llanura aluvial mediante el estudio de su imagen fotográfica por lo general presentan escasas diferencias en su evolución pedogenética (comúnmente incipiente), especialmente cuando la corriente desarrolla una activa meandrificación. En consecuencia, sólo un estudio sobre el terreno podrá dar pautas al fotointérprete -edafólogo- para diferenciar los orillares actuales de los subactuales.

Meandros abandonados: comprende tramos del lecho de un río correspondientes a una curva de meandro abierta o cerrada, cuyo corte y aislamiento ocurre cuando la corriente puede acortar su curso, incrementando localmente su pendiente. El taponamiento de sus extremos es rápido y tiene lugar por la acumulación de sedimentos del propio lecho.

Recién cortados, los meandros contienen agua, constituyendo entonces verdaderas lagunas; sin embargo, luego de sucesivas inundaciones van llenándose con aluviones más finos hasta transformarse primero en pantanos y finalmente en meandros colmatados.

El reconocimiento de estas geoformas sobre fotografías aéreas también es fácil por el contraste tonal que ofrecen (más oscuro) con relación a las áreas circundantes.

Sobrevega: corresponde a la unidad más sobresaliente del plano inundable, localizada en forma discontinua hacia las márgenes del mismo y formada tanto por la acumulación longitudinal de sedimentos finos del propio río durante crecidas excepcionales como por aportes laterales coluvio-aluviales procedentes de la denudación de escarpes y taludes de terrazas adyacentes.

El conjunto de sedimentos recubre parcialmente los orillares y meandros abandonados, elevando con ello el nivel del terreno y determinando quizás una menor frecuencia de inundaciones.

Terrazas agradacionales: uno o más paisajes que completan la morfología de la llanura aluvial meándrica, localizados a ambos lados del plano inundable y originados por repetidos descensos del nivel de base de erosión, bien por ascensos diastróficos regionales o por incidencia climática global (eras glaciales). En ambos casos domina en principio la erosión vertical que conduce a la incisión de la corriente dentro de sus propios sedimentos. No obstante, al acercarse a un nuevo perfil de equilibrio, el cauce se ensancha y se inicia una nueva etapa de sedimentación. Arriba quedan los niveles de terraza y abajo el naciente plano inundable, tal como puede apreciarse en la llanura del río Obi en donde parece que la secuencia: incisión-ensanchamiento-sedimentación se repite rápidamente, ya que en los tres

niveles inferiores de terraza aún pueden observarse meandros abandonados y sus correspondientes orillares.

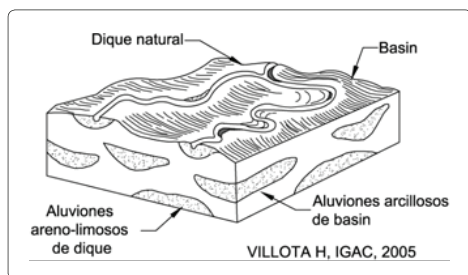
Cada nivel de terraza está separado de los demás por un escarpe o un talud de terraza, cuya altura es indicativa de una mayor o menor incisión de la corriente. A diferencia de los escarpes rectilíneos de las terrazas de río trenzado, éstos son curvos como los ríos que los afectan.

Llanura aluvial de desborde y llanura fluvio-deltaica

Morfogénesis. Se trata de llanuras construidas por ríos meándricos o meándrico-trenzados, cuyo gradiente longitudinal es aproximadamente de 1:500 (pendiente $<1\%$). Espacialmente se extienden como llanuras intercordilleranas (a continuación de las llanuras de piedemonte), cuyas corrientes reciben de los relieves circundantes una elevada carga de sedimentos en suspensión y también de lecho (arenas y pocas o ningunas gravas). El caudal de los ríos fluctúa ampliamente con las estaciones, al punto de inundar periódicamente la planicie por desbordamiento lateral.

Aquí ya no existe el equilibrio entre los procesos de sedimentación y erosión que caracterizaba a las llanuras meándricas, pues el primero prevalece sobre el segundo en un grado medio (llanura de desborde) a alto (llanura fluvio-deltaica).

Cuando, en el primer caso, la corriente rebosa sus orillas durante los períodos de aguas altas (o de crecidas), láminas de agua de diferente altura abandonan el cauce y se extienden lateralmente hacia la llanura produciendo una sedimentación diferencial de su carga en suspensión como resultado de la repentina reducción en su velocidad y poder de transporte. Los aluviones más gruesos (arenas finas y muy finas) se depositan primero cerca al río originando los albardones o diques naturales, luego los sedimentos medianos (limos, arena muy fina y arcilla) para dar lugar a una franja transicional denominada por geomorfólogos franceses como “nape” o manto de desborde, y, a mayor distancia, los materiales más finos (arcillas) que se extienden y decantan sobre la porción más amplia y cóncava de la llanura, conocida como basín o zona de estancamiento de aguas. El dique natural o albardón y el basín se pueden apreciar en la figura 2.24.



▲ **Figura 2.24** Sección transversal profunda a través de una llanura de desborde.

Durante los períodos de estiaje y de transición climática, cuando el nivel de las aguas permanece a baja o mediana altura, las corrientes tienden a desarrollar el proceso de meandri-ficación descrito antes, pero con menor intensidad que en las llanuras meándricas y tal vez de manera discontinua. De ese modo se forman delante de los

diques naturales una o más generaciones de orillares y, con menor frecuencia, quedan además algunos meandros abandonados.

En esta misma etapa del desarrollo de la llanura de desborde, la corriente que golpea contra la orilla externa de las curvas de meandro tiende a socavar el albardón desde su punto más elevado hacia atrás, estrechándolo paulatinamente hasta alcanzar con frecuencia la napa. De este modo se originan los llamados vertederos o salidas de madre, o sea, las aperturas en el dique natural por donde el río vierte parte o la totalidad de sus aguas con sedimentos hacia los basines en posteriores crecidas.

Los vertederos adquieren gran importancia cuando en los ríos (o tramos de río) meándricos se produce un desequilibrio extremo y la sedimentación de aluviones, tanto en el lecho como a largo de las orillas, llega a ser el proceso dominante durante el desarrollo de la llanura, sin que la erosión lateral deje trazas significativas. En tal caso, los numerosos difluentes que se desprenden de la corriente madre a través de los vertederos y en dirección a los basines pueden llegar a formar nuevas unidades, las que contribuirán a acomplejar tanto el paisaje como el patrón de los suelos.

Si el difluente penetra a un basín sin aguas estancadas, rápidamente se expulsa sobre éste, al igual que su carga suspendida de limos, arcillas y arenas muy finas. En cambio, cuando se extiende sobre ciénagas gradualmente construye con su carga en suspensión un brazo deltaico destacado por sus minialbardones, o, más comúnmente, verdaderos deltas digitados mejor conocidos como deltas de explayamiento. Estas geoformas llegan a constituir un patrón intrincado dentro del basín en el cual se destacan por la vegetación arbórea que crece sobre ellos y que contrasta abruptamente con la vegetación herbácea y el agua de las cubetas circundantes. Justamente son estos rasgos morfológicos los que han conducido a la definición de las denominadas llanuras fluvio-deltaicas. Villota H. IGAC. 2005.

Cuando las corrientes meándricas reciben en algún tramo de su curso una abundante carga de sedimentos de lecho y en suspensión, aportados por tributarios menores pero con mayor capacidad de transporte en función a un mayor gradiente, entonces tiene lugar una rápida depositación de gravas y arenas en el propio lecho, factor que determina de una parte la reducción en la profundidad del cauce, y de otro lado la emersión de parte de esos materiales para formar islotes y playones comunicando a la corriente un patrón meándrico-trenzado.

El cauce abandonado, que difiere geogénicamente del meandro abandonado, es taponado en sus extremos por el mismo río, quedando inicialmente cubierto con agua pero siendo paulatinamente colmatado con aluviones finos.

En cuanto al nuevo cauce, éste tenderá con el transcurso del tiempo a formar nuevos diques naturales durante los desbordamientos, depositando aluviones areno-limosos sobre aquellos arcillosos del piso del basín. A su vez, el albardón del cauce abandonado podría finalmente quedar cubierto con depósitos de basín. Esto explicaría entonces por qué es común encontrar en las llanuras de desborde

y fluvio-deltaicas suelos estratificados con diferentes secuencias de capas de arena, limo y arcillas. Es importante destacar finalmente el hecho de que en algunos grandes ríos suelen desprenderse difluentes que captan de modo permanente parte del caudal de la corriente madre y forman con ésta verdaderas islas, a menudo de gran longitud. Ese brazo secundario puede recorrer varios kilómetros antes de conectarse de nuevo con el cauce principal; durante las crecidas también desborda lateralmente y desarrolla albardones, napas, orillares y demás geoformas propias de este tipo de llanura aluvial. En la porción de tierra que encierran forman un basín común, sobre el cual extienden sus brazos deltáicos. Un caso tal se presenta en la región del bajo río Magdalena (Colombia), en donde se desprenden sucesivamente los llamados: brazo Morales, Papayal y Mompós para formar respectivamente las islas del mismo nombre.

Morfografía. Como resultado de los procesos geomórficos descritos se concluye que las llanuras aluviales de desborde y fluvio-deltaicas son las que muestran un mayor número de geoformas, la mayoría originadas en períodos de aguas altas y unas cuantas en épocas secas o de aguas bajas.

A continuación se describen esas geoformas, destacando en cada caso sus características geomorfo-pedológicas:

- a. **Plano inundable:** Corresponde al paisaje más joven de las llanuras en discusión, de edad actual a subactual, sujeto a inundaciones periódicas anuales o bianuales, a menos que estas hubieran sido controladas por el hombre. Comprende los subpaisajes de dique natural, napa de desborde, basín, brazo deltaico y delta de explayamiento, cauce abandonado y brazo menor; orillares meandro abandonado, islotes y playones.

Dique o albardón natural: es la parte más alta del plano inundable y la que primero se seca pasada una inundación; se localiza a lado y lado de la corriente, como una franja estrecha y alargada, de forma convexa a plano-convexa, forma que adquiere debido a las partículas mayores que allí se han depositado, ocupando un mayor volumen en comparación con las más finas de otras posiciones.

Por todo lo anterior en estas unidades se desarrolla, en condiciones naturales, un bosque vigoroso, pero en áreas intervenidas se asientan las poblaciones ribereñas, las vías terrestres y las actividades agropecuarias reconocibles por un apreciable parcelamiento de la tierra.

Manto o napa de desborde: zona de transición entre el dique natural y el basín, no siempre tan definida como esas unidades, formada por la acumulación de sedimentos de granulometría mediana en los que tienden a prevalecer los limos. La pendiente es recta y casi plana a ligeramente inclinada, en ocasiones cruzada por una fina red de líneas de drenaje que se pierden en dirección al basín. Los suelos son menos permeables que en el dique natural, con un drenaje natural imperfecto a moderado. Aquí todavía es posible encontrar algún

parcelaje y un uso menos intensivo de la tierra, o, en su defecto, una cobertura vegetal algo menos desarrollada que en el albardón.

Basín: es la unidad más amplia del plano inundable, localizada atrás del dique natural, con extensión hacia los taludes de las terrazas o hacia la base de los piedemontes, o también hasta las márgenes externas de la llanura. Su topografía plano cóncava favorece el estancamiento tanto de las aguas de desborde como de aquellas aportadas por pequeños tributarios intermitentes y las de las mismas lluvias, lo cual facilita a su vez la decantación de las partículas más finas. Aquí pueden distinguirse dos porciones bastante definidas: una que podría denominarse cubeta de desborde, o sea, el basín alto, en donde las aguas de desborde se desplazan inicialmente hacia los tramos más bajos, para finalmente quedar cubierto durante un cierto período, y otra más baja que corresponde a la cubeta de decantación, en donde las aguas se estancan por largos períodos o aún en forma permanente, constituyendo ciénagas.

En la primera dominan los suelos con granulometría francosa fina a fina, la permeabilidad es lenta y el drenaje natural pobre, con fuertes signos de hidromorfismo. En la segunda los suelos son arcilloso pesados, a veces con capas de turba intercalada; la permeabilidad es muy lenta y el drenaje natural muy pobre hasta cenagoso. Aquí la vegetación natural es más raquítica, ya sea arbórea o herbácea, no hay parcelamiento de la tierra y la actividad agrícola es nula. En los períodos de aguas bajas los ribereños suelen aprovechar la cubeta de desborde para sostener un pastoreo extensivo.

En condiciones naturales, los brazos deltaicos presentan una cobertura arbórea de buen porte, la cual permite delimitarlos fácilmente sobre fotografías aéreas, más aún si están rodeados por el agua de las ciénagas. Debido a su estrechez, las probabilidades de uso agropecuario son escasas.

Brazos deltáicos y deltas de explayamiento: geoformas muy estrechas, convexas, alargadas y sinuosas, conformadas por un caño central bordeado por mini-diques naturales, del cual se desprenden brazos secundarios. Inicialmente se extienden desde el dique natural hacia el basín, pero luego toman cualquier dirección, llegando a conectarse unos con otros. Generalmente están constituidos por sedimentos de granulometría media; su drenaje natural es moderado en la parte convexa e imperfecto en el cauce central.

Cuando los brazos se extienden desde un vertedero en un patrón distributivo, la unidad recibe el nombre de delta de explayamiento.

Cauce abandonado: los tramos abandonados del lecho de un río pueden aparecer cubiertos con agua, con aspecto de pantanos o secos. Inicialmente son cóncavos y cubiertos por sedimentos de lecho con arenas y tal vez gravas, pero cuando llegan a colmatarse, los sedimentos superficiales son más finos, poco permeables y a menudo cubiertos con vegetación herbácea adaptada a condiciones de drenaje restringido.

Su reconocimiento sobre fotografías aéreas resulta fácil, tanto por la forma meándrica y tono oscuro del canal, como por los tonos claros, la vegetación más vigorosa y el uso-parcelaje de sus diques naturales.

Orillares, meandros abandonados: estos subpaisajes ya fueron descritos en las llanuras meándricas, por lo cual se remite al lector al numeral correspondiente.

- b. **Terrazas aluviales:** Como en toda llanura aluvial, aquí también pueden o no desarrollarse terrazas aluviales en función de las fluctuaciones que pudiera sufrir el nivel de base de erosión local, ya relacionadas con las eras glaciales o con ascensos diastróficos.

En el caso de ocurrir terrazas en una llanura de desborde, éstas podrían presentar una granulometría variada, aunque con predominio de las texturas finas, más aún si los procesos pedogenéticos hubieran alcanzado suficiente desarrollo. No sobra aclarar que mientras las terrazas no sean afectadas por fuerte disección, los niveles superiores deben presentar los suelos más evolucionados en función a su mayor edad y a la estabilidad que brinda su topografía plana. En caso contrario, la disección producida por la escorrentía, en colaboración con la remoción en masa, pueden conducir a la remoción de los suelos maduros y a la exposición de los aluviones frescos subsuperficiales.

En el proceso de interpretación de imágenes para la identificación de una llanura de desborde que limita con un piedemonte aluvial se suelen presentar dudas para su delimitación. Sin embargo, un cambio neto en la cobertura vegetal o en el uso de la tierra, con presencia de nuevo parcelamiento en las márgenes del plano inundable, sin que aparezca bien definido un talud o escarpe de terraza, puede ser indicativo del contacto entre la llanura de desborde y un piedemonte aluvial.

En ocasiones puede reconocerse el avance de la sedimentación de los abanicos sobre el plano inundable, pero también es común la sedimentación más acelerada en la llanura de desborde, al punto de recubrir la parte distal del piedemonte. Barrenajes detallados perpendiculares a la corriente colectora podrán aclarar la predominancia de uno u otro proceso.

Ejemplos en Colombia de recubrimiento del plano inundable se encuentran en la llanura del Atrato (Departamento del Chocó), donde el río Sucio está explayando sus sedimentos sobre aquella. En cambio, en el departamento del Valle del Cauca, el río del mismo nombre ha recubierto la base de los abanicos del piedemonte de la Cordillera Central Andina.

Forma de la topografía. Cada uno de los tipos de paisajes definidos anteriormente presenta normalmente una topografía propia y característica. Así, una planicie es normalmente plana, una montaña es generalmente escarpada. Sin embargo, resulta a veces difícil reducir todos los casos reales a estos modelos generales. Por ejemplo, una planicie puede perfectamente presentar una to-

pografía ondulada, sin que haya ningún encajonamiento significativo de los valles. Es en este sentido que se aconseja agregar al tipo de topografía un calificativo susceptible de especificar su forma. Pueden utilizarse los siguientes calificativos, tomados de las “Guías para la descripción de perfiles de suelos” de la FAO: *Paisaje plano o casi plano*: pendientes inferiores al 2%. *Paisaje ondulado*: desniveles y pendientes débiles (2-8%). *Paisaje fuertemente ondulado*, caracterizado por desniveles pequeñas, pero pendientes moderadas (8-16%). Corresponde a un modelado de disección moderada. Paisaje colinado, caracterizado por desniveles y pendientes acentuadas (16-30%), con muy pocas superficies planas. Se trata de un modelado de disección fuerte. Paisaje escarpado, caracterizado por desniveles y pendientes muy fuertes (30-50%), sin superficies planas. Paisaje fuertemente escarpado, con pendientes superiores al 50%.

Posición relativa. Es muy difícil preestablecer rangos de altura relativa o absoluta para cada tipo de paisaje. Estos varían de un caso al otro. Por ejemplo, la meseta de Bucaramanga constituye una altiplanicie que se encuentra comprendida entre 1.200 y 1.300 m de altitud absoluta, con desnivelaciones de 50 a 100 m en relación a los valles. En cambio, el altiplano cundi-boyacense, que es también un paisaje de altiplanicie, se encuentra entre 2.500 y 3.500 m, y los desniveles son del orden de los 1.000 m. Paisajes que pertenecen al mismo tipo pueden, por lo tanto, ocurrir a alturas muy diferentes. Esta posición relativa se señala por intermedio de tres calificativos: bajo, medio, alto. Así, la planicie de Bucaramanga es una planicie de posición relativa alta; en cambio, los Llanos Orientales constituyen una planicie media o baja según los casos. El río Magdalena en su trayecto montañoso corre por un valle alto, a la altura de Neiva se trata de un valle medio y aguas arriba de su desembocadura en el mar, el valle es bajo.

Desnivel. Ningún tipo de paisaje, ni siquiera la planicie, es topográficamente uniforme en toda su extensión. Existen siempre altos y bajos. Es conveniente señalar, por intermedio de una apreciación promedia, el desnivel que separa los altos de los bajos. Esta indicación es de suma importancia, principalmente en zonas planas como los llanos, donde pequeños desniveles pueden significar la actuación de procesos pedogenéticos muy diferentes: por ejemplo, hidromorfismo en los bajíos, lavado de arcillas y rubefacción en los bancos.

Condiciones de Vecindad. Para ubicar mejor el paisaje descrito dentro de su contexto regional es interesante señalar su situación con relación a un paisaje vecino. Esta variable se indica por los calificativos siguientes: denominado por, dominando a, vecino de.

Tipo de paisaje vecino. Al mismo tiempo que se señalan las condiciones de vecindad, hay que especificar naturalmente el tipo de paisaje que está dominando el paisaje descrito o que está dominado por el mismo. Esto es bastante

importante porque existen siempre relaciones dinámicas entre paisajes vecinos con transferencia de materiales. Por ejemplo, las márgenes de un valle están directamente influenciadas por lo que pasa en el paisaje montañoso vecino de donde provienen aportes, los cuales se depositan en el valle bajo la forma de conos de deyección o de glaciés diversos. Para señalar el tipo de topografía vecina, se utilizan los mismos términos de paisaje: valle, planicie, altiplanicie, piedemonte y montaña.

2.3.3 El tipo de relieve

La mayoría de los geomorfólogos consideran que el nivel jerárquico inmediatamente inferior al paisaje es la forma de terreno. El paisaje sería, según esto, una asociación de formas elementales. Esta es también la posición adoptada por el grupo de pedología de la Asociación Informática y Biosfera. Sin embargo, la experiencia adquirida a través de los levantamientos de suelos hace resaltar que entre el paisaje y la forma de terreno hay que intercalar un eslabón intermedio, que podría llamarse tipo de relieve. Existen algunos ejemplos para mostrar la necesidad de crear este nivel jerárquico intermedio.

Ejemplo de un paisaje de valle. En la mayoría de los casos, un paisaje de valle se descompone en tres unidades fisiográficas distintas: una vega, una llanura de desborde y un sistema de terrazas. Se sabe por experiencia de campo que ninguna de estas unidades corresponde a una forma elemental, irreducible. En otras palabras, ninguna constituye una unidad geomorfológica básica, no susceptible de someterse a nuevas subdivisiones bajo la forma de unidades de categoría inferior. Al contrario, tanto la vega como la llanura de desborde y la terraza son unidades espaciales comprensivas, constituidas por una asociación de formas elementales y no por una sola forma elemental. Por ejemplo, una vega suficientemente amplia incluye pequeños pedazos de albardón de orilla y napas de limos de desborde. Una llanura de desborde, si está completa, presenta una estructura transversal típica, la cual incorpora formas tales como albardón de orilla, napas diversas, depresiones laterales y depresiones marginales. Una terraza puede estar constituida por formas muy distintas, como napas de explayamiento asociadas con depresiones laterales. Por lo tanto, la situación es la siguiente: por una parte, el paisaje no se divide directamente en formas elementales y, correlativamente, las formas elementales no se asocian para constituir directamente un paisaje. Entre estos dos niveles categóricos, el de paisaje y el de forma de terreno, falta un eslabón que sea a la vez elemento de un paisaje y asociación de formas elementales. Este papel de eslabón lo desempeña el concepto de tipo de relieve. Por ejemplo, la vega, la llanura de desborde y la terraza son tipos de relieve que integran formas diversas de terreno y se unen para conformar un paisaje de valle. Es, por lo tanto, necesario crear un nivel categórico intermedio que corresponda a estas asocia-

ciones de formas elementales: el tipo de relieve. La creación de esta categoría taxonómica y su incorporación al sistema de clasificación de las unidades geomorfológicas se impone por dos razones: una sistemática y otra operacional.

Razón taxonómica (Sistemática). En este sentido, el tipo de relieve es un nivel categórico lógico, intermedio entre el nivel de paisaje y el de forma de terreno. La ausencia del taxón del tipo de relieve en la mencionada leyenda lleva a clasificar unidades como la llanura de desborde o la terraza en la categoría de forma de terreno. Tal incoherencia proviene del hecho de que la geomorfología aún no dispone de normas en cuanto a densidad de observaciones. Esto conduce en algunos casos, como en el de la terraza, a tomar como criterios básicos de definición más la configuración y la posición relativa que la estructura del sistema deposicional, la cual revela generalmente la presencia de varias formas de terreno en una misma terraza.

Razón operacional. La segunda razón es de carácter operacional y se basa en que si se mezclan unidades comprensivas como la terraza con formas elementales como el albardón de orilla, desaparecen las relaciones dialécticas que interrelacionan la forma y el contenido. En el caso de la terraza se tiene necesariamente una asociación de suelos por la simple razón que una terraza no es una forma elemental sino una asociación de formas. En cambio, en el caso del albardón, que corresponde a una forma elemental, se identifica generalmente una sola serie de suelos bien individualizada. Basándose en los términos de la discusión anterior, la definición del tipo de relieve podría enunciarse como sigue: el tipo de relieve es una unidad fisiográfica que corresponde a la vez a un elemento de paisaje y a una asociación de formas elementales. Su tamaño es de orden kilométrico.

Los criterios que se utilizan para identificar y caracterizar el tipo de relieve son los mismos que los que se emplean a nivel de paisaje: el tipo de topografía, la posición relativa, el desnivel, las condiciones de vecindad y el tipo de relieve vecino. Sin embargo, en el presente caso, el nivel de percepción es diferente, más detallado y más preciso. Por lo tanto, los criterios no tendrán aquí el mismo contenido que a nivel de paisaje. Zinck, 1980.

El Tipo de Topografía. Como en el caso del paisaje, el tipo de relieve es fundamentalmente una unidad fisonómica y se caracteriza, esencialmente, por el tipo de topografía. Para mayor claridad se presentarán a continuación los diversos tipos de topografía por orden de altura relativa creciente en relación a las vaguadas (thalweg). En estas condiciones, se tomarán en consideración sucesivamente los términos siguientes: *vega, llanura de desborde, terraza, mesa, loma, colina, cresta y viga*. Se trata, obviamente, de términos conocidos y de uso común, pero ambiguos. Es, por lo tanto, necesario circunscribirlos mediante una definición relativamente precisa, que probablemente no cumplirá con el asentimiento general, pero facilitará las labores de identificación y correlación.

Vega. La vega es la porción de espacio más baja de un valle. Forma generalmente un cajón poco profundo (uno a algunos metros de desnivel), alargado, estrecho, bordeando ambas márgenes de un curso de agua, pero sin incluir al cauce principal. Esta unidad corresponde al plano de inundación anual. Así, la vega es una entidad periódicamente inundable que cede y recibe continuamente aluviones de lecho (cantos, gravas, arenas), impidiendo el desarrollo de suelo y vegetación, por lo cual determina una unidad de tierras misceláneas que se comportan de manera diferencial ante la erosión. Desde el punto de vista hidráulico se denomina banca.

La sobrevega ocupa espacios a lado y lado de la vega, es ligeramente más elevada y sólo ocasionalmente inundable, lo cual favorece los procesos pedogenéticos y el desarrollo de una adecuada cobertura vegetal. Su posición más alta se debe a aportes aluvio-coluviales laterales y a sedimentación de cargas en suspensión inmediatamente después de las grandes crecientes.

Llanura aluvial o de desborde. La llanura aluvial es una superficie plana, constituida por los aportes de un curso de agua y normalmente adyacente a la vega, a la cual domina por pocos metros (2 a 5 m, por lo general). En los casos donde no haya vega, como en muchas partes de los llanos bajos, la llanura aluvial constituye extensas superficies planas, atravesadas por cauces poco entallados. Normalmente, este tipo de relieve corresponde a los sectores afectados por inundaciones periódicas y/o excepcionales.

Definición y modalidades de formación de una Terraza. La terraza es un tipo de relieve plano que resulta de dos fases morfogenéticas sucesivas: una fase de acumulación, que comienza generalmente por una depositación de material grueso (bloques a gravas basales) y termina por una depositación de material más fino (material de cobertura) y una fase de entalle fluvial o marino, según los casos, que tiene como resultado colocar la napa de acumulación en posición de terraza. El nivel topográfico, así constituido, está limitado por un reborde abrupto o talud de terraza. La sucesión de las dos fases, una de acumulación y otra de entalle, está determinada generalmente por las oscilaciones climáticas que se han sucedido durante el Cuaternario, con alternancia de períodos de ruptura del equilibrio bioclimático (períodos rhexistáticos) y de períodos de equilibrio bioclimático relativo (períodos biostáticos). Durante los períodos rhexistáticos se realiza la acumulación del material y durante los biostáticos, como el actual, se efectúa el entalle fluvial. Una terraza así formada puede estar sometida a transformaciones posteriores, bien sea por erosión o por tectónica. Zinck, 1980.

a. *Erosión de terraza.* La erosión de una terraza puede procesarse por disección mediante el entalle linear de pequeños valles laterales originados por erosión regresiva. La terraza adopta, entonces, una topografía ondulada. Se habla en este caso de terraza disectada. La erosión puede ser también el resultado de migraciones laterales de meandros de un río durante su fase de entalle. Se ori-

ginan, así, rellanos o niveles intermedios, que presentan el mismo material que la terraza de origen, pero con suelos generalmente menos desarrollados por el menor tiempo de evolución pedogenética. Se habla en este caso de nivel de entalle fluvial.

- b. *Transformación tectónica.* La transformación de una terraza puede estar también relacionada con una actividad tectónica posterior a su formación. La terraza original se divide, entonces, en varios escalones separados por pequeños escarpes de falla y cuya característica fundamental es la de presentar el mismo material parental y suelos similares. Se habla, en este caso, de niveles tectónicos, que no se deben confundir con terrazas diferentes y sucesivas.

Mesa. La mesa es una porción de terreno elevado, relativamente plana, de gran extensión y rodeada de valles o barrancos. Hasta un cierto punto, la mesa es una ampliación de la noción de terraza. Hay, sin embargo, algunas diferencias fundamentales entre ambos tipos de relieve. La terraza tiene una configuración longitudinal, paralela a la dirección general de un valle, del cual es un elemento. La mesa, en cambio, presenta una configuración más amplia, más masiva y más extensa, y constituye un miembro de un paisaje de altiplanicie.

Colina y loma. La definición de un relieve accidentado de altura media, (*relieve colinoso o colinado*) resulta frecuentemente laboriosa, debido a la imprecisión de los términos disponibles: colina, loma, cerro. Todos estos tipos de relieve son el resultado de una acción de disección por el entalle de una red más o menos densa de vaguadas (*thalweg*). Para diferenciarlos pueden distinguirse básicamente dos situaciones extremas con muchos casos intermedios y transicionales. En el primer caso, la circunferencia de la base del relieve, o sea, el dibujo que representaría su proyección vertical, es más o menos circular, sin dirección predominante. Esta definición podría ser la de colina. En el otro caso, la circunferencia de la base presenta una dirección predominante y una configuración alargada. Se habla entonces de loma, palabra ésta que simula la forma del lomo del espinazo de un animal. En resumen, la colina es un tipo de relieve de disección, de altura intermedia entre un relieve plano y un relieve escarpado, de circunferencia basal más o menos circular y con vertientes divergentes en todas las direcciones a partir de la cumbre, y la loma es también un tipo de relieve de disección, de altura media, pero su circunferencia basal es alargada y el relieve está formado por dos vertientes que se inclinan en dirección opuesta.

Cresta y viga. Para caracterizar un paisaje de montaña, se utilizan frecuentemente dos términos: cresta y viga. La combinación entre ambos elementos se parece más o menos a la estructura de un techo, con una cresta axial y elementos transversales, perpendiculares a la cresta: las vigas. La mayoría de los paisajes de montaña del país presentan esta estructura. La *cresta* designa una fila montañosa

longitudinal, generalmente con un flanco más abrupto que el otro. La *viga* constituye una fila transversal más corta, con una línea de cumbre muy inclinada. Las vigas alternan con vallecitos de torrentes. En los paisajes, la caracterización completa del tipo de relieve exige no solamente la definición del tipo de topografía, sino también algunas indicaciones sobre la posición relativa, el desnivel, las condiciones de vecindad y el tipo de relieve vecino.

La Posición relativa. Se utilizan los calificativos siguientes: bajo, medio y alto. La Desnivelación se indica en metros. Para las condiciones de vecindad se utilizan las indicaciones siguientes: dominado por, dominando a, vecino de. *El tipo de Relieve Vecino:* vega, llanura aluvial, terraza, mesa, loma, colina, cresta, viga.

Estos parámetros se han agrupado, resumiéndolos, en el cuadro 2.7:

Posición relativa	Desnivelación	Condiciones de vecindad	Tipos de relieve vecino
Bajo Medio Alto	Se indica en metros	Dominado por: Dominando a: Vecino de: Mesa Lomo Colina Cresta Viga	Vega, Sobre-vega Llanura aluvial Terraza

(Zinck, 1980)

▲ **Cuadro 2.7** Parámetros que se utilizan para caracterizar los diferentes tipos de relieve.

Ejemplo de descripción del tipo de relieve: Terraza baja. Desnivel 1 a 3 m. Dominando una llanura aluvial y dominado por otra terraza. Zinck, 1980.

2.3.4 La forma del terreno

La forma de terreno es la unidad básica, el nivel categórico más bajo en el sistema de clasificación taxonómica de las unidades geomorfológicas. La noción de forma del terreno corresponde a un concepto bastante vago y, según los autores, la acepción de este término puede variar mucho. Para poder incluir todas las posibilidades de interpretación que se le pueden dar a la noción de forma de terreno, se intentará definirla desde tres puntos de vista: desde el punto de vista morfológico, desde el punto de vista morfogenético y desde el punto de vista morfohistórico.

Definición morfológica. La definición morfológica, también llamada fisiográfica, corresponde a la acepción más común y corriente de la forma de terreno. Se trata simplemente de describir la forma, sin buscar ninguna explicación genética. Limitada a esta definición puramente descriptiva y estática, y para evitar confusiones

con las otras que siguen, la forma de terreno podría tomar el nombre de forma fisiográfica. Un banco, por ejemplo, es una forma fisiográfica.

Definición Morfogenética. La segunda definición que se le puede dar a la forma de terreno es una definición morfogenética. En este caso se le confiere un contenido dinámico. Ya no se trata únicamente de describir la forma sino de explicarla, interpretando su formación y las eventuales transformaciones que ha sufrido posteriormente. Considerada según esta definición, la forma del terreno pasa a llamarse posición geomorfológica. Así, la forma de terreno que se define morfográficamente como un banco, puede ser un albardón de orilla, o un eje de explayamiento o aún otro tipo de posición geomorfológica relativamente alta.

Definición Morfocronológica. En tercer lugar, la forma de terreno se puede definir desde un punto de vista morfocronológico. Para que la definición de la forma de terreno sea completa, no basta describirla, tampoco basta precisar el proceso que la originó o los procesos que la obstruyeron; hay que indicar también, por lo menos aproximadamente, en qué lapso de tiempo ocurrieron estas acciones. En otras palabras, hay que especificar su posición estratigráfica en relación a formas anteriores, más viejas, y en relación a formas posteriores, más recientes. La forma de terreno se ubica, así, dentro de una escala de cronología relativa, también llamada escala estratigráfica. Según esta definición, la forma de terreno se llamará unidad geocronológica. Así, el banco a que se hizo referencia anteriormente y que podría corresponder morfogenéticamente a un albardón de orilla o también a un eje de explayamiento puede ser más o menos antiguo.

La definición completa de la forma de terreno debe mencionar, simultáneamente, los tres tipos de características: morfográficas, morfogenéticas y morfocronológicas. Si la definición está incompleta, la forma de terreno no puede desempeñar con plenitud su papel de marco de formación y evolución de los suelos o asociarse bien con la red hidrográfica. En conclusión, la forma de terreno se puede definir como sigue: la forma de terreno es un elemento fiel tipo de relieve, que se caracteriza por una geometría (morfografía), por una dinámica (morfogénesis) y por una historia (morfocronología). Las dimensiones horizontales se miden en decenas o centenares de metros. Zinck, 1980.

El vocabulario que se utiliza para designar las formas de terreno es muy abundante y aún incompletamente jerarquizado. Por lo tanto, lo que se presenta a continuación es simplemente una guía destinada a facilitar la escogencia del término más adecuado. Esta guía hace énfasis solamente en las formas de eventual ocurrencia en el país. Para mayor información, se recomienda consultar la leyenda del mapa geomorfológico de Francia.

La geometría de las formas (definición morfográfica). Contrariamente al procedimiento utilizado en la discusión de las categorías anteriores, se comenzará aquí por definir primero la morfografía y después los tipos de formas, cuya caracterización involu-

cra aspectos genéticos. Esto está más acorde con el procedimiento que se sigue en la realidad, cuando hay que identificar, caracterizar y definir una forma. En efecto, en la práctica, se procede generalmente por etapas sucesivas de definición, comenzando por lo más simple para llegar a lo más complejo. Se define primeramente la forma morfográfica, después la morfogenética y al final la morfocronológica. Esta división es muy importante en fotointerpretación, ya que los tres niveles de definición no presentan la misma facilidad de identificación en las fotografías aéreas: la forma fisiográfica se identifica fácilmente, la posición geomorfológica se identifica con cierta dificultad y la unidad geocronológica se identifica muy difícilmente.

Para definir la geometría o morfografía de una forma se utilizan las variables siguientes: el perfil de la topografía, la configuración, el trazado de los contornos, la posición relativa, el desnivel, la pendiente y la exposición. Los calificativos que se pueden utilizar para caracterizar cada una de estas variables son los siguientes:

Perfil de la topografía. Para caracterizar el perfil de la topografía, se escoge uno de los términos siguientes: plano, cóncavo, convexo, convexo-cóncavo, rectilíneo, con resaltos rocosos, con cornizas rocosas, dominado por una cornisa rocosa, irregular.

Configuración. Con este término se quiere dar una idea del volumen, de la masa ocupada por la forma. Se escogerá entre los calificativos siguientes: estrecho, ancho, alargado, masivo. En ciertos casos, se podrán combinar dos de estos calificativos: por ejemplo, un banco estrecho y alargado; un bajío ancho y masivo.

Trazado de los contornos. Algunas formas tienen contornos característicos, como los brazos deltaicos que son generalmente sinuosos. Otras, como las vertientes, pueden presentar contornos de diferentes tipos. Por tal motivo, es interesante señalar el tipo de trazado de los límites de la forma, utilizando uno de los calificativos siguientes: rectilíneo, arqueado, sinuoso, lobulado, dentado, digitado, irregular.

Posición relativa. Es importante señalar si se trata de una forma alta, mediana o baja, ya que esta posición relativa condiciona características como la erodabilidad, el escurrimiento superficial, la infiltración, la penetración lateral, el estancamiento de agua. Así, el banco ocupa una posición generalmente bastante alta y relativamente bien drenada. El bajío, en cambio, corresponde a una posición baja, susceptible de inundarse. Estas condiciones influyen, a su vez, sobre la actuación de determinados procesos pedogenéticos.

Desnivel. Cuantifica, en metros, la variable anterior (posición relativa). La pendiente se expresa en porcentaje (%). La exposición se especifica tal como sigue: N, NE, E, SE, S, SW, W, NW. Es evidente que la exposición se señalará solamente en los casos donde esta variable tenga algún significado. Normalmente, se aplica solamente a las formas que presentan una cierta pendiente, como las vertientes por ejemplo. En los llanos, en cambio, la topografía es demasiado plana, para mostrar una inclinación preferencial evidente y, en tales condiciones, no se puede especificar la exposición.

Tipos de formas fisiográficas comunes. Apoyándose en las variables anteriores, parece útil presentar aquí una definición de algunas formas fisiográficas que se encuentran comúnmente. Estas se designan, en muchos casos, por términos vernáculos de significado un poco vago y a veces cambiante de una región a otra. Resulta cómodo agruparlas en dos familias: las formas fisiográficas de acumulación y las formas fisiográficas de disección.

Formas fisiográficas de acumulación. Las formas fisiográficas, en cuya génesis los procesos de acumulación son predominantes, se pueden ordenar de acuerdo con su posición relativa creciente: estero, morichal, bajío, orillar, desparramadero, banco, dique, médano, abanico y plano inclinado.

1. *Estero.* El estero es una unidad que se caracteriza por la presencia permanente de agua (pantano). En verano no se seca totalmente y presenta una simple reducción del espejo de agua. Estas condiciones son generalmente adversas al desarrollo de la cobertura boscosa y, en consecuencia, la vegetación está predominantemente constituida por especies herbáceas hidrófilas como la lambedora y diversos tipos de juncos y enneas.

Las texturas de los materiales son generalmente finas, con ocurrencia ocasional de depósitos gruesos de explayamiento por pérdida de velocidad. La presencia de una capa superficial de materia orgánica, a veces turbosa, es generalizada. Según la región, el término de estero tiene significados distintos, principalmente en cuanto al régimen hídrico. Así, en los llanos altos, los moradores tienen costumbre de aplicar el nombre de estero a los bajíos que se secan muy tardíamente. En cambio, en los llanos bajos, de donde es originario el mencionado término, el concepto de estero es aquel que ha sido enunciado anteriormente. Esta ambigüedad proviene del hecho de que el estero corresponde siempre a las posiciones más bajas y peor drenadas del llano.

2. *Morichal.* El morichal es un tipo de ciénaga, que corresponde, en la mayoría de los casos, al lecho mayor de un río abandonado después de un cambio de curso (madrevieja). Los morichales son muy frecuentes en los valles de los Llanos Orientales. Su disposición espacial a lo largo del fondo de valle, en forma de trebolillo alternando con el recorrido actual del curso, demuestra claramente que se trata de antiguos lechos mayores. Los morichales se caracterizan naturalmente, ante todo, por su vegetación arborescente, en que dominan las palmas, principalmente el moriche, pero también por la presencia de un nivel freático superficial durante todo el año y por una espesa acumulación de materia orgánica. En el propio cauce abandonado, la capa de materia orgánica de tipo fibríst puede alcanzar espesores superiores a 1 m.
3. *Bajío.* Bajo el término de bajío se incluye la mayoría de las posiciones bajas, sin distinción genética. El bajío es una forma de topografía cóncava, de texturas

finas, mal drenada y sujeta a inundarse, principalmente por estancamiento de las aguas de lluvia. Esta forma corresponde a las cubetas.

4. *Orillar*. El orillar es un conjunto de microformas geológicas, típico de las vegas de los ríos más importantes. El orillar significa una sucesión semilunar, concéntrica, de pequeños albardones con depósitos gruesos y de pequeñas depresiones con depósitos finos. Tal disposición expresa las etapas sucesivas de migración lateral de los meandros. Este tipo de unidad está sujeta a inundaciones anuales por desbordamiento de los ríos. La parte central está frecuentemente ocupada por un brazo muerto o por una madre-vieja en herradura.
5. *Raudal*. Designa los sectores donde los ríos o caños se dividen en numerosos brazos que se desbordan con frecuencia, después de perder su cauce al desembocar en un bajío o estero, o después de salirse localmente del mismo por desbordamiento por encima de los ensilladuras de los meandros. La forma es generalmente de configuración digitada que se origina mediante un proceso de relleno por sedimentos gruesos o medios con predominio de arena generalmente en bajíos. Se trata, por lo tanto, de explayamientos por salida de madre o ruptura de eje. Generalmente están mal drenados debido a la presencia de una capa de agua colgante, por el substrato impermeable del bajío receptor. El raudal corresponde, así, a una situación intermedia entre banco y bajío. En su estado inicial de elaboración incluye muchos pequeños bajíos residuales, parcialmente colmatados o no.
6. *Banco*. El banco es una denominación que cubre la mayoría de las formas de posición relativa media y alta del llano, sin que exista una distinción genética. Se trata de una forma de topografía plana o ligeramente convexa, de configuración masiva, de texturas medias, moderadamente a bien drenada. Por lo general, esta forma corresponde a las unidades deposicionales adventicias, tales como las napas de explayamiento o de limos de desborde.
7. *Dique*. El dique es una variante de la forma de banco. Se caracteriza por una topografía claramente convexa, configuración alargada, estrecha y sinuosa, texturas medias a gruesas, ambiente bien a algo excesivamente drenado. La noción de dique incluye a la mayoría de las formas axiales de los sistemas deposicionales, tales como albardones, ejes y brazos deltáicos.
8. *Médano*. Por médano se entiende una acumulación por el viento, generalmente de material arenoso, en forma de banco. Corresponde a los diversos tipos de dunas.
9. *Abanico*. El abanico designa una forma de configuración triangular. El ápice del triángulo está generalmente situado al pie de una forma de terreno más elevada y se prolonga aguas arriba por una cárcava, una garganta o un valle. La base del triángulo presenta una forma más o menos arqueada, distanciada del ápice, por lo cual se llama distal. La pendiente predominante es longitudinal, paralela

al eje del abanico. Transversalmente, se caracteriza por una forma abombada más o menos acentuada según el proceso de formación. Bajo este término se incluyen los conos de deyección y los abanicos de explayamiento.

10. *Plano inclinado*. El plano inclinado es una superficie de terreno relativamente plana, regularmente inclinada y situada al pie de un tipo de relieve más elevado. Tal forma se desarrolla generalmente por coalescencia de una serie de abanicos continuos. Morfogenéticamente, corresponde a la noción de glacis y engloba formas muy distintas que, según el proceso predominante, puede ser glacis de denudación o de acumulación. Zinck, 1980.

Formas fisiográficas de disección. Desde el punto de vista fisiográfico, pueden distinguirse básicamente dos tipos de formas de disección: la ladera y la cima.

1. *Ladera*. La ladera es una noción genérica para designar todas las formas de relieve que se caracterizan por una cierta inclinación y que corresponde a una pendiente que domina la vaguada de un valle. Existen muchos términos sinónimos que se utilizan sin ningún significado genético, tal como vertiente, pendiente y declive.
2. *Cima*. En su parte culminante, la ladera pasa a una porción de terreno llamada cima o cumbre. La cima está determinada por la intersección de dos laderas. Cuando es puntiaguda se trata de una simple línea que une los puntos más altos de la intersección de las laderas. En cambio, cuando es redondeada o tabular, se trata de una zona más amplia y fácilmente delimitable.

Todas estas definiciones pueden parecer superfluas, por referirse a palabras de uso común. Sin embargo, en la literatura geográfica y edafológica el mismo término se utiliza a veces con significados diferentes según el autor. Esto proviene fundamentalmente del origen vernáculo de estas denominaciones. Es de ocurrencia frecuente, en las ciencias naturales, la conceptualización progresiva de términos locales, originalmente muy vagos, que se usan para designar científicamente un determinado fenómeno. A partir de este momento cada término vernáculo recibe una definición precisa para que las descripciones sean comparables. Por ejemplo, inicialmente la palabra karst designaba sin mayor precisión un campo de piedras. Poco a poco el sentido de este término ha venido evolucionando para restringirse a las formas que resultan de la disolución de las rocas calcáreas. Este es el caso también de la palabra banco, vocablo popular que designa cualquier montículo en el llano y cuya definición es cada vez más concreta.

Con todo, es evidente que la noción de forma fisiográfica es bastante imprecisa, por ser exclusivamente descriptiva y por definir las formas de terreno esencialmente con base en su altura relativa y en su configuración. Esta definición puramente fisiográfica de la forma de terreno revela muy poco en cuanto a la gé-

nesis de la misma. Ahora bien, los levantamientos de suelos realizados en los bajíos señalan claramente que los depósitos que se manifiestan bajo la forma de banco, por ejemplo, pueden ser texturalmente muy diversos. El material deposicional de un banco es a veces predominantemente arenoso o predominantemente limoso. Lo mismo ocurre con los bajíos, que a veces están constituidos por arcillas muy finas, a veces por texturas arcillosas friables. Si se consideran estas texturas como el reflejo de las condiciones y de los procesos deposicionales, se llega a la conclusión de que la noción de banco o de bajío es demasiado amplia y representa realidades sedimentológicas muy distintas. Por lo tanto, para definir una forma de terreno, no basta señalar que se trata de un banco o de un bajío, se deben especificar también los procesos que originaron dichas formas. En suma, hay que definir la forma de terreno desde el punto de vista morfogenético. Esto lleva a considerar a continuación el segundo criterio de definición de la forma de terreno, el criterio de dinámica o morfogénesis. Zinck, 1980.

2.4 DINÁMICA DE LAS FORMAS (DEFINICIÓN MORFOGENÉTICA)

Un determinado tipo de dinámica define un determinado tipo de forma. Ambos conceptos son, por lo tanto, inseparables. Sin embargo, lo que interesa aquí básicamente no es la dinámica en sí, sino el tipo de forma resultante. Los tipos de dinámica son muy variados. Para mayor claridad, es necesario agruparlas en familias. Se han propuesto diversos modelos de agrupación. Ninguno es perfecto debido a la multiplicidad de factores que se toman en cuenta al mismo nivel categórico (clima, litología, hombre), a la falta de jerarquización de los conceptos y al carácter policíclico de muchas formas que llevan la marca de dinámicas sucesivas. Por comodidad, se va a seguir el esquema presentado en el documento titulado “Glosario de pedología; descripción del ambiente con fines de tratamiento informático” de la Asociación informática y Biosfera. Este documento divide las formas de terreno en dos grandes categorías: Las formas que resultan del modelado de los interfluvios y las derivadas de acciones particulares concretas tales como la acción fluvial, eólica, kárstica, volcánica, glacial, periglacial, nival etc. Esta división peca por ser bastante artificial, por las siguientes razones:

Una acción eólica o una acción fluvial pueden contribuir a crear una forma de vertiente. En este caso hay que escoger el término más adecuado. Por ejemplo, será más significativo hablar de una duna o de un talud de terraza que de una vertiente. Una u otra de estas acciones pueden contribuir a transformar el modelado de una vertiente pre-existente, tal como el alisamiento de una ladera por efecto de un placaje eólico que uniformiza las irregularidades de la topografía por fosilización. No hay, por

lo tanto, una segregación absoluta entre las dos familias de formas, entre las que resultan del modelado de los interfluvios y que resultan de acciones concretas. Con el fin de facilitar la escogencia del término más adecuado para la descripción del ambiente geomorfológico de un determinado suelo, la solución más conveniente es presentar la definición de las diversas formas a manera de un léxico. En tales condiciones es evidentemente indispensable un conocimiento previo de su arreglo espacial y de las vinculaciones genéticas que relacionan determinados tipos de formas. Zinck, 1980.

Formas que resultan del modelado de los interfluvios. Por definición, el término de interfluvio designa toda la extensión de terreno que se ubica entre dos cauces. Para simplificar la presentación y para poder destacar la originalidad de ciertas formas creadas por acciones particulares, como las fluviales o las eólicas, se agruparán aquí bajo el término de interfluvio solamente formas comunes como las vertientes, los glaciares y los relieves residuales. Estas formas pueden ocurrir en cualquier tipo de clima.

Vertientes. Una vertiente es una superficie plana inclinada, frecuentemente irregular, con una pendiente generalmente superior al 3%, lo cual resulta del entalle de un tipo de relieve pre-existente por un curso de agua. Para caracterizar una vertiente se necesitan, además de todos los criterios morfográficos señalados anteriormente (perfil de la topografía, configuración, pendiente, etc.), dos variables suplementarias: la disposición de las capas geológicas en relación a la vertiente y la dinámica de la vertiente.

1. *Disposición de las capas geológicas.* Para precisar la disposición de las capas geológicas en relación a la vertiente, se utilizan dos términos: 1- vertiente conforme a las capas geológicas, 2- vertiente recortando las capas geológicas. Estas indicaciones son importantes en el levantamiento de suelos ya que si la vertiente recorta varias capas geológicas, el ambiente litológico será más variable y, en consecuencia, la diversidad de los suelos posibles será mayor.
2. *Dinámica de la vertiente.* El material geológico esporádicamente aflora en las vertientes o sirve de material parental a los suelos. Por lo general, las vertientes están cubiertas de formaciones superficiales, originadas a partir del material geológico por los diversos procesos de meteorización y de transporte que actúan en su superficie. Estas formaciones superficiales son las que desempeñan el papel de material parental, de ahí la importancia de definir la dinámica de las vertientes. Una vertiente puede evolucionar, fundamentalmente, bajo la incidencia de tres tipos de acciones: Los movimientos de gravedad, los movimientos en masa y los debidos al escurrimiento superficial.
 - a. *Movimientos de gravedad.* Los movimientos debidos a la incidencia de la gravedad ocurren principalmente en las vertientes rocosas y abruptas. Pueden distinguirse las siguientes formas de gravedad: la acumulación de desprendimiento, el talud de derrubios simples, el talud de derrubios

acompañado de escurrimiento y el talud de derrubios acompañado de deslizamiento.

Acumulación de desprendimiento. El desprendimiento consiste en una caída instantánea y masiva de toda una parte de la vertiente. El material caído se acumula al pie de la misma bajo la forma de un cúmulo desordenado y heterométrico de bloques y piedras, sin matriz. La pendiente es generalmente superior a 40% ó 85%.

Talud de derrubios simple o talud de gravedad simple. Es una forma semejante a la acumulación de desprendimiento, en el sentido de que la deposición de los derrubios resulta de la caída de piedras a partir de una vertiente rocosa. La diferencia reside en el hecho de que el traslado del material no es masivo, sino progresivo y fraccionado, de pequeños paquetes o bloques residuales. Se produce así un cierto arreglo del material caído; los bloques grandes que adquieren más energía cinética durante su caída ruedan más lejos que las piedras más pequeñas. La parte frontal del talud está constituida principalmente por los fragmentos más gruesos y la parte apical por los fragmentos más pequeños, ambos sin matriz. La pendiente varía entre 30° y 40° ó 55% a 85%. En la parte más alta de los Andes son frecuentes los taludes de derrubios. Se originan por la caída de piedras, debido a la dislocación y fragmentación del material rocoso por gelifracción nocturna.

Talud de derrubios acompañado de escurrimiento. Al material puramente pedregoso del derrubio original, frecuentemente se agregan partículas finas aportadas por escurrimiento difuso. Este material fino constituye una matriz que rellena los intersticios entre las piedras o se dispone en lentes estratificados. Se habla entonces de talud de derrubio acompañado de escurrimiento.

Talud de derrubios acompañado de deslizamiento. Algunos taludes de derrubios presentan una topografía ondulada, con abolladuras transversales. En este caso se ha mezclado con los derrubios material arcilloso que favorece el deslizamiento o la solifluxión. Se trata entonces de un talud de derrubios acompañado de deslizamiento.

- b. *Movimientos en masa.* A diferencia de los movimientos de gravedad, los movimientos en masa se realizan en material no rocoso, generalmente arcilloso, y en condiciones de pendiente inferiores a las de gravedad. En general, pero no siempre, el desplazamiento del material está relacionado con una cierta imbibición del mismo. Según los casos, este material pasa el límite de plasticidad o el límite de liquidez. Las principales formas originadas por movimientos en masa son las siguientes: el deslizamiento, la cicatriz de despegue, la colada de barro, la lengua de solifluxión, las lupias de solifluxión, las terracillas, las pisadas de vaca y el manto de reptación.

Deslizamiento. El tipo más corriente de movimiento en masa es el deslizamiento, el cual corresponde al desplazamiento de parte de una vertiente en condiciones de pendiente fuerte y de imbibición inferior al límite plástico. La gravedad aporta su efecto al movimiento. El ejemplo más típico lo constituyen los deslizamientos a lo largo de los cortes de carretera (vertiente artificial).

Cicatriz de despegue. El traslado del material en la vertiente deja aguas arriba un corte abrupto de forma semi-circular, el cual corresponde a la superficie de despegue del material deslizado. Por tal motivo, este corte se llama cicatriz de despegue.

Colada de barro. Cuando la imbibición del material sobrepasa el límite de liquidez, el desplazamiento se realiza en estado fangoso y origina una colada de barro.

Lengua de solifluxión. La lengua de solifluxión es una forma semejante a la colada de barro, pero en este caso el material se desplaza en estado plástico. Por tal motivo, el movimiento es más lento y la superficie no es lisa, sino ondulada y presenta una serie de cordones transversales de configuración arqueada.

Lupas de solifluxión. A veces la solifluxión afecta espacios muy localizados y origina entonces pequeñas crestas en forma de media luna, de más o menos un metro de alto y separadas por pequeñas depresiones mal drenadas. El conjunto de formas resultantes se designa bajo el término de lupas de solifluxión.

Terracillas. En las vertientes abruptas, constituidas de materiales compresibles, homogéneos y compactos, pero no plásticos, se producen frecuentemente pequeños cizallamientos bajo el efecto del peso del material. Se forman así pequeños rellenos de unos decímetros de ancho, separados por micro-escarpes de hasta 1 m de alto. Este conjunto de microformas se llama terracillas.

Pisadas de vaca. La misma topografía de rellenos, separados por taludes, la constituyen las pisadas de vacas. Sin embargo, en este caso no hay ruptura entre los peldaños. El origen puede ser natural, debido a la acumulación de coluviones detrás de las macollas de gramíneas, o por el pisoteo del ganado.

Manto de reptación (creep). Cuando el descenso de detritos en la superficie de una vertiente en vez de ser localizado es generalizado, se forma un manto de reptación o creep. La reptación es un movimiento de partículas, muy superficial (algunos decímetros de espesor) y muy lento, que afecta el conjunto de una vertiente, a la cual confiere un perfil convexo-cóncavo. El desplazamiento se hace partícula por partícula. Los agentes que intervienen en este movimiento son los siguientes: cambios de volumen de material por variaciones de temperatura o de humedad (hinchazón de las arcillas), salpicación pluvial, caída de árboles, actividad de los animales y laboreo del suelo. El resultado de todos estos factores es un descenso lento de detritos a lo largo de la vertiente. La

velocidad de desplazamiento disminuye con la profundidad, lo que provoca una inflexión característica en los troncos de los árboles. (Bosque Borracho).

- c. *Acción de escurrimiento superficial*. El escurrimiento hídrico superficial actual en las vertientes se presenta bajo las formas de ablación y acumulación. Las principales formas de erosión son las siguientes:

La superficie de ablación generalizada corresponde a un truncamiento superficial del conjunto de la vertiente, bajo el efecto de las corrientes de agua del escurrimiento difuso.

Surco de erosión es un pequeño entalle de menos de 1 m de profundidad realizado por escurrimiento concentrado elemental.

Cárcava es un surco más hondo, de más de 1 m de profundidad. En África se le da frecuentemente el nombre de lavaka. La asociación de cárcavas, en forma de red densa de disección, se designa comúnmente bajo el nombre de bad-lands.

Las formas de acumulación correlativas de las formas de ablación anteriormente definidas son las siguientes:

Manto coluvial. Es el resultado de una acumulación por escurrimiento difuso. Si el manto es espeso, la acumulación pasa gradualmente al pie de la vertiente, a un glacis coluvial o a un relleno coluvial de vallecito.

Cono de escurrimiento concentrado elemental: es una acumulación en forma de abanico al pie de los cursos y de las cárcavas.

Ejemplos de descripción de vertientes. Estos son los principales procesos que intervienen, no en la formación propiamente dicha de las vertientes, ya que estas son fundamentalmente el resultado de un entalle fluvial, sino en su evolución, en un modelado de superficie. Por tal motivo, es conveniente poner al lado del término que define al perfil de la vertiente una de las denominaciones anteriores para calificar la evolución particular de la vertiente. Se especificará así: vertiente irregular con lupias de solifluxión o vertiente rectilínea con manto coluvial. Cuando la dinámica de la vertiente no se puede precisar de una manera clara, se señala el hecho por la expresión: vertiente, acción no percibida.

Glacis. El segundo tipo de forma que constituye interfluvios corresponde al glacis. La palabra glacis proviene del vocabulario militar. En la Edad Media y hasta en la época moderna se tenía costumbre de proteger las bases de los muros de defensa de las ciudades y de las fortalezas con importantes amontonamientos de tierra, en forma de plano inclinado, con el fin de amortiguar los proyectiles y evitar así la socavación de las fortificaciones. Son estos planos inclinados los que se llaman glacis. Existe una palabra similar en castellano: explanada, término que aún no se utiliza para evitar posibles confusiones con el término explayamiento. Un glacis es, por lo tanto, un plano ligeramente inclinado y bastante uniforme, que

corresponde a una superficie de acumulación o resulta de un aplanamiento local cualquiera sea la naturaleza de las rocas truncadas. El perfil longitudinal es rectilíneo o ligeramente cóncavo y la pendiente oscila entre 1 y 5%. En la parte apical de los glaciares coluviales, cuando estos pasan gradualmente a las vertientes que los dominan, la pendiente puede ser superior. Se distinguen generalmente 3 tipos de glaciares: el glaciar de denudación, el glaciar coluvial y el glaciar de explayamiento.

1. *Glaciar de denudación.* También llamado glaciar de erosión, recorta las capas geológicas y sólo localmente presenta delgadas coberturas de material detrítico.
2. *Glaciar coluvial.* Forma por escurrimiento difuso y, por esta razón, sus texturas son esencialmente A, AF y FA. Está dominado por formas más elevadas, de donde proviene el material coluvial.
3. *Glaciar de explayamiento.* Se origina por escurrimiento torrencial en surcos, rills. Ahí resulta un material de textura variable, por lo general FA y FArA, con interestratificaciones, lentes y bolsones de material más grueso y de piedras.

Relieves Residuales. En los interfluvios son frecuentes también los relieves residuales. Bajo el término de relieve residual se agrupa una serie de formas que subsisten como testigos de superficies de terreno originalmente más ampliadas o de topografía diferente. Unos son planos y corresponden a las superficies de aplanamiento; otros son accidentados, que sobresalen en relación a la topografía circundante y que resultan de diversos procesos de erosión diferencial. Zinck, 1980.

1. *Relieves residuales accidentados.* Los relieves residuales accidentados son los que subsisten sobre los glaciares o sobre las superficies de aplanamiento. Están formados, en general, por materiales más resistentes que los circundantes y corresponden al término general de inselberg o monte-isla. Estos relieves residuales pueden adoptar formas muy diversas: en cúpula, en dorso de ballena, en dientes de sierra y en caos de bloques.
 - a. *Forma de cúpula.* Es una forma elevada, generalmente de más de 100 metros de altura, constituida de rocas masivas (granitos, por ejemplo), de cumbre redondeada, con flancos abruptos: el Pan de Azúcar.
 - b. *Forma de dorso de ballena.* Es una forma menos redondeada que la anterior (10-20 m) de configuración alargada y flancos suaves.
 - c. *Forma de dientes de sierra.* La forma de dientes de sierra corresponde a un conjunto de picachos abruptos, puntiagudos y erizados.
 - d. *Caos de bloques.* El caos de bloques es un amontonamiento desordenado de bloques, que corresponde generalmente a un estado de desmantelamiento avanzado de una de las formas anteriores por dislocación de la mesa rocosa a lo largo de las diaclasas.
2. *Relieves residuales planos.* No todos los relieves son accidentados. Algunos presentan una topografía relativamente plana. Estos relieves residuales planos

incluyen las superficies de aplanamiento y las superficies estructurales. La formación de los dos tipos de formas es generalmente antigua (no actual), y de carácter poligenético.

- a. Superficies de aplanamiento.* Las superficies de aplanamiento resultan de una ablación del material, la cual origina un plano final que recorta la disposición de las capas geológicas. Cuando la superficie de erosión es relativamente plana, sin entalle de valles, y si dicha superficie recorta las capas geológicas con un ángulo nítido, se habla de superficie de aplanamiento original (figuras 2.6 y 2.7). En cambio, cuando el plano original de la superficie de aplanamiento ha sido entallado por valles, se habla de superficie de aplanamiento degradada o disertada o nivel de erosión.
- b. Superficies estructurales.* En los dos casos anteriores la superficie topográfica o subsecuente recorta oblicuamente la disposición de las capas geológicas. Si, al contrario, el plano topográfico es paralelo a la inclinación de las capas geológicas, se trata de una superficie estructural o consecuente. En este caso, la presencia de una capa superficial resistente frena la acción de los procesos de erosión.

Formas que resultan de acciones particulares. La segunda familia de formas corresponde a las formas que resultan de acciones particulares. Algunas de dichas acciones corresponden a determinadas condiciones climáticas; otras son relativamente independientes de ellas, de carácter más azonal. Entre las formas concretas de determinados climas figuran las originadas por la acción eólica, por la acción fluvial, por la acción litoral, por la acción kárstica y por la acción volcánica. En cada grupo se hará una distinción entre formas ablacionales y formas deposicionales.

Formas Eólicas

- 1. Formas de ablación.* Entre las principales formas de ablación figuran: la cubeta de deflación, el reg y la caoudeyre.
 - a. Cubeta de deflación.* La cubeta de deflación es una depresión excavada por el viento. Se caracteriza frecuentemente por la presencia de sales, que contribuyen a dispersar la capa superficial, lo que facilita el arrastre de partículas por el viento.
 - b. Reg.* El reg es una superficie de deflación, de donde el viento ha arrastrado todo el material fino, lo que trae como consecuencia la formación de un pavimento de piedras residuales.
 - c. Caoudeyre.* La caoudeyre o caldera eólica es un surco excavado por el viento en una acumulación arenosa preexistente, generalmente como consecuencia de una degradación de la vegetación. Como ejemplo tenemos el cordón litoral.

2. *Formas de acumulación.* Las formas de acumulación eólica pueden dividirse en dos grupos: las coberturas eólicas y las dunas.
 - a. *Las coberturas eólicas.* Las coberturas eólicas corresponden a llanuras tapizadas por arenas aportadas por el viento y retenidas por efecto de frenaje biótico. Estas llanuras pueden presentar una topografía uniforme o al contrario ondulada.

Cobertura de frenaje generalizado. En el primer caso, de uniformidad topográfica, la acumulación de arena es provocada por un frenaje generalizado en condiciones herbácea o subarborescente relativamente densa. La forma de terreno así formada se designa por la expresión: cobertura eólica de frenaje generalizado.

Cobertura de frenaje localizado. En el segundo caso, de topografía ondulada, la arena es retenida por macollas aisladas. Se habla entonces de cobertura de frenaje localizado.
 - b. *Dunas.* El segundo grupo de formas originadas por acumulación eólica está constituido por las dunas. La duna es un montículo o una colina de hasta 100 m de alto, formada por depósitos eólicos. Tal forma ocurre raras veces en posición aislada; casi siempre se trata de conjuntos de dunas, llamados campos de dunas o erg.

Según la geometría de la duna y su disposición en relación al viento, se distinguen varios tipos: la barcena, la duna transversal, la duna longitudinal, la duna reticulada y la duna piramidal.

Barcena. La barcena es una duna en forma de media luna, con ambas puntas orientadas paralelamente a la dirección del viento. El perfil transversal es empuinado y asimétrico, con una vertiente suave expuesta al viento y otra más inclinada en posición protegida.

Campo de dunas transversales. El campo de dunas transversales corresponde a un conjunto de dunas coalescentes, en forma de cordones perpendiculares a la dirección del viento dominante. Un caso particular de duna transversal es el albardón eólico que se forma en las márgenes de las cubetas de deflación.

Campo de dunas reticuladas. Cuando en una región el viento dominante sopla desde dos direcciones diferentes, más o menos perpendiculares, se forman campos de dunas reticuladas. En este caso, las crestas se interceptan con un ángulo fuerte, debido a la interferencia de dos vientos dominantes.

Campo de dunas piramidales. Cuando la dirección del viento es más inestable aún, la interferencia de vientos de direcciones diversas produce la formación de dunas caracterizadas por excrecencias en forma de pata de gallina, como los ghourds del Sahara. Se habla entonces de campo de dunas piramidales.

Formas fluviales

La segunda clase de formas, no específicas de determinados climas, la constituyen las formas debidas a la acción fluvial. Las formas fluviales son probablemente las que mejor se conocen en el país porque los estudios edafológicos que utilizan la geomorfología como instrumento de levantamiento de suelos traen informaciones más precisas de las mismas.

Hay discrepancias manifiestas principalmente en cuanto a la composición granulométrica de los materiales. El caso más típico es el de la cubeta de desborde. En Francia, por ejemplo, se considera que los depósitos de esta forma contienen poco limo, lo que no corresponde a la realidad observada en el país. Esto proviene del hecho de que en geomorfología aún no se tienen normas precisas de descripción de las observaciones y no se dispone de ninguna norma en cuanto a la densidad más adecuada de chequeos que permita garantizar la representatividad de las unidades de mapeo.

Según su posición en relación a los ejes de alimentación, pueden distinguirse tres familias de formas fluviales: las formas axiales o albardones, las formas adventicias o de desbordamiento (explayamientos), y las formas marginales o de decantación.

A éstas se agrega un grupo de formas diversas que se forman en condiciones locales: conos de deyección, conos de explayamiento y conos de lava torrencial.

1. *Albardones*. Los albardones corresponden a la denominación de dique natural. Bajo este término genérico se incluyen tres tipos principales de posición geomorfológico: el albardón de orilla, el albardón de difluente y el brazo deltaico.

- a. *Albardón de orilla*. Los albardones de orilla son los diques naturales que acompañan a los ríos en las dos márgenes del cauce. Sus características predominantes son las siguientes: textura AF, FA y FArA, con intercalaciones lenticulares más gruesas; configuración alargada y estrecha que se localiza sobre las sinuosidades del cauce actual o de cauces antiguos y abandonados y topografía ligeramente convexa y asimétrica, con pendiente acentuada en dirección al cauce-madre y pendiente más suave hacia las posiciones adventicias.
- b. *Albardón de difluente*. El albardón de difluente es una posición semejante al albardón de orilla, del que difiere porque el albardón de difluente se forma por las vías secundarias de agua que salen del cauce madre; las texturas son ligeramente más gruesas (A-AF), debido al aumento de competencia conferida al difluente por efecto de la ruptura de la orilla del cauce madre y por la consecutiva concentración del escurrimiento.
- c. *Brazo deltaico*. El brazo deltaico no es nada más que una forma particular de albardón de difluente. Este tipo de posición geomorfológica corresponde a los depósitos que se localizan en las márgenes de los diversos brazos en que se divide el río en el sistema deposicional deltaico. Los brazos delta-

cos se caracterizan por su configuración estrecha y sinuosa, con numerosas bifurcaciones y confluencias, ausencia de albardones individualizados y relleno completo del cauce, a menos que el brazo sea aún funcional, y texturas variables entre arena, AF y a veces FA.

2. *Explayamientos*. El origen de los explayamientos reside en la división del escurrimiento que transporta el material en numerosos surcos, en numerosos rills. Dicho tipo de flujo es característico de las zonas tropicales secas y de las zonas semiáridas, donde la intensidad de las lluvias es fuerte, el recubrimiento vegetal mínimo, el escurrimiento superficial alto y no jerarquizado. En diversas zonas del país se han identificado depósitos originados por tal proceso, pero desarrollados en condiciones climáticas diferentes a las actuales. Este hecho constituye un indicio bastante seguro de los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario. Las principales posiciones que pertenecen a esta clase de formas son las siguientes: el eje de explayamiento, la napa de explayamiento y el explayamiento de ruptura. En los tres casos, las texturas de los depósitos son bastante semejantes: predominantemente AF y FA, con inclusiones ocasionales de FArA o arena. Lo que distingue uno del otro son fundamentalmente su configuración particular y su altura relativa:
 - a. *El eje de explayamiento* es un banco alto, de configuración alargada y rectilínea y de tope plano.
 - b. *La napa de explayamiento* constituye un banco medio de amplia extensión y de forma masiva.
 - c. *Los explayamientos de ruptura* corresponden a bancos medios como las napas, pero su configuración, en vez de ser masiva, es triangular debido a su origen por ruptura puntual de un albardón o de un eje.
3. *Formas de desbordamiento*. Las formas de desbordamiento corresponden generalmente a conjuntos topográficos planos, muy uniformes y de amplia extensión. Constituyen generalmente bancos bajos o bajíos relativamente bien drenados. Dichas formas se originan por desbordamientos generalizados a partir de las acumulaciones axiales (albardones o ejes) y por retención de la mayor parte de las partículas limosas debido al efecto del frenaje biótico que ejerce una cobertura vegetal bastante densa (cobertura herbácea densa o bosque con sólo bosque denso). En este conjunto de formas originadas por desbordamiento pueden distinguirse tres tipos principales: la napa de limos de desbordamiento, la cubeta de desbordamiento y la depresión lateral.
 - a. *Napa de limos de desbordamiento*. La napa de limos de desbordamiento se caracteriza por: posición de banco bajo, extenso y generalmente bien drenado y presentar texturas F, FL y FArL, con más de 50% de limo.
 - b. *Cubeta de desbordamiento*. La napa de limos de desbordamiento está generalmente asociada una posición llamada cubeta de desbordamiento. Este tipo

de forma corresponde a una posición de bajío abierto, sin estancamiento prolongado de agua. Las texturas más comunes son ArL y arcilloso, friable, con porcentajes aproximadamente iguales de fracción limosa y de fracción arcillosa (40 a 50 % respectivamente).

- c. *Depresión lateral.* Se trata de una forma muy semejante a la cubeta de desbordamiento. Presenta el mismo régimen hidrológico y las mismas texturas. La diferencia fundamental reside en el hecho de que la cubeta de desborde pertenece al sistema fluvio-deltaico y la depresión lateral al sistema de valle encajado. Esto repercute sobre su configuración: la cubeta de desborde es una forma redondeada, mientras que la depresión lateral presenta una configuración más alargada y ovalada.
4. *Formas de decantación.* En las posiciones marginales de las zonas aluviales se desarrollan formas originadas por decantación. Estas formas constituyen la fase final de la segregación granulométrica longitudinal y transversal que se opera en el seno de los sistemas deposicionales aluviales, por tal motivo son más frecuentes y de mayor tamaño en las márgenes y en los frentes de estos sistemas. En efecto, después de haber depositado la mayor parte de las partículas arenosas en los albardones y en los explayamientos, y la mayor parte de las partículas limosas en las posiciones de desbordamiento, el escurrimiento lleva consigo, esencialmente, partículas arcillosas. Estas partículas llegan a los bajíos y a las cubetas, donde se depositan por sedimentación muy lenta llamada decantación o levigación. Los tipos de posición geomorfológica que pertenecen a esta categoría de formas son: la cubeta de decantación, característica del sistema fluvio-deltaico, y la depresión marginal, típica del sistema de valle encajado. Las características principales son las siguientes: posición depresional de bajío, estancamiento prolongado de agua, textura muy fina, con generalmente más del 60% de fracción arcillosa, estructura laminar o maciza en el material parental y prismática en el material edáfico, presencia de moteados y de concreciones sesquióxidos, presencia frecuente de sales y sodio intercambiable en altas proporciones.
5. *Formas diversas.* En muchos casos, principalmente en el caso de los valles encajados, las zonas aluviales están constituidas por depósitos de procedencia longitudinal que colindan con montañosas o colinosas marginales, las cuales encierran o bordean el sector de sedimentación aluvial. A lo largo de la línea de contacto entre ambos ambientes se depositan frecuentemente debido a la ruptura de pendiente y por consecutiva acumulación forzada de materiales de origen local y de proveniencia lateral. Además de los glacia, a los cuales ya se hizo referencia, las tres formas más comunes en estos sectores de contacto son: el cono de deyección, el cono de explayamiento y el cono de lava torrencial.
 - a. *Cono de deyección.* El cono de deyección se forma en un sector de confluencia entre una quebrada y un colector principal, o a la llegada de una

quebrada o una depresión. Se caracteriza por: forma triangular de abanico, marcado abombamiento transversal, límite frontal arqueado; micro-relieve irregular, a veces caótico, material heterométrico grueso y con muchas piedras, acumulación más espesa que la de los conos y glaciés de explayamiento, por lo general con más de 3-4 m de espesor y presencia de una generatriz, de un cauce principal, que oscila lateralmente sobre el cono y que se divide por difluencias sucesivas en la parte frontal del mismo.

- b. *Cono de explayamiento*. Muy semejante al cono de deyección, por su forma triangular de abanico, es el cono o abanico de explayamiento. Sin embargo, entre ambas formas hay diferencias fundamentales. El cono de explayamiento se caracteriza por: abombamiento transversal muy poco acentuado, arco frontal poco marcado, mucho más abierto que el del cono de deyección, pendiente mayor (3-4%) que el cono de deyección (más de 5%), multiplicidad de las vías de escurrimiento (rills), de funcionamiento simultáneo en cada aguacero y ausencia total de desgaste de los bloques.

Por coalescencia, varios conos de explayamiento yuxtapuestos constituyen, en su fase final de formación, un glaciés de explayamiento.

- c. *Cono de lava torrencial*. El medio de transporte que origina las dos formas anteriores es típicamente hídrico. En el caso de la lava torrencial, en cambio, el medio de transporte está constituido de una mezcla de agua y de barro. Por tal motivo, se llama a veces este tipo de escurrimiento “torrente de barro”. Esta mezcla le confiere a la corriente una competencia mucho más alta que la de un escurrimiento líquido simple, como el de los torrentes comunes. El resultado de tal dinámica es una acumulación de material arcilloso que engloba piedras y bloques de gran tamaño y hasta de varios m³. El aspecto de la superficie del cono es muy irregular, caótico, con afloramiento de las cabezas de bloques.

Faunas litorales

El litoral es un ambiente mixto, donde intervienen acciones propiamente marinas, como la deriva litoral o las olas y acciones continentales, principalmente fluviales en las zonas de desembocadura. Algunas formas litorales son el resultado de procesos erosivos, otras de procesos deposicionales.

1. *Formas de ablación*. Las principales formas de ablación son el acantilado y la plataforma de abrasión.

- a. *Acantilado*. Es un escarpe vertical o subvertical, de varios metros de alto, que se sitúa en el contacto entre el mar y la tierra y que ha sido modelado por la acción de la resaca de las olas.

- b. *Plataforma de abrasión.* El retroceso progresivo del acantilado deja delante del mismo y a su pie una superficie rocosa, irregular, llamada superficie de abrasión marina.
- 2. *Formas de acumulación.* Mucho más diversificadas que las formas de erosión, son las formas litorales de acumulación. Las principales son: playa, cordón, flecha, tómbolo, lodazal, marisma, laguna y arrecife.
 - a. *Playa.* En algunos casos, la playa puede corresponder a una forma de erosión, formada en detrimento de una acumulación anterior, un cordón litoral por ejemplo. Pero en la mayoría de las situaciones, la playa es una forma de acumulación que se ubica entre la orilla del mar y un cordón y que está constituida de material aportado por la deriva litoral.
 - b. *Cordón litoral o restinga.* Es una barra que cierra una bahía. Está formada de una sucesión de crestas y surcos constituidos de material arenoso.
 - c. *Flecha litoral.* La flecha litoral presenta la misma estructura transversal que el cordón. Se diferencia de este último por el hecho de que una de sus extremidades no se apoya en tierra firme sino en pleno mar.
 - d. *Tómbolo.* Presenta la misma estructura transversal que el cordón, pero éste conecta una isla con el continente. Muchos tómbolos son dobles y encierran lagunas entre los dos cordones.
 - e. *Lodazal litoral.* Es una acumulación lodosa, de textura ArL o Ar frecuente en los estuarios. Se distinguen dos tipos: la slikke y el shorre.

La slikke es un lodazal inundado por la pleamar ordinaria y se caracteriza por la ausencia de vegetación.

El shorre es un lodazal inundado solamente por la pleamar excepcional y se caracteriza por la presencia de vegetación generalmente halófila (salicornia).
 - f. *Marisma.* Es una ciénaga de agua salada (o ciénaga de marea), en posición abrigada detrás de un cordón o en el fondo de una bahía y recorrida por una red densa de canales meándricos de marea (tidal creek). Debido a su situación protegida, este tipo de ambiente está sometido a una importante acción de colmatación. Generalmente está colonizado por vegetación boscosa. El manglar de los litorales intertropical es un tipo de marisma.
 - g. *Laguna litoral.* Es una depresión que subsiste como remanente de una bahía, la cual ha sido truncada por la formación de un cordón litoral. Se inunda periódicamente por las aguas de la marea, por intermedio de canales (graos) que recortan el cordón litoral y comunican la laguna con el mar. La vegetación, exclusivamente herbácea (salicornia), se localiza únicamente en las orillas de la laguna. Es una forma muy frecuente en las planicies litorales del país, donde se llama albufera.

- b. *Arrecife*. Es un tipo de construcción biógena, formado por seres vivos como las algas y los corales.

Formas kársticas

Se llama acción kárstica, la ejercida por el agua cargada de anhídrido carbónico sobre las rocas calcáreas, con transformación del carbonato de calcio en bicarbonato soluble en el agua. El resultado es una disolución de material calcáreo y la formación consecutiva, por una parte, de depresiones de tamaños y formas diversas y, por otra, de relieves residuales.

Las formas más características que resultan de este tipo de acción son las siguientes: el campo de lapiaz, la dolina, el polje, el campo de hums y la superficie de aplanamiento cárstico.

- a. *Campo de lapiaz*. Corresponde a una topografía de acanaladuras, de surcos y crestas esculpidas en la superficie de las rocas calcáreas. Los huecos de disolución varían desde algunos mm hasta 10 m de profundidad. Son frecuentes también los amontonamientos de piedras, que provienen de la dislocación de la roca por disolución preferencial a lo largo de las diaclasas. Cuando la roca aflora en toda la extensión de la unidad, se habla de campo de lapiaz desnudo pero cuando la disolución de las calizas deja residuos no solubles que rellenan progresivamente los surcos decimos que se trata de un campo de lapiaz cubierto.
- b. *Dolina*. La dolina es una depresión cárstica cerrada, de tamaño decamétrico, de forma ovalada y con rebordes abruptos. Se distinguen dos tipos: dolina con fondo rocoso, donde la roca in situ aflora en todas partes, y dolina con fondo cubierto, fosilizado por formaciones residuales de descarbonatación.
- c. *Polje*. Es una llanura de origen cárstico, de tamaño kilométrico y con rebordes abruptos. Aguas abajo, el polje se termina generalmente en un sumidero, por donde se pierden las aguas de escurrimiento superficial.
- d. *Campo de hums*. Es una superficie constituida de colinas rocosas con vertientes abruptas, casi verticales, en forma de pitones o torrecillas. Los hums corresponden a relieves residuales, que resistieron a la disolución cárstica y que sobresalen en los poljes dentro de las zonas de aplanamiento cárstico.
- e. *Superficie de aplanamiento cárstico*. Con el término de superficie de aplanamiento cárstico se quiere designar a todas las superficies de erosión que truncan o recortan las rocas calcáreas, sin originar ninguna de las formas específicas anteriormente definidas.

Formas volcánicas

Las formas volcánicas más típicas son: el cráter, el cono volcánico, el campo de escorias, el campo de cenizas, la colada de lava y el dique volcánico.

- a. *Cráter*. El cráter corresponde a la boca del volcán, por donde arroja gases, cenizas, escorias, lava u otros materiales piroclásticos.
- b. *Cono volcánico*. Es una acumulación en forma de cono de los materiales arrojados por el cráter y depositados en sus cercanías. La naturaleza de los materiales varía en función del tipo de actividad volcánica: lava, escorias, cenizas o una mezcla de éstas.
- c. *Campo de escorias*. El campo de escorias es una superficie ligeramente ondulada, que se origina por acumulaciones de escorias que recubren y atenúan la topografía del relieve preexistente.
- d. *Napa de cenizas*. La napa de cenizas es una forma similar a la anterior, pero constituida por acumulación de cenizas.
- e. *Colada de lava*. La colada de lava es una acumulación de material volcánico en forma de lengua, material fluido en el momento de su deposición y posteriormente solidificado por enfriamiento. La superficie de la colada puede ser uniforme o rugosa según el tipo de escurrimiento y la velocidad de enfriamiento.
- f. *Dique volcánico*. El dique volcánico corresponde a un muro de lava, puesto al descubierto por erosión diferencial.

Las formas que acaban de definirse no son específicas de determinados climas. Pueden ocurrir en cualquier tipo de ambiente climático. Por lo tanto, estas formas están condicionadas más bien por un tipo de agente específico que por un clima particular: estos agentes son el viento, los ríos, el mar y la actividad volcánica.

Existen otras formas que sólo se realizan en determinadas condiciones climáticas. Éstas conforman un segundo grupo de formas resultantes de acciones particulares, tales como la acción glaciaria, la acción periglaciaria, la acción nival y una serie de acciones específicas de las regiones cálidas. Todas estas acciones constituyen las formas específicas de determinados climas. Zinck, 1980.

Formas glaciares

Bajo el término de acción glaciaria se incluye una serie de procesos propiamente glaciarios y de procesos hidroglaciarios. Estos últimos corresponden a la acción de las aguas de derretimiento de los glaciares.

Las formas resultantes se pueden agrupar en dos categorías: formas de ablación y de acumulación.

1. *Formas de ablación*. Los principales tipos de formas de ablación son los siguientes: la superficie de rocas aborregadas, el circo, la cubeta de sobreexcavación, el umbral, la artesa y la hombrera.
 - a. *Superficie de rocas aborregadas*. Es una superficie rocosa, desnudada por el glaciar. Esta superficie se caracteriza por una topografía irregular, ondulada, y por el afloramiento de cabezas de roca pulidas y estriadas.

- b. *Circo glaciar*. Es un anfiteatro con paredes abruptas, situado a la cabeza de un glaciar.
 - c. *Cubeta de sobreexcavación y umbral*. El perfil longitudinal de los valles glaciares pequeños presenta generalmente una sucesión de depresiones, con ensanchamientos del valle, y de altos que forman contrapendientes con estrechamientos de la sección del valle. Las causas de esta alternancia aún no están bien dilucidadas. Sin embargo, las depresiones frecuentemente ocupadas por lagos reciben el nombre de cubeta de sobreexcavación, y los salientes el nombre de umbral.
 - d. *Artesa glaciar*. Es un valle excavado por un glaciar, con perfil transversal en forma de U.
 - e. *Hombarrera*. Es un rellano o peldaño que domina los flancos de la artesa y que, en la mayoría de los casos, corresponde al fondo de una antigua artesa, reentallada posteriormente por un glaciar de menor extensión.
2. *Formas de acumulación*. Las principales formas de acumulación glaciar e hieloglacial son las siguientes: la morrena de fondo, la morrena lateral, el arco morrénico, el os y el cono proglaciar.
- a. *Morrena de fondo*. Es una acumulación de material arrastrado por la base del glaciar. Forma un manto más o menos continuo y de superficie irregular. Se caracteriza por la ausencia total de estratificaciones y por presencia de piedras fracturadas, a veces estriadas, englobadas en una matriz de material fino llamada harina glaciar.
 - b. *Morrena lateral*. Es una acumulación de piedras fracturadas que constituye un cordón alargado en las márgenes del glaciar, con cumbre en forma de arista aguda.
 - c. *Arco morrénico o vallum*. Corresponde a una forma creada por la acumulación de material en el frente del glaciar. Se reconoce por su configuración arqueada.
 - d. *Os*. El os es una acumulación alargada, estrecha, en forma de dique, constituida por material estratificado que atestigüa su origen hieloglacial debido a un torrente subglaciar.
 - e. *Cono proglaciar*. El cono proglaciar adopta la forma de un abanico que se halla ubicado en el frente del glaciar y que se ha formado por la acumulación de material arrastrado por las aguas de fusión.

Formas periglaciares

La acción periglacial o acción crionival se caracteriza básicamente por la acción del hielo, principalmente por efecto de las alternancias entre formación del hielo y su derretimiento. También interviene la acción de la nieve.

1. *Gelifracción o crioclastismo*. La formación del hielo produce aumentos de volumen, los cuales pueden generar presiones considerables. Esta acción ocasiona la fragmentación de los afloramientos rocosos y, por tal motivo, se llama gelifracción o crioclastismo. Las formas resultantes son las siguientes: la cresta de gelifracción y el derrubio de gelifracción.
 - a. *Cresta de gelifracción*. Es una forma en dientes de sierra y en picachos con aristas agudas, muy frecuente en las partes culminantes de los Andes.
 - b. *Derrubio de gelifracción*. Corresponde a la acumulación, al pie de la vertiente, de los fragmentos dislocados por el hielo y caídos desde la cresta de gelifracción.
2. *Solifluxión y gelifluxión*. El derretimiento del hielo y la fusión de la nieve tienen como efecto transformar los materiales finos a estado pastoso. En este estado, el material es apto para la solifluxión. Así se forman coladas de barro, llamadas coladas de gelifluxión.

Formas nivales

La acción nival se manifiesta principalmente por la formación de corredores de avalancha y de conos de avalancha.

1. *Corredor de avalancha*. Es un surco por donde bajan las avalanchas de nieve. El fondo del corredor presenta una forma cóncava (cuna) y está salpicado por algunos bloques esparcidos con aristas agudas.
2. *Cono de avalancha*. Es un abanico caótico, constituido de pequeños amontonamientos de piedras y bloques y situado al pie de un corredor de avalancha.

Formas específicas de las regiones cálidas y secas. Además de las manifestaciones eólicas, la forma más característica de las regiones cálidas y secas es la sebkha o sebkra. La sebkha es una depresión cerrada, poco profunda, cubierta de agua esporádicamente seca y que permanece con costra salina la mayor parte del tiempo.

Formas específicas de las regiones cálidas y húmedas. En las regiones cálidas y húmedas se desarrollan muchas formas comunes, principalmente formas de vertientes, como las medias naranjas. En estas condiciones son pocas las formas realmente específicas. La más característica es la de alvéolo. El alvéolo es una depresión de tamaño kilométrico, formada por alteración química, principalmente en granitos basaltos.

2.5 LA HISTORIA DE LAS FORMAS (DEFINICIÓN MORFOCRONOLÓGICA)

Hasta ahora se ha definido la forma de terreno desde un punto de vista morfográfico y desde un punto de vista morfogenético. Falta, entonces, abordar el tercer tipo

de definición que se le puede dar a la forma de terreno, la definición morfocronológica. Para definir la historia de una forma se indican dos variables: la actividad de la forma y el nivel estratigráfico a que pertenece o nivel geocronológico.

Actividad de la forma. Con el fin de caracterizar el grado de actividad de la forma, bastará utilizar uno de los calificativos siguientes: forma activa, forma heredada en sobrevivencia y forma estabilizada.

Forma activa. Se llama forma activa a una forma que se está formando en las condiciones actuales: por ejemplo una duna viva o un banco de cauce de río.

Forma heredada en sobrevivencia. Una forma heredada en estado de sobrevivencia es una forma desarrollada en otra época, frecuentemente en condiciones morfoclimáticas diferentes a la actual y que sigue evolucionando lentamente. Este es el caso frecuente de las vertientes.

Forma estabilizada. La forma estabilizada significa una situación semejante a la anterior, pero sin evolución visible actualmente: por ejemplo, un cordón litoral colonizado por la vegetación; la mayoría de las formas ubicadas en terrazas no sometidas a erosión.

Cronología de la forma. La segunda variable que hay que definir para caracterizar la historia de una forma es su nivel cronológico.

Métodos de datación y sistema de cronología relativa

1. *Métodos de datación.* Para definir la edad de una forma, se procede generalmente por datación del material que la compone. Para tal fin existen métodos bastante precisos, que se basan en la desintegración de isótopos radio-activos tales como el C¹⁴, O¹⁸ o el Potasio-Argón. Estos métodos presentan un cierto número de limitaciones: son demasiado costosos como para aplicarlos sistemáticamente a todo un levantamiento de suelos; algunos se aplican sólo a ciertos tipos de material: la utilización del Potasio-Argón (K/A), por ejemplo, supone naturalmente que la roca contenga una buena cantidad de estos elementos, como en el caso de las rocas volcánicas; algunos de estos métodos son aplicables solamente a cortos períodos: la aplicación de C¹⁴ está limitada a un período que no pasa de 50.000 a 70.000 años; existen ciertas dificultades de interpretación de los resultados, debido a eventuales y posteriores contaminaciones de los sedimentos.

Al lado de estos métodos de datación absoluta hay métodos de datación relativa que son menos costosos, pero también mucho menos precisos. Estos métodos de cronología relativa no permiten fechar una muestra, sino especificar simplemente que es más vieja o más reciente que otra. El objetivo, en este caso, es de elaborar sencillamente una escala cronológica, tal como lo hace la geología estratigráfica. En geomorfología, la escala estratigráfica se limitó

fundamentalmente al Cuaternario, porque la mayoría de los fenómenos identificables ocurrieron durante este período.

2. *Sistema de cronología relativa.* Existen diversos sistemas de escala estratigráfica del Cuaternario, más o menos propios a las condiciones particulares de cada región. Se habla así de cronología alpina, cronología marina, cronología norteamericana, cronología rusa, cronología de Marruecos. En cada caso, la secuencia es más o menos la misma. Sin embargo, las correlaciones entre los diferentes sistemas son difíciles y se complican a medida que se obtienen nuevos conocimientos. En Venezuela, desde hace unos años, se está utilizando un sistema similar, cuyo manejo se explica a grandes rasgos a continuación.

a. *Precuaternario.* El Precuaternario incluye todos los fenómenos geomorfológicos que ocurrieron antes del Cuaternario. El límite entre este último y el Plioceno está bastante definido. Según los criterios de litofacies y de biofacies, utilizados por los geólogos, dicho límite parece situarse a -3,5 millones de años. Se considera generalmente como Precuaternario a la mayoría de las superficies de aplanamiento y estructurales. Para darle mayor precisión a esta datación se procede generalmente por interpolación estratigráfica. Por ejemplo, la cuenca medio del río Aragua de Neveri corresponde a una superficie de aplanamiento que recorta oblicuamente capas geológicas pertenecientes a la Formación Quiamare (Mioceno). La mencionada superficie de aplanamiento está recubierta por una formación detrítica del Pleistoceno inferior (Q₄). Por lo tanto, la formación del aplanamiento ocurrió más o menos a finales del Terciario como se muestra en el cuadro 2.8.

b. *Cuaternario antiguo.* El Cuaternario antiguo se situaría entre -3.5 y -1 millones de años y corresponde a lo que se llama frecuentemente Villafran-

		Períodos	Períodos	Tiempo
Holoceno			Q ₀ -10.000	Actual a
Superior	Q ₁	Q ₁₋₂		
Pleistoceno	Q ₂			Q ₂₋₃
Inferior	Q ₃	Q ₃₋₄		
Cuaternario Antiguo	Q ₄			-1.000.000 a
Precuaternario		Q ₅	-3.500.000	-3.500.000

(Zinck, 1980)

▲ **Cuadro 2.8** Nomenclatura propuesta para datación relativa.

quiense. Esta unidad incluye muchos de los grandes glaciares regionales, comunes en África. Por el momento, no se han identificado en el país formas semejantes.

- c. *Pleistoceno y Holoceno.* Para el resto del Cuaternario, Pleistoceno y Holoceno, la nomenclatura se indica en el cuadro 2.8. Esta nomenclatura se basa en el hecho de que el Cuaternario ha sido una época en que alternaron dos tipos de períodos:

- Períodos inestables desde el punto de vista morfogénico, llamados rhexistáticos, en que predominaron los procesos mecánicos bajo la forma de intensa ablación en las zonas montañosas y de grandes acumulaciones en las zonas depresionales.
- Períodos relativamente estables, llamados biostáticos, con predominancia de procesos químicos y de desarrollo de suelos. Durante este tipo de períodos, los ríos, en vez de depositar grandes cantidades de sedimentos, tienden más bien a encajonarse. Estas son más o menos las condiciones del período actual del Holoceno.

Para no multiplicar los nombres propios, se optó por designar los fenómenos ocurridos durante uno y otro de estos períodos por un símbolo, el símbolo Q, (Quaternaire, Quaternary). El mecanismo de utilización es el siguiente:

Se agrega al símbolo Q un subíndice numérico, comenzando con Q para designar lo más reciente, el Holoceno, hasta “n” en función de la edad creciente de los depósitos. Se utilizan subíndices simples para designar lo ocurrido durante los períodos rhexistáticos y subíndices compuestos para los períodos biostáticos, mostrando así la posición de intervalo de estos últimos. Cada subíndice puede estar subdividido por letras a, b, etc., en caso de poder distinguir depósitos de interestado en el mismo período (Q por ejemplo). La letra “a” designa en este caso lo más reciente.

- d. *Edad indefinida.* Cuando no se dispone de ningún criterio para clasificar un determinado depósito en una de las categorías anteriores se utiliza la expresión: no datado. Zinck, 1980.

Criterios de identificación de los niveles estratigráficos

Lo principal no es elaborar un sistema de cronología relativa, sino aplicarlo, mejorarlo y detallarlo con los aportes de nuevas observaciones. Para eso se necesita definir una serie de criterios de datación. (Cuáles son los criterios que se están utilizando para decir que un material pertenece a Q₂, más bien que a Q₃ o a Q₁?).

Para definir los criterios de datación se deben tener en cuenta las precauciones siguientes:

1. *Edad del material parental y edad del suelo.* Es indispensable no confundir la edad del material parental del depósito en sí con la edad del suelo. En efecto, al definir el piso estratigráfico de un depósito, lo que se intenta datar es el material parental y no el suelo propiamente dicho: la edad de uno no implica necesariamente que sea la misma para el otro. Entre la edad de un material parental y la del suelo correspondiente existe a veces una enorme diferencia.

En las partes más altas de Los Andes, por ejemplo, los suelos son relativamente recientes debido a la intensidad de la erosión que los trunca y rejuvenece permanentemente, pero el material geológico a partir del cual se desarrollan alteritas y suelos antiguos, va del Precámbrico hasta el Cenozoico. En cambio, en las zonas aluviales y planas la erosión es generalmente mínima; de modo que la fecha de iniciación de la formación de un suelo corresponde generalmente al momento final de la depositación que le sirve de material parental. Aún así, hay que ser muy prudente por las razones siguientes:

- Hay que tomar en consideración el hecho de que es bastante raro que los procesos de acumulación, en un determinado sistema deposicional, se paralicen de manera instantánea en todas sus partes. Al contrario, en los llanos es frecuente que algunos brazos o difluentes sigan actuando después de cesar la acumulación. Así, sin manifestar discontinuidades muy evidentes, una napa aluvial de Q_1 puede prolongarse localmente, por depósitos más recientes de Q_{ob} por ejemplo. Morfológicamente será muy difícil distinguir ambos depósitos debido a su superposición gradual, sin discordancia. Sin embargo, los suelos pueden mostrar algunas diferencias sensibles y reflejar mayor discordancia entre los sedimentos que el material parental. Así, la serie Fanfarria, por ejemplo, incluye suelos con saturación en bases del 100% y otros con saturación del 70%. Es muy probable que se trate en este caso de dos depósitos de edad ligeramente diferente.
- En segundo lugar, son frecuentes las contaminaciones, principalmente en los suelos de bajíos, por recibir aportes en cada inundación.
- Por último, los suelos desarrollados sobre depósitos aluviales antiguos son generalmente policíclicos y reflejan en sus características la sobre-imposición de varias fases pedogenéticas sucesivas, en función de las oscilaciones climáticas del Cuaternario.

Por todas estas razones, es conveniente utilizar la expresión: suelo desarrollado sobre un depósito de tal edad y, no: suelo de tal edad.

2. *Aplicabilidad limitada de los criterios de identificación.* La segunda precaución a tomar está relacionada con la aplicabilidad limitada de los criterios de identificación. En efecto, no existe por el momento ningún sistema de criterios de datación relativa que sea universalmente aplicable, por las razones siguientes:

- La investigación referente a este aspecto todavía no está suficientemente adelantada. Los criterios que se están utilizando son más de investigación que criterios de aplicación.
- Estos criterios dependen ampliamente de las condiciones ambientales de la zona o del sector que se está estudiando, principalmente de las condiciones bioclimáticas, tanto actuales como pasadas, y de las condiciones mineralógicas de cada depósito. Por ejemplo, un criterio de datación frecuentemente utilizado es la descarbonatación. Se puede decir que la edad de un suelo es aproximadamente una función directa del grado de descarbonatación. Pero este criterio hay que manejarlo con mucho cuidado. Varios casos de interpretación pueden presentarse:

En un primer caso podría suponerse que los materiales parentales de los suelos en una determinada región no contengan carbonatos de calcio, porque la zona de ablación de donde provienen estos materiales está desprovista de rocas calcáreas. En este caso, la aplicación del criterio de descarbonatación no tiene ningún sentido, ya que los suelos no contienen y nunca han contenido carbonato. En tales condiciones sería falso considerar dichos suelos como viejos. Para definir su posición estratigráfica hay que aplicarles simultáneamente otros criterios de evolución.

En segundo lugar, los suelos pueden ser muy ricos en carbonatos de calcio, pero las condiciones de pluviosidad son tales que su lavado es imposible o restringido. Este es el caso, por ejemplo, de la Depresión de Quibor, donde suelos relativamente viejos presentan aún carbonatos. A título de comparación, los suelos desarrollados sobre material de Q1 en la Depresión de Quibor reaccionan violentamente al HC1 al 10%, desde la superficie, mientras que materiales de la misma edad relativa en el valle del río Guarapiche ya están descarbonatados hasta profundidades de 80 a 100 cm. Esta diferencia es el reflejo de las condiciones climáticas particulares a cada región.

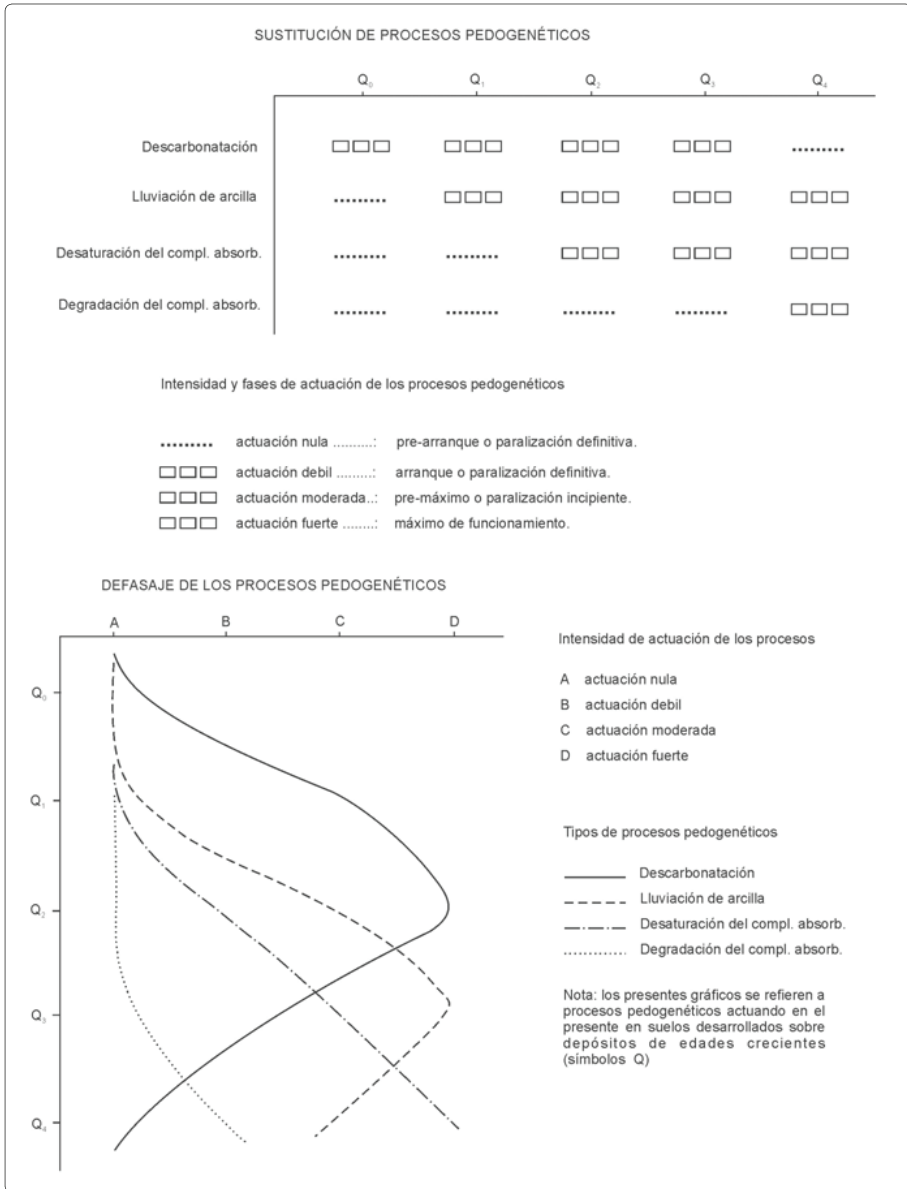
Dentro de este marco de precauciones se están utilizando actualmente tres tipos de criterios de identificación: el grado de alteración del material, el grado de resistencia del material y el grado de evolución pedogenética.

1. *Grado de alteración del material.* El grado de alteración del material es un criterio de carácter sumamente general y se define por intermedio del color. En efecto, en la mayoría de los casos, el color es el reflejo de la intensidad de liberación y del grado de deshidratación del hierro. Esta intensidad, a su vez, es una función parcial del tiempo como en el caso de los carbonatos, ya que el proceso no depende solamente del tiempo de evolución, sino también de las condiciones climáticas (pluviosidad anual, régimen de las lluvias, evaporación) y de la riqueza del material en elementos ferro-magnésicos susceptibles de liberar hierro por alteración. Errores de interpretación pueden surgir también cuan-

do se confunden depósitos rojos recientes con material rubificado *in situ*. En este caso, el color rojo no es el resultado de una evolución de cierta duración, sino una característica heredada a partir del material de origen. Esto ocurre frecuentemente en las acumulaciones coluviales.

En resumen, y generalizando bastante, se puede decir que en condiciones de zona intertropical, cuanto más rojo, tanto más viejo es el material. Por lo general, en el país, los suelos rojos sobre depósitos aluviales aparecen solamente a partir de Q_2 . En casos excepcionales, principalmente en condiciones de altas precipitaciones (más de 2.000 mm/año), se han podido identificar suelos que presentan un inicio de rubefacción sobre materiales de Q_1 . Este es el caso de algunos suelos de bancos en la zona comprendida entre Punta de Piedra y Guasualito. Zinck, 1980.

2. *Grado de resistencia del material.* El segundo criterio es el grado de resistencia del material. Este criterio se aplica esencialmente a las piedras y a los cantos rodados. Al igual que para la interpretación del grado de alteración, se imponen aquí ciertas precauciones, porque el grado de resistencia del material es función, no solamente de tiempo de evolución, sino también de las condiciones climáticas y de la composición petrográfica. Una cuarcita, por ejemplo, es resistente bajo cualquier tipo de condiciones climáticas. En cambio, un canto metamórfico como el gneiss se altera rápidamente en condiciones tropicales húmedas, pero poco en condiciones templadas. Al aplicar este criterio a diversas regiones del país, se consiguieron los siguientes resultados: en material de Q_4 , todas las rocas se rompen a mano, con excepción de las cuarcitas. Los cantos cristalinos y las areniscas se desmoronan generalmente en arena al tocarlos. En material de Q_3 los metamórficos se encuentran podridos, mientras que para romper una arenisca ya se necesita un golpe de martillo. En material de Q_2 , metamórfico y arenisca necesitan varios golpes de martillo y en material de Q_1 y Q_0 , hay que golpear con maceta (mazo).
3. *Grado de evolución pedogenética.* El tercer tipo de criterio se refiere al grado de desarrollo pedogenético y a las características edáficas asociadas con cada grado de evolución. A título de ejemplo, en la figura 2.25 se establece una comparación entre cronología relativa y características de evolución pedogenética para ilustrar este tipo de criterios. Se nota una buena correlación entre edad relativa de los materiales parentales y algunos tipos de procesos pedogenéticos escogidos por ser particularmente representativos, tales como descarbonatación, lavado de arcillas, desaturación del complejo absorbente y degradación del mismo. A cada piso estratigráfico corresponde un determinado grado de evolución edáfica y una determinada generación de suelos. La figura ilustra esta correlación, subrayando la ocurrencia de umbrales pedogenéticos en función del tiempo de evolución.



▲ **Figura 2.25** Procesos pedogenéticos y edad relativa.

Ejemplos de descripción de formas.

1. *Vertiente con surcos.* Recortando las capas geológicas. Irregular. Ancha. Alargada. Contorno sinuoso. Desnivelación 30 m. Pendiente 15%. Exposición NE. Forma heredada en sobrevivencia. No datada.

2. *Superficie estructural*. Rectilínea. Ancha. Masivo. Contorno irregular. Alta. Desnivelación 100 m. Pendiente 5%. Exposición S. Forma estabilizada Precuaturnario.
3. *Cubeta de decantación*. Bajío. Cóncava. Ancha. Masiva. Baja. Desnivelación 1 m. Pendiente 0,5%. Forma activa. $Q_0 - Q_1$.

El sitio del perfil. El último nivel de percepción del espacio corresponde a la localización de un pedón en relación al conjunto de la forma. Es el sitio específico de descripción del suelo, el cual se define por algunas características observadas en la superficie circundante al perfil (algunos m^2). Por lo tanto, no se trata de un nivel taxonómico propiamente dicho, sino de una variación de la forma de terreno, que es la que constituye el nivel categórico inferior del sistema de clasificación.

Como consecuencia de lo anterior, es evidente que la definición de la forma debe anteceder y motivar la escogencia del sitio del perfil. En efecto, un determinado punto de observación puede ser representativo del conjunto de perfiles pertenecientes a una forma dada o, al contrario, estar ubicado en un sitio específico de esta forma, de la cual representará entonces un tipo, una fase, una variación o una inclusión. En tales condiciones, la selección del punto de observación es función, no de criterios arbitrarios (sistema de levantamiento por cuadrícula), sino de las características fisonómicas de la forma de terreno.

Criterios de caracterización. A este efecto, se utilizan 5 variables de descripción del sitio: ubicación, modificación, edad, pendiente y exposición.

Ubicación del sitio. La variable ubicación del sitio permite localizar el perfil en relación al conjunto de la forma. Esta indicación es de suma importancia para el levantamiento de suelos. En efecto, cuando no se precisa el sitio exacto de observación, la correlación de perfiles resulta muy laboriosa. La aparente heterogeneidad de ciertas unidades de mapeo proviene frecuentemente del hecho de que hay más perfiles transicionales que perfiles de posición céntrica. La ubicación exacta del sitio de observación se especifica por intermedio de los calificativos siguientes, de los cuales algunos se refieren a posiciones céntricas, otros a posiciones transicionales y otros aún a posiciones concretas de vertiente.

Posiciones céntricas. Se indica si el perfil está: 1. en el fondo de la forma (cóncava); 2. en el centro de la forma (plana); 3. en la cumbre de la forma (convexa).

Posiciones transicionales. Se indica si el perfil está: 1. al pie de la forma; 2. cerca del borde de la forma; 3. lejos del borde de la forma; 4. en posición de transición con una forma vecina.

Posiciones de vertiente. Se indica si el perfil está: 1. en el tramo inferior de la forma; 2. en el tramo medio de la forma; 3. en el tramo superior de la forma; 4. en un rellano de la forma.

Modificación del sitio. La variable modificación del sitio permite señalar si la forma ha sufrido modificaciones y obliteraciones locales, posteriormente a la forma-

ción del conjunto. Esta variable se puede utilizar con los siguientes calificativos, los cuales conducen a la definición de fases de erosión o de recubrimiento:

1. No modificado; 2. Modificado por erosión areolar; 3. Modificado por erosión linear; 4. Modificado por entalle; 5. Modificado por recubrimiento; 6. Modificado por prácticas de manejo (nivelación, drenaje, etc.).

Edad del sitio. Normalmente, la edad del sitio es la misma que la de la forma en conjunto, si no hay modificaciones locales. En cambio, al notarse algunos de los tipos de modificaciones señaladas anteriormente, hay que especificar su edad. Por ejemplo, en el litoral de Barcelona (Venezuela) existe un cordón no funcional, subactual (Q_0^b); localmente, la degradación antrópica de la vegetación favorece la actividad eólica, que se traduce por la excavación de pequeños surcos. Si se implanta un perfil en tal sitio modificado, habrá que indicar una edad de Q_0^a (actual).

Pendiente del sitio. La pendiente del sitio se refiere a la inclinación local del punto de observación, en un radio de algunos metros y se expresa en %.

Exposición del sitio. La exposición del sitio se especifica de la misma manera que la de la forma en conjunto.

Ejemplo de descripción de sitio: Perfil en el centro de la forma. No modificado. Misma edad. Pendiente 4%. Misma exposición.

A título de ejemplo, se va a describir un banco de la “Serie” Barinas, (en las cercanías de la ciudad de Barinas, Venezuela). En este caso, la descripción del ambiente geomorfológico, considerado en sus niveles taxonómicos sucesivos, sería la siguiente: Región natural: llanos occidentales altos; Paisaje: planicie. Baja, desnivelación 15-20m. Dominada por piedemonte; tipo de Relieve: terraza. Alta. Desnivelación 6-2m. Dominando llanura aluvial; forma de Terreno: eje de explayamiento. Banco. Plano. Ancha. Alargada. Alta. Contorno rectilíneo a lobulado. Desnivelación 3-4m. Pendiente 1%. Forma estabilizada Q_2 ; sitio: perfil en el centro de la forma. Erosión areolar (escurrimiento difuso) 0,5%. SE.

2.6 FUNDAMENTOS DE LA TEORÍA SOBRE LA FORMACIÓN DE LOS CAUCES NATURALES

2.6.1 Propiedades fundamentales de la formación del relieve

1. En su forma más general, la esencia de los procesos formadores del relieve y su posterior modelado están ligadas a la interacción y variación permanente de dos medios: la litosfera y la atmósfera. La capa terrestre está compuesta de diferentes rocas, distribuidas de manera muy diversa, dando origen a estructuras y depósitos de características muy variadas. Estas propiedades cambian en el tiempo gracias a la acción de fuerzas internas (endógenas) que propician mo-

vimientos lentos de ascenso o descenso y también cambios rápidos orogénicos y de otros tipos, tales como los volcánicos y los sísmicos.

Así, la primera componente del proceso, la corteza terrestre, es muy irregular tanto en el espacio como en el tiempo. Este último factor posibilita los procesos de metamorfismo y denudación bajo el efecto del agua. La segunda componente del proceso, la atmósfera, también es muy variable en el espacio y en el tiempo y participa activamente en la transformación del relieve por medio del modelado. El agua se encuentra tanto en la corteza terrestre como en la atmósfera, y su influencia es preponderante. Lo anterior hace que el proceso natural de formación del relieve sea un proceso histórico, lo cual permite relacionar las formas actuales con sus antecedentes y, además, predecir los caminos de desarrollo futuro de esos procesos. Si en este contexto se quiere entender y explicar el papel de las corrientes naturales y, en particular, de la escorrentía superficial como agente modelador del relieve original, es necesario analizarlo históricamente. De esta manera se podrán comprender las unidades morfológicas actuales, los sistemas hidrográficos, sus procesos formativos y su desarrollo.

2. Las variaciones del relieve durante su evolución producen rupturas del equilibrio de manera permanente, reagrupan las fuerzas actuantes y cambian las condiciones bajo las cuales se produce su mismo desarrollo. En consecuencia, el efecto de un proceso es también su causa de evolución. El proceso de formación de relieve y su modelado, la aparición de las redes hidrográficas y de los cauces naturales posee una dinámica propia que en cada etapa de desarrollo exhibe sus propias características y, además, es permanente.
3. El desarrollo descrito posee, en primer lugar, una cierta orientación en sus variaciones, consistente en que el sistema experimenta alguna transformación histórica irreversible y, en segundo lugar, ciertos cambios cíclicos cortos, de carácter reversible (en relación con la vida útil de un determinado proyecto). Estas variaciones se producen como procesos entrelazados y fenómenos continuos, aunque contradictorios, de tal suerte que cada proceso cíclico contiene los elementos de su posterior desarrollo. Actualmente se diferencian tres leyes de desarrollo de la naturaleza inanimada (N.A. Rzhanitsin, 1956):
 - 3.1 Dirección de las variaciones (tendencia) dentro de la cual se tiene: variaciones unidireccionales, deformaciones irreversibles, deformaciones generales y procesos irreversibles.
 - 3.2 Ritmo de las variaciones, concepto que coincide con el significado de los procesos reversibles o cíclicos.
 - 3.3 Ausencia de sincronización de las variaciones, lo cual indica una asimetría en el tiempo y, por su valor de los procesos cíclicos, de la relación de estos procesos en diferentes condiciones físicas y geográficas en diversas zonas

de la tierra. Los comienzos de deformaciones reversibles e irreversibles, generales y locales, y otras, se utilizan como puntos de partida en muchas investigaciones de los cauces naturales; sin embargo, no existe un tratamiento muy adecuado de estos conceptos. Por ejemplo, algunos autores dicen que, puesto que las deformaciones irreversibles son pequeñas, todas se pueden tratar como reversibles, relacionadas con el transporte de sedimentos que originan los procesos morfológicos. De todas maneras, es importante recordar que las deformaciones reversibles y el transporte de sedimentos son dos caras del mismo proceso.

No es suficiente un tratamiento histórico de las formas actuales de los cauces naturales, dado que su desarrollo puede presentar algunos fenómenos poco claros, por lo cual se han desarrollado conceptos como el de formas heredadas del cauce, de las bancas y de los valles. El análisis estrictamente histórico de los procesos naturales y la inclusión completa de los factores decisivos permiten formar los siguientes conceptos generales:

- a. El aspecto actual de cualquier río es el reflejo de su desarrollo de muchos siglos. Las formas generales del cauce y de la red hidrográfica, su configuración en planta y en perfil, la morfología del valle y del cauce se formaron como resultado de un proceso geográfico y físico complejo en el cual la escorrentía es un factor importante en la modelación del relieve primitivo. Este desarrollo se ha producido en diferentes condiciones en cada zona de la tierra y, por lo tanto, cada río ha elaborado su propio aspecto y su régimen individual.
- b. La influencia preponderante de las variaciones rítmicas (reversibles) es propia de las variaciones contemporáneas de las formas locales, es decir, de los procesos morfológicos. Sin embargo, ellas se desarrollan dentro del régimen propio de cada río.
- c. El proceso de formación y desarrollo del río, de la red hidrográfica, del cauce natural y del medio geográfico, es un proceso importante: este medio geográfico y físico influye notablemente en el desarrollo del río y el río, a su vez, condiciona la geografía circundante. En esto consiste la ausencia de sincronización en el tiempo y en el espacio, propia de la formación de los cauces naturales.

2.6.2 Leyes que rigen la formación de los cauces naturales

Incluso con un conocimiento superficial de la historia de desarrollo de la ciencia no es difícil percatarse de que durante el nacimiento de nuestras concepciones contemporáneas los investigadores han sido muy cuidadosos en el intento de formular leyes generales que describan la génesis y el desarrollo de las corrientes naturales. Por eso, cualquier conclusión al respecto se apoya en un gran volumen de infor-

mación producida como resultado de investigaciones exhaustivas y de análisis profundos. Durante este período se formularon algunas concepciones que, después de muchos años, han dado origen a ciertas leyes generales en la formación de los ríos. Un largo período de elaboración de estas ideas permite formular algunos principios fundamentales que sirven de guía en el estudio y evaluación de los procesos formativos en los cauces naturales.

2.6.2.1 Interacción del flujo y el cauce (N.M. Leliavski, 1883)

Este principio fue expuesto originalmente por Leliavskii (1883) pero posteriormente fue ratificado por M.A. Velikanov (1946,1957) y precisado por K.I Rosinski y I.A. Kuzmin (1947). Más adelante este concepto se presenta de una manera general (Domanievski, 1956).

El flujo al transitar por el cauce interactúa permanentemente con el medio sólido y el medio gaseoso. El grado de influencia de esos factores depende de la resistencia a la erosión de los materiales del lecho y las orillas, de la velocidad de las masas de aire, etc. Como resultado de la interacción mencionada se crean no sólo determinadas formas de la superficie del agua o del cauce, sino que cambian las características de cada uno de los elementos, generando nuevas condiciones de interacción entre ellos.

El estudio de la interacción de medios diferentes por su densidad, viscosidad, cohesión, dureza, etc. indica que, mientras mayor sea esa diferencia, más considerable es la influencia relativa del medio más denso sobre el otro medio. Como consecuencia de esto, se presentan las siguientes características del proceso generador de los cauces naturales:

1. Cualquier variación en la forma de un cauce natural debe crear un cambio casi instantáneo en la estructura del flujo. El cambio de la forma del cauce, al variar la estructura del flujo, se presenta de una manera mucho más lenta, en función de la resistencia a la erosión de los materiales.
2. En función del grado de movilidad y de la resistencia a la erosión de la fase sólida, el carácter de formación del lecho será diferente. En materiales sueltos el proceso es más energético y rápido.

2.6.2.2 Condicionamiento de las posibles formaciones naturales (M. A. Velikanov, 1946)

Dado que el cauce natural se crea durante la permanente interacción entre el flujo y los materiales del lecho, las formas generales del cauce deben reflejar, en primer lugar, las propiedades más importantes de la corriente y de los sedimentos. Debido a la interrelación de estos factores, las formas del cauce no pueden poseer

configuraciones arbitrarias; ellas siguen unas determinadas condiciones que limitan el número de las formas posibles del cauce. Se obtienen unas relaciones morfológicas que, en conjunto con las relaciones hidráulicas conocidas, forman un grupo de condiciones que limitan el número de combinaciones posibles de elementos, Velikanov (1958). La veracidad de esta aseveración es evidente y dio origen a una rama de la investigación en la hidráulica fluvial que estudia las formas y dimensiones de los cauces aluviales correspondientes a las condiciones reales de los ríos (en este tratamiento se hace alusión a las formas del cauce). Sin embargo, existe fundamento para extender este concepto a todos los procesos naturales en cuyo desarrollo interviene el agua en movimiento. Así, esta concepción caracteriza el proceso de formación y desarrollo de la red hidrográfica. Es claro que la estructura de la red hidrográfica y su configuración en planta es bastante diferente en regiones desérticas, semidesérticas y en zonas montañosas. Aun en los límites de una misma región las diferencias en los sistemas fluviales están condicionadas por la influencia de factores complementarios como los bosques, los pantanos, etc.

2.6.2.3 Carácter discreto de los procesos morfológicos (N.E. Kondrátiev 1953)

Los procesos morfológicos poseen una estructura claramente expresada y definida. La estructura cinemática del campo de velocidades de una corriente natural, así como la morfología de su cauce y su banca, tienen un carácter discreto bien definido. Esto se expresa con la formación de elementos morfológicos completos, cada uno de los cuales está compuesto de elementos de menores dimensiones y diferentes estructuras y el mismo, a su vez, hace parte de otro elemento que se encuentra en un nivel estructural superior, (Kondrátiev. Popóv y otros, 1982). Puesto que en cada nivel estructural pueden aparecer sus propias características, el grado de estabilidad e interrelación entre elementos obliga a utilizar diversos métodos de investigación. Partiendo de esto, Kondratiev diferencia los siguientes niveles estructurales en los procesos morfológicos:

- *Nivel de una partícula sólida individual:* investiga la estabilidad y comportamiento de los sólidos en el flujo.
- *Microformas:* corresponde al relieve del fondo caracterizado por dunas, antidunas, rizos, etc., las cuales influyen en la resistencia hidráulica y en las pérdidas de energía y se toman en consideración al calcular la carga de sedimentos de fondo y su relación con la turbulencia del flujo. Estas formaciones poseen unas dimensiones muy pequeñas en relación con las dimensiones del cauce, expresadas a través de su ancho y de la profundidad media del flujo.
- *Mesoformas:* son grandes cúmulos de arena ubicados dentro de la sección del cauce, con dimensiones comparables al ancho del canal principal del río y que

determinan sus rasgos morfológicos principales. El estudio de las mesoformas es el mejor camino para descubrir las leyes fundamentales de los procesos morfológicos. Con el cambio de las velocidades del flujo conservan su forma o la cambian parcialmente.

- *Macroformas*: los procesos morfológicos en este nivel se consideran en su expresión más completa, abarcando el cauce y las bancas. El tipo de macroforma determina los procesos morfológicos en conjunto y su tipo morfológico. Como ejemplo, se presentan los meandros junto con sus bancas que crean divagaciones extensas del cauce.

Las deformaciones de las formas del cauce en todos los niveles están íntimamente ligadas al transporte de sedimentos, pero su organización es diferente en todas ellas. En las formaciones del cauce (microformas y mesoformas) la carga de sedimentos refleja el movimiento del material de fondo y en las macroformas participan todos los sedimentos; la formación de las bancas está influenciada por el depósito de sedimento en suspensión.

Respecto al carácter discreto de los procesos morfológicos, es necesario tener en cuenta que se trata de una unidad continua y discontinua. La naturaleza de la materia es continua y discreta a la vez. Su carácter discreto consiste en que está compuesta de cuerpos separados e individuales; sus variaciones cuantitativas son continuas y producen cambios radicales. Así, en el proceso de desarrollo de un meandro (variaciones cuantitativas) aparece un momento de rectificación del cauce (variación cualitativa). Un islote o una barra central, durante sus variaciones cuantitativas, gradualmente se van incorporando a las orillas, creando una formación diferente denominada barra lateral, la cual puede aumentar sus dimensiones y, en cierto momento, se produce su incorporación completa.

2.6.2.4 Influencia relativa de los factores que cambian el régimen hídrico de los flujos (Ley de la relatividad factorial de I.I. Makaviev, 1971)

La esencia de este principio se reduce a lo siguiente: los diferentes componentes de la red hidrográfica no son iguales y no siempre reaccionan simultáneamente ante los cambios climáticos, ante las influencias tectónicas y ante las oscilaciones del nivel de base. En las partes superiores de la red hidrográfica la intensidad de erosión cambia con el clima y en las partes inferiores influyen más los movimientos tectónicos, (Makaviev, 1973). Las corrientes naturales con pequeñas cuencas cambian su régimen muy rápidamente con pequeños cambios climáticos. En ríos grandes sucede lo contrario. La veracidad de este principio se ilustra a través de la capacidad de erosión en diferentes cuencas. La capacidad erosiva en las partes bajas reacciona sensiblemente, incluso con pocas variaciones de la pendiente; en

las partes superiores se requiere un cambio muy grande en la pendiente para crear cambios en la erosión. Aceptando, para un perfil trabajado, la expresión: $QS = \text{const.}$, la variación de la pendiente en un mismo valor puede ser muy pequeña para las zonas altas y muy grande en las bajas. Este fenómeno es especialmente evidente con variaciones en el nivel de base, cuya influencia es importante en las zonas bajas.

El principio de la relatividad factorial es relevante cuando se analiza la acción del hombre. La desaparición de los bosques propicia un gran aumento en la irregularidad del flujo y desata una gran actividad erosiva. Las grandes presas y obras similares producen cambios considerables en el régimen natural de los ríos. Este principio ha sido comprobado por diferentes geomorfólogos tales como Y.G. Simonov (1976) quien, después de estudiar cuencas en el sur del lejano oriente llegó a la conclusión de que, a medida que aumenta el tamaño de la cuenca, la influencia de las particularidades locales de las laderas sobre los procesos aluviales decrece.

2.6.2.5 Optimización de las condiciones de transporte de sedimentos (N.A. Rzhanitsin, 1956)

Una particularidad importante de los ríos es el trabajo monumental que desarrollan en el transporte de sedimentos. Esto fue mencionado por B.M. Lojtin en el Siglo XIX, (Lojtin, 1897). Él considera que para cauces estables la presencia en el río de una sucesión de fosas y crestas es un mecanismo de transporte de sedimentos que posee el río. Este mecanismo tiene la propiedad de autorregulación del proceso, de tal manera que, con un suministro excesivo de sedimentos, se presenta su depositación en las crestas durante crecientes hasta que estos depósitos crean pendientes fuertes y rápidas que garantizan el transporte de estos sedimentos. Cuando la alimentación de sedimentos es insuficiente, se pueden presentar erosiones y socavaciones en esos depósitos. Es indudable que las formas del cauce son típicas y se deben al transporte de sedimentos. Sin embargo, el movimiento directo de los sedimentos se produce mediante las microformas: Dunas - formaciones tridimensionales de arena a manera de elevación con una cresta superior y dos taludes opuestos en el sentido del agua; Macrodunas - formaciones de arena que poseen forma lineal perpendicular al movimiento del agua.

Ellas aparecen en cualquier condición tan pronto como se inicia el movimiento de sedimentos y están presentes en la superficie de mesoformas y macroformas, como en las barras laterales, en los islotes y en las crestas, sobre las cuales existe movimiento de sedimentos. Precisamente estas microformas son el mecanismo operativo ligado al transporte de sedimentos por parte del flujo. Lo anterior hace que exista un gran número de propuestas de utilizar la velocidad y dimensiones de

las microformas para determinar la carga de sedimentos de fondo. Las microformas en el relieve de fondo poseen dos propiedades importantes.

1. Todas las microformas exhiben una forma característica: un talud tendido aguas arriba y un talud inclinado aguas abajo, en donde aparece un vórtice que conduce las partículas hacia el fondo. Esta configuración crea pequeñas resistencias hidráulicas y, al mismo tiempo, garantiza el movimiento general de los sedimentos.
2. Todas las microformas cambian sus dimensiones al variar las características hidráulicas pero conservan su configuración.

La conservación de las microformas y de sus elementos, lo mismo que la autorregulación de este mecanismo con los cambios hidráulicos, son una evidencia de que las microformas cumplen el papel principal en el transporte de sedimentos y crean, para esto, las condiciones óptimas para cualquier variación en el régimen hidrológico del río. A esto hay que agregar que también las mesoformas y macroformas, tales como los islotes y las barras laterales que actúan como depósitos temporales de sedimentos, se movilizan en la dirección del flujo con ayuda del mismo mecanismo universal. En su superficie aparecen las microformas que producen el movimiento de sedimentos sobre ellas y, como resultado, su desplazamiento en el sentido del flujo.

2.6.2.6 Unidad en la evaluación de los flujos en la red hidrográfica (N.A. Rzhnitsin, 1950)

En el estudio de ríos y corrientes de la red hidrográfica se requiere un análisis integral, coherente con el desarrollo de toda la red y con la necesidad de adelantar estudios exhaustivos y unificados de los procesos naturales. La red hidrográfica se debe considerar como el eslabón final de un determinado proceso físico – geográfico y como un resultado integral de ese proceso. Cualquier red hidrográfica está íntimamente ligada a los procesos físicos que se suceden en un determinado territorio. Las corrientes naturales que hacen parte de una red hidrográfica no son uniformes en sus dimensiones, por sus caudales y por las demás características. Todas estas características varían de manera escalonada a lo largo del río, dado que en la confluencia de dos corrientes aparece un nuevo río con nuevas características y a cada tramo del río le corresponde un conjunto de características que lo determinan. Este conjunto de propiedades para cada tramo depende, no solamente de las dimensiones, sino de las condiciones físico- geográficas bajo las cuales se forma el sistema y gracias a las cuales aparecen algunas particularidades en el régimen de las corrientes y de sus cauces. La compleja interrelación de las características del cauce con sus dimensiones, con las particularidades de su régimen y su conexión con la morfología del relieve y del cauce, crea la necesidad de adelantar su estudio en dos direcciones:

1. Establecer el conjunto de características de la red hidrográfica y sus valores medios, considerando los rasgos geográficos y físicos del entorno, con el fin de obtener leyes generales de la variación de cada uno de los parámetros a lo largo del río.
2. Establecer las características locales del cauce, especialmente considerando su propio régimen. Ellas son necesarias para resolver problemas particulares de la hidráulica fluvial, en el pronóstico de las deformaciones, en la carga sólida, etc.

2.6.3 Fundamentos para tipificar los procesos formadores de cauces

Se toman en cuenta los siguientes principios:

1. Cada río posee sus particularidades individuales en el proceso de formación de su cauce, denominadas procesos morfológicos. Como resultado, aparecen ciertas formas complejas dentro del marco de régimen morfológico, propias de cada tramo, a las cuales se les denomina microformas, mesoformas y macroformas. El estudio del régimen morfológico introduce el análisis histórico de las formas actuales y de los procesos contemporáneos, considerados en buen grado como estructuras heredadas.
2. Como base de tipificación, se debe tomar la tendencia general del proceso formativo: socavación profunda, erosión lateral o procesos acumulativos. Considerando esta tendencia general, se diferencian las siguientes formas de la actividad formativa de las corrientes:
 - Formas del cauce y del valle cuya formación y desarrollo están condicionados por un proceso de profundización.
 - Formas del cauce y del valle cuyo proceso de formación y desarrollo están condicionados por su ensanchamiento.
 - Formas del cauce condicionadas por un proceso de acumulación.

Cada una de estas tendencias corresponde a un determinado régimen morfológico típico que se refleja en la configuración en planta del río y en las formas generales del cauce y del valle. Así, la profundización produce cauces y valles angostos y profundos y corrientes suavemente onduladas en planta, mientras que la erosión lateral genera secciones anchas con fondos planos y corrientes aluviales con meandros o con trenzamientos.
3. Los procesos en las laderas se deben tomar en cuenta, dado que ellos son fuentes de suministro de sedimentos e influyen en la formación del régimen hídrico y en la autorregulación del sistema general.
4. Se debe considerar el mecanismo de transporte de los sedimentos de fondo, es decir, las microformas. Ellas están ligadas activamente al movimiento permanente de los sedimentos. Además, en los ríos también aparecen mesoformas y macroformas que transportan sedimentos en el sentido del flujo, las cuales

se mantienen en invierno y durante crecientes y que sobresalen parcialmente en los veranos. De esta manera se presentan dos tipos de transporte: 1. Un transporte permanente ligado a las microformas y, 2. Un transporte periódico o intermitente, ligado a las mesoformas y a las macroformas.

2.6.4 Concepción estructural en el estudio de los procesos formadores del cauce

Consiste en estudiar conjuntamente las formas del relieve del terreno y de los cauces, considerados como parte de un todo y ligados genéticamente entre sí. Por lo tanto, se usan métodos propios de la hidrología, de la geomorfología y de la hidráulica, considerando las particularidades del medio circundante. En este contexto apareció, hace mucho tiempo, el método de análisis multitemporal para establecer “tendencias” de comportamiento de un determinado río. Se utiliza el concepto de sistema como un conjunto de componentes con una función común, los cuales poseen una estructura concreta y particular con determinadas relaciones con su medio, (Demek, 1977).

Los sistemas son diversos pero poseen una serie de rasgos comunes: el sistema es un conjunto único de elementos entrelazados, forma una unidad especial con su medio, es un elemento de otro sistema de orden superior, y sus elementos obran como sistemas de un rango inferior o subsistemas. Dentro de la morfología general o morfología continental, la red hidrográfica se analiza como un ejemplo típico de un sistema morfológico de diferentes órdenes. El valle de una corriente se considera como el sistema morfológico más sencillo, como un sistema de primer orden, debido a la erosión. Aquí las dos laderas y el cauce se encuentran en permanente interacción entre sí. La cantidad y la composición de los materiales que ingresan al cauce determinan las propiedades de los procesos morfológicos.

Si el cauce recibe pocos sedimentos y alcanza a evacuarlos por fuera de la cuenca, profundiza y cambia simultáneamente la inclinación de las laderas. Como resultado, aumenta el aporte de sedimentos en estas laderas y se frena el proceso de profundización.

Así, en el ejemplo de una cuenca elemental de un sistema fluvial de primer orden, se ilustra uno de los posibles sistemas de autorregulación con relaciones directas e inversas, (Barsuk O, 1976). El río y la red hidrográfica son un sistema complejo que varía de un sistema elemental de primer orden hasta un sistema complejo de orden superior. El eslabón que liga la formación general del relieve y la formación del cauce es el proceso de formación del flujo, es decir, el régimen hídrico.

Al estudiar las particularidades del régimen morfológico de un río, es necesario tener una idea precisa sobre la tendencia general de la formación del relieve y las características de desarrollo del valle. Las particularidades del régimen hidro-

lógico se analizan de manera menos completa y cualitativa. En el momento en que se pasa a la descripción del proceso de formación y desarrollo de las formas locales del cauce se requiere un estudio más detallado del régimen hidrológico e hidráulico, las particularidades de los suelos y de la morfología del cauce, y el establecimiento de las características en la entrada y en la salida del sistema, el cual puede ser un tramo corto del río, indicando, en primer lugar, el régimen sedimentológico del cauce.

Así, en función de la orientación del estudio, un sistema fluvial puede ser dividido en tres sistemas particulares: a. Sistema morfológico fluvial, b. Sistema hidrológico fluvial, y c. Sistema físico fluvial.

a. *Sistema morfológico fluvial.* La orientación principal es el estudio de los procesos formadores de relieve. El contenido del sistema es:

- Estudio de las leyes generales de los procesos erosivos – acumulativos, explicación de los factores formadores del relieve y de las condiciones de funcionamiento de los flujos.
- Estudio de los procesos de interacción de las laderas y el cauce como el morfosistema más simple, el análisis de los procesos de profundización y ensanchamiento del cauce, de los procesos acumulativos, su interrelación y el papel en el proceso general de formación del relieve.
- Estudio de los procesos de elaboración del esqueleto de los morfosistemas, tipos de morfosistemas, leyes fundamentales de los morfosistemas fluviales.
- Conjunto de las características morfológicas de los ríos, leyes y variaciones en el orden de sistema fluvial.
- Condiciones de aparición de un subsistema, parámetros, características en la entrada y en la salida, condiciones de contorno.

En este contexto, lo más importante es establecer las características morfológicas en ríos de diferentes capacidades y en diferentes medios geográficos.

b. *Sistema hidrológico fluvial.* La intención fundamental es el estudio de los procesos de formación del caudal. Su contenido es:

- Estudio y caracterización general del proceso de formación de los caudales líquidos y sólidos.
- Tipos de flujo, procesos de formación, interrelación: escorrentía superficial en laderas, erosión laminar y en surcos, corrientes naturales y flujos subterráneos.
- Sistemas hídricos de diferentes órdenes, características hidrológicas, leyes de variación, considerando las particularidades geográficas.
- Pronóstico de caudales y características particulares de la escorrentía.

c. *Sistema físico fluvial.* La orientación básica es el estudio del régimen morfológico de los ríos y de los procesos locales y de las formas del cauce. Incluye tres subsistemas:

1. *Sistema fisiográfico general.* La orientación fundamental es el estudio del régimen morfológico de los ríos y de las formas generales del cauce. Su contenido es: desarrollo histórico del sistema, caracterización según los tipos de regímenes morfológicos, conjunto de características de las formas generales y su relación con el régimen morfológico; pronóstico del régimen morfológico, medidas para orientar los procesos naturales.
2. *Sistema fisiográfico local.* Su orientación principal es el estudio de los procesos morfológicos y de los cambios unidireccionales relacionados con las variaciones en el régimen hidrológico del río. Su contenido es: estructura morfológica del sistema considerando el desarrollo del régimen morfológico, caracterización de los procesos morfológicos, fundamentación hidráulica, explicación de las condiciones de intensidad del proceso, grado de estabilidad del cauce y particularidades del régimen sedimentológico, pronóstico de los procesos morfológicos, métodos de orientación de los procesos naturales de formación y desarrollo de las mesoformas y macroformas típicas.
3. *Sistema de transporte de sedimentos.* Su orientación fundamental es el estudio de los procesos y del mecanismo de movimiento de los sedimentos. El contenido del sistema es: forma de la estructura y del sistema, sus interrelaciones, fundamentación hidráulica del transporte de sedimentos, mecanismo de operación de todo el sistema en su conjunto, condiciones y cantidad de sedimentos que ingresan al sistema, evaluación de la carga total de sedimentos, influencia de los sedimentos en suspensión en el transporte de sedimentos de fondo.

Los estudios se pueden adelantar por separado para cada tramo del río (montaña, pie de monte y llanura), sin embargo, es necesario considerar el río como una unidad integral, y como un continuo, analizando las características particulares de cada tramo.

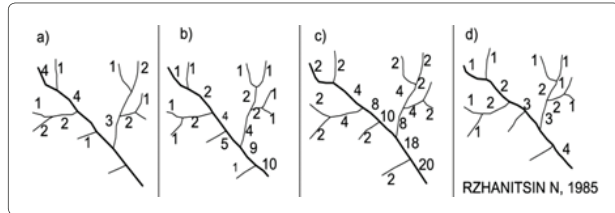
2.6.5 Estructura de la red hidrográfica y características conjuntas de sus corrientes

Para obtener las características fundamentales del flujo y del cauce, hacer un seguimiento de sus variaciones al pasar de pequeñas corrientes a grandes ríos (corrientes de orden inferior a corrientes de orden superior) y conocer las relaciones entre ellas, es necesario determinar con precisión la fundamentación de una u otra estructura de la red hidrográfica. Si se considera que la red hidrográfica es el último eslabón de un determinado proceso físico-geográfico, en el cual toman parte elementos climatológicos, hidrológicos y geomorfológicos, entonces el concepto

de estructura de la red hidrográfica se debe relacionar completamente y sin ningún tipo de excepciones con el concepto de estructura del relieve del valle. Especialmente aquí es donde se requiere la participación conjunta de diferentes ciencias afines que permita elaborar un principio único de entendimiento de estos esquemas y concepciones de partida únicas en el análisis de fenómenos interrelacionados, es decir, de la estructura de los valles y la estructura de la red hidrográfica.

Las concepciones geomorfológicas en el estudio de la estructura de los sistemas fluviales y de los valles, empezando con los trabajos de Horton (1948), obtuvieron un amplio desarrollo en los últimos tiempos. La representación más completa de esta tendencia se encuentra en los trabajos de B. P. Filosofov (1960, 1967). La concepción hidrológica en el análisis de la red hidrográfica fue formulada por N.A. Rzhnitsin en 1952 y a partir de ella se obtuvo una serie de principios y relaciones entre diferentes factores

y características de los flujos y los cauces de los ríos. En la figura 2.26 se ilustran diferentes propuestas para representar la estructura de la red hidrográfica. La clasificación de Strahler fue propuesta en 1964 y coincide con la propuesta por N.A. Rzhnitsin en 1952.



▲ **Figura 2.26** Diferentes representaciones de la red hidrográficas y de las corrientes naturales; a) Horton; b) Shreve; c) Scheidegger; d) Rzhnitsin (Strahler).

La clasificación de Horton fue explicada en el numeral 1.1.2. La diferencia entre los sistema de Horton y Rzhnitsin (propuesto también por Strahler) es que en el primero se considera una segunda fase para asegurar que toda la corriente debe tener el mismo orden desde su nacimiento hasta el final. Por el contrario, Rzhnitsin acepta un aumento del orden a medida que va aumentado el número de afluentes.

Lo mismo que Rzhnitsin, Shreve (1966) definió un esquema hidrológicamente más lógico en el cual todos los primeros afluentes son de primer orden y en cada confluencia la corriente resultante toma como orden el número de afluentes que ingresan a ella. De esta manera se logra que los diferentes cauces adquieran un orden superior en relación con el número de afluentes que posean, es decir, de la magnitud de los caudales que recibe.

El defecto de este último procedimiento radica en que considera que sólo los afluentes de primer orden transportan agua, y no incluye los caudales de las corrientes de orden superior. Por este motivo Scheidegger (1968) busca eliminar esta limitación doblando los órdenes de Shreve y define un número X_{SC} que indica la magnitud del caudal. El procedimiento de cálculo del número de composición X_{SC}

de una corriente formada por la unión de dos afluentes de orden N y M respectivamente, es:

$$X_{sc} = \frac{\log(2^N + 2^M)}{\log_2} = \log_2(2^N + 2^M)$$

Para la clasificación de cuencas se debe calcular el número de composición del cauce principal de cada una y, con estos valores, agrupar por similitud las diferentes cuencas (Guía para la Elaboración de Estudios del Medio Físico, 1998).

Lo primero que resalta del análisis de los esquemas mostrados es la gran diferencia para representar la estructura de los valles y de las corrientes de una red hidrográfica. Sin embargo, si se aborda este tema desde la fundamentación física a partir de la cual se establece uno u otro orden de las corrientes (o valles), se descubren sólo dos concepciones: 1. La variación del orden del valle se determina por la confluencia de dos valles comparables por su forma y dimensiones, lo cual es característico de la concepción geomorfológica; 2. El orden de las corrientes del sistema fluvial cambia en la confluencia de dos corrientes iguales por su caudal, lo cual es característico en la concepción hidrológica. En ambos casos se tienen algunas desviaciones. Por ejemplo, en el esquema de Horton (ver numeral 1.1.2 y figura 1.6) el río principal conserva el orden superior desde su nacimiento hasta su parte final, es decir, conserva la idea de río principal y afluentes, lo cual no es coherente con otro principio, más acertado, de acuerdo con el cual se establecen los órdenes de los afluentes del río principal.

Descubriendo el significado de las anteriores concepciones, se debe subrayar que, a primera vista, estas dos ideas son iguales dado que conducen a un sencillo esquema único: un valle elemental al cual no llega otro valle se llama valle de primer orden. Dos valles elementales de primer orden confluyendo al tiempo forman un valle de segundo orden, y así sucesivamente. Sin embargo, en la concepción morfológica, este principio se conserva estrictamente por órdenes de los valles, es decir, se unen dos valles del mismo orden, pero, en el segundo caso, la variación del orden se determina por el alcance del caudal de la corriente igual a la confluencia de dos cauces similares. Así, la caída, por ejemplo, a una corriente de tercer orden de dos flujos de segundo orden produce un aumento de su caudal hasta un valor igual a la unión de dos corrientes de tercer orden (figura 2.26.d), en este caso el orden de la corriente debe aumentar.

Se debe considerar como concepción única y coincidente para todos los esquemas que el primer orden corresponda a la corriente o al valle sin ramificaciones. Sin embargo, aquí también existen algunas diferencias. No hay razones para pensar que la longitud se tome como criterio para definir el primer orden de una corriente. Un criterio de este tipo se puede adoptar sólo para la solución de algunos problemas particulares, pero no como idea general.

Si se considera el sistema fluvial como una forma determinada de reflejar un proceso físico-geográfico natural, entonces el inicio de los cálculos puede ser sólo un valle principal como la forma primaria de concentración de la escorrentía de las laderas y de formación primaria de la escorrentía por fuera de los cauces naturales. Un buen número de geomorfólogos está de acuerdo con esto. La red hidrográfica no es sólo un sistema de corrientes permanentes sino que debe incluir toda la escorrentía sobre las laderas que produce erosión laminar y en surcos y conduce gran cantidad de materiales a los ríos. El profesor N.A. Rzhnitsin ha demostrado que la red de surcos sobre laderas posee una estructura similar a la red hidrográfica general. La corriente, es decir, el valle de primer orden es un límite físico que divide la red de surcos en laderas de la red hidrográfica general. Sólo de esta manera se debe considerar la red hidrográfica y sólo así se establece la unidad del proceso de formación de los caudales y del relieve continental. En esto consiste la unidad del concepto hidromorfológico en el estudio de los sistemas hidrográficos y de los valles.

Se debe anotar que bajo el número de orden de una corriente se entiende no sólo una denominación numérica de un determinado tramo de un río sino que se trata de la expresión de una corriente que posee unas determinadas características físicas y que exhibe el conjunto de estas propiedades. Estas características relacionadas entre sí, en conjunto, representan a un determinado tramo. La característica principal con la cual se construye toda la estructura del sistema es el caudal de la corriente, por lo cual dos corrientes que confluyen con caudales semejantes forman una corriente nueva de orden superior y con nuevas particularidades.

2.6.6 Estructura de la red hidrográfica en ríos naturales

Con el esquema adoptado de la red hidrográfica, el punto de partida del análisis es la corriente de primer orden. En el trabajo de Rzhnitsin N. A. (1960) se desarrolló el análisis teórico de la estructura de la red hidrográfica y muestra el camino para establecer las corrientes de primer orden y la secuencia para establecer los órdenes de las corrientes en la red. Aquí sólo se mostrarán algunos aspectos de ese análisis. Se diferencian tres tipos de escorrentía: la primera forma corresponde al flujo laminar a todo lo ancho de las laderas el cual, en realidad, está formado por pequeños surcos cercanos cuya densidad da pie para considerarlo como láminas. Esta forma se presenta en anchos reducidos cercanos a la divisoria de aguas. A cierta distancia de la divisoria de aguas estos pequeños hilos se agrupan en chorros más grandes que están en capacidad de erosionar la superficie de la ladera. De esta manera, crea verdaderos surcos, es decir, la segunda forma de escorrentía superficial. Una agrupación posterior en chorros más gruesos acelera la erosión, formando corrientes considerables que, con su acción, labran su propio valle, es decir, una unidad morfológica primaria que comienza a definir la dirección del flujo en las laderas.

Sin embargo, la acción de esta corriente en las laderas es episódica, durante épocas lluviosas, y el resto del tiempo el valle permanece seco. Este flujo es precisamente el que se toma como corriente de primer orden. Corresponde a una forma de cárcava, según la óptica morfológica, con taludes tendidos cubiertos con vegetación. Posee una profundidad de pocos metros y una longitud entre 200 y 500 metros. La unión de dos corrientes de primer orden origina una corriente de segundo orden, que existe sólo en épocas de lluvias y se pueden agrupar en una clase general denominada como surcos o canales elementales, es decir, canales de primer orden y canales de segundo orden. Después se obtienen quebradas y ríos propiamente dichos. En muchas regiones del mundo se ha realizado un análisis ordenado y sistemático de las redes hidrográficas que ha permitido establecer ciertas leyes que reflejan las formas de las curvas de distribución de caudales máximos y medios con los cuales se puede tener una buena idea sobre posibles valores de caudales con diferentes períodos de retorno en ríos poco estudiados. En este caso, al establecer las leyes de variación de ciertos parámetros hidrológicos con los cambios de las dimensiones, es decir, del orden de las corrientes, se conserva la convención en forma de ecuaciones, en las cuales se incluye el número de orden que refleja el tamaño de la corriente pero que no es una magnitud física. Al mismo tiempo, la introducción en el gráfico de un parámetro único: el orden de la corriente, permite construir también las relaciones entre dos características cualquiera, por ejemplo, caudales, profundidades y otras. Así se demuestra que la generalización de datos según el orden de las corrientes produce ventajas en el análisis de ríos poco estudiados.

2.7 CARACTERÍSTICAS HIDROGRÁFICAS DE LAS CORRIENTES EN UN SISTEMA FLUVIAL

Dentro de las principales características hidrográficas de un sistema fluvial resaltan las siguientes: longitud de los cauces, área de la cuenca, número de corrientes de diferente orden; a partir de ellas se pueden obtener parámetros secundarios como la densidad de corriente y otros.

2.7.1 Longitud de corrientes de diferentes órdenes

En muchas regiones se ha determinado la longitud de corrientes de diferentes órdenes para ríos de llanura, de pie de monte y de montaña. Ellos se clasificaron en cuencas cubiertas con praderas, con bosques y con pantanos. Los datos obtenidos se promediaron según el orden de las corrientes y estos valores medios se tomaron como características influyentes de la corriente de un determinado orden.

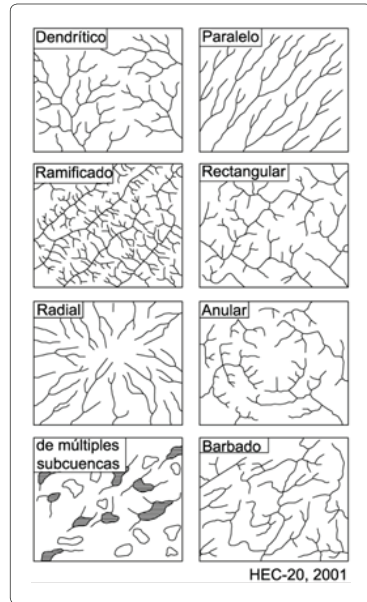
La estructura de la red hidrográfica en regiones montañosas se diferencia, en mucho, de los ríos de llanura. Por eso, para obtener datos comparativos se estudiaron redes hidrográficas de regiones montañosas. Dado que en ríos de llanura es característica una estructura ramificada (figura 2.27) en regiones de montaña se asumieron sistemas fluviales con esta estructura.

Con los datos utilizados se establecieron los coeficientes de aumento de las características $K_L = L_N/L_{N-1}$, $K_F = A_N/A_{N-1}$. Las posteriores evaluaciones y comparaciones se efectuaron a partir de estos coeficientes. Los resultados obtenidos permiten formular las siguientes conclusiones:

1. La longitud de las corrientes crece de manera continua al aumentar su orden. Sin embargo, en esta ley se observa aproximadamente la misma relación entre las longitudes de cauces de órdenes adyacentes (la longitud total desde el origen es L_N y la longitud de las corrientes de un determinado orden es l_N).

En promedio, para todo el sistema fluvial (para cuencas con praderas) $K_L = 1,84$; para zonas montañosas, $1,52 < K_L < 1,72$ con un esquema de drenaje ramificado y $1,60 < K_L < 1,65$ para un esquema lineal.

2. Los bosques y los pantanos de una cuenca influyen notablemente sólo en la longitud de corrientes de pequeños órdenes; influyen moderadamente en la longitud de cauces de séptimo a noveno orden y no influyen para nada en la longitud de corrientes con órdenes superiores a diez. Los bosques y los pantanos aumentan la longitud de los cauces en comparación con los ríos de praderas con poca vegetación y ausencia de pantanos. Los parámetros K_L para diferentes ríos determinados con datos naturales poseen los siguientes valores: para cuencas en praderas $K_L = K_f = 1,83$. Para cuencas boscosas $K_L = K_f = 1,41$ y para cuencas con pantanos $K_L = K_f = 1,26$.
3. La estructura de una red hidrográfica de montaña según la longitud de los cauces y la estructura de ríos de praderas son aproximadamente iguales. En otras palabras, las fuertes intersecciones del relieve en regiones montañosas no ejercen mucha influencia en la relación de las longitudes de las corrientes de órdenes adyacentes. La diferencia en las fuentes de alimentación tampoco ejerce influencia notable.



▲ **Figura 2.27** Tipos de drenaje de una red fluvial (Howard 1967).

Así, para ríos de llanura con alimentación por nieves, en ríos con alimentación por deshielos y en ríos con alimentación por lluvias los valores del coeficiente K_L se diferencian sólo entre un 5 y un 10%.

2.7.2 Área lineal de la cuenca

Se trata del área respecto a la corriente de un orden dado por unidad de longitud (1km):

$$(A_N - A_{N-1}) / (L_N - L_{N-1}) = f(N) \quad (2.1)$$

A_N , área de la cuenca en la corriente considerada; A_{N-1} , área de la cuenca en la corriente anterior; L_N , longitud de la corriente considerada; L_{N-1} , longitud de la corriente anterior; N , número de corrientes analizadas.

De manera similar al gráfico de la longitud de los cauces se observa un aumento de las áreas lineales de la cuenca al elevar el orden de las corrientes. Se descubrió, también, una notable influencia del carácter de la cuenca en el valor del área lineal. Para cuencas boscosas y con pantanos el área lineal es mayor que en cuencas de praderas sin árboles. Así, la geomorfología de la cuenca también ejerce una influencia notable.

No es posible obtener relaciones que definan el carácter de la variación de este parámetro al cambiar el orden de las corrientes a partir de la fórmula anterior. El parámetro que caracteriza la variación del área lineal de la cuenca en corrientes de diferentes órdenes tiene los siguientes valores: $K_f = 1,44$ en cuencas de llanura con praderas; $K_f = 1,27$ en cuencas de llanuras boscosas; $K_f = 1,24$ en cuencas de llanuras con pantanos y $1,22 < K_f < 1,28$ en ríos de montaña.

De esta manera, el área lineal de la cuenca también es uno de los factores que determinan el orden de las corrientes y, a la inversa, queda determinada por este orden. El área lineal de la cuenca depende de las condiciones físico-geográficas de un determinado río y aumenta al aumentar el orden de la corriente.

2.7.3 Número de corrientes

Un análisis de los datos respecto al número de corrientes arrojó los siguientes resultados:

1. La ley de variación del número de corrientes depende poco del carácter de la cuenca.
2. El número de corrientes de órdenes inferiores aumenta a medida que crece el orden del cauce principal (orden del sistema).
3. Para ríos de montaña, las leyes de variación del número de corrientes son las mismas que en ríos de llanura.

2.8 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS CAUCES EN UN SISTEMA FLUVIAL

Las características morfológicas fundamentales de un cauce son: el ancho del cauce de verano, la profundidad relativa en la sección de verano (relación entre la profundidad y el ancho en las fosas y en las crestas de ríos de llanura) y las dimensiones en planta de las formaciones del cauce en valores absolutos y relativos, respecto al ancho del río.

Se investigaron corrientes con características físico-geográficas y de suelos uniformes, con lechos arenosos móviles. Algunos tramos con diferencias en las condiciones generales medias no se consideraron pero se estudiaron por separado para establecer las causas de estas desviaciones.

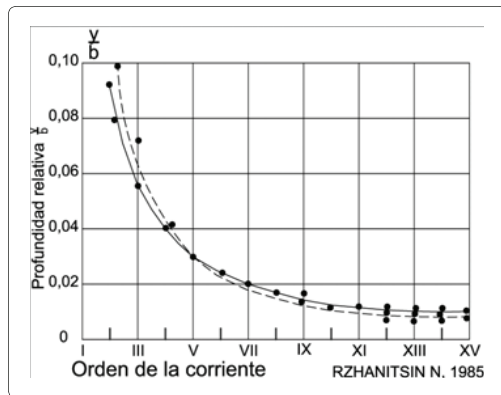
2.8.1 Profundidad relativa del cauce de verano

En calidad de indicativo de la profundidad del flujo es conveniente tomar su valor relativo respecto al ancho de verano (en el cálculo se puede tomar tanto la profundidad máxima como la mínima).

El procesamiento de la información perteneciente a una serie de ríos de diferentes órdenes permitió establecer la ley de variación de las profundidades relativas en los tramos profundos (fosas) y en tramos de aguas someras (crestas), tal como se ilustra en la figura 2.28. De estos datos se desprende que, al disminuir las dimensiones del río, el flujo, en condiciones naturales, labra un cauce más profundo, como deformando la escala vertical de la sección transversal.

Del análisis del esquema teórico y de los datos disponibles de una serie de ríos se estableció que tanto en tramos profundos como someros, al determinar el valor y/b se obtuvo la misma relación con diferencias sólo en el valor de la constante $(y/b)_1$. Esto muestra que la relación de profundidades en zonas profundas es igual a la de zonas someras de un mismo río.

No fue posible establecer la influencia de los bosques y de los pantanos en la profundidad relativa; los datos reales mostraron una dispersión muy alta. Esto puede estar indicando que la profundidad del cauce está más influenciada por



▲ **Figura 2.28** Variación de la profundidad relativa en los tramos de aguas someras (crestas) en ríos aluviales al aumentar el orden de la corriente del sistema fluvial (tramos de llanura).

bosques y pantanos en las bancas que en la propia cuenca. Los bosques y vegetación de las bancas dificultan el movimiento del flujo, por lo cual se concentra dentro del cauce. El aumento de los caudales en el cauce debe influir en la profundidad del flujo y el carácter de esta influencia depende de la configuración de los albardones, de la densidad de los bosques y de otros factores.

2.8.2 Ancho del cauce de verano

Como resultado del procesamiento de la información disponible en ríos de diferentes dimensiones, se determinó la relación entre el ancho del cauce de verano y el orden de la corriente en cuencas desérticas, boscosas y con pantanos. La comparación indica que el río es menos ancho en cuencas boscosas, pero esto se cumple en ríos de orden 10 y menores.

2.8.3 Pendiente longitudinal de los ríos

La ley de variación de la pendiente longitudinal de cada tramo de un río en función de su número de orden, (obtenida como resultado del análisis de ríos de llanura), muestra una disminución a lo largo del flujo creando un perfil cóncavo.

2.8.4 Dimensiones en planta de las formaciones del cauce

Para determinar los valores relativos de las formaciones en planta se tomó el ancho del flujo en verano. Las siguientes características de las formaciones del cauce se definieron en relación con este ancho: la longitud de la cresta (transición) y la distancia entre los centros de las fosas que forman una cresta dada de forma sencilla. También se calcularon las relaciones entre el ancho del cauce de verano y el ancho del cauce entre albardones y las relaciones entre la longitud de las fosas y el ancho del cauce de verano. El análisis mostró que los valores relativos de las mediciones en planta son constantes y no dependen de las dimensiones del cauce. De esta manera, aunque algunas dimensiones de las formas del cauce cambian con el orden del cauce, en general, estas formas permanecen similares, lo cual permite llegar a una conclusión importante: las configuraciones en planta de las formaciones del cauce de las corrientes naturales de cualquier dimensión que aparecen como integración entre el flujo y los sedimentos de fondo son geoméricamente semejantes entre sí.

Los resultados de las investigaciones de B.F. Snishenko amplían el conjunto de características de los cauces y, al mismo tiempo, establecen ciertas leyes adicionales. Para los relieves con dunas, Snishenko estableció en el cuadro 2.9, lo siguiente:

- Al aumentar el orden del flujo la pendiente longitudinal presenta una disminución más rápida que el incremento del ancho relativo B/y . Esto significa que a una disminución más rápida de la pendiente longitudinal le corresponde una disminución menor de las resistencias hidráulicas.
- La correlación de los valores $S_f(B/y)$ para dos órdenes adyacentes se mantiene constante en todo su rango de variación (del orden 3 al 15). Esto significa que $S_f(B/y)$ es una característica integral y sigue la misma ley de variación de las demás características consideradas. Esta conclusión se desprende directamente de las relaciones obtenidas por N.A. Rzhantsin (1960):

$$K_{S_0} = \frac{K_{d1}^{\frac{0,83}{3}N-1}}{K_y} \quad (2.2)$$

$$K_{\frac{B}{y}} = \frac{K_{Qm}}{\left(K_y^{13/6} K_{d1}^{\frac{0,83}{3}N-1} \right)} \quad (2.3)$$

$$K_{S_0 \frac{B}{y}} = K_{Qm} / K_y^{19/6} \quad (2.4)$$

$$\Delta s_0 \% = \frac{S_{0N+1} - S_{0N}}{S_{0N}} \quad (2.5)$$

$$\left(\Delta \frac{B}{y} \right) \% = \frac{\left(\frac{B}{y} \right)_{N+1} - \left(\frac{B}{y} \right)_N}{\left(\frac{B}{y} \right)_N} \quad (2.6)$$

K_{S_0} - indicador de la pendiente longitudinal del fondo; K_y , indicador de la profundidad del flujo en una corriente natural; $K_{B/y}$, indicador del ancho relativo de una corriente natural; K_{Qm} , indicador del caudal en una corriente natural; K_{d1} , indicador de la granulometría de una corriente natural; B/y , ancho relativo de una corriente natural; N , orden de las corrientes analizadas en una red hidrográfica.

Considerando que $K_Q = 2,24$ y $K_y = 1,46$, se obtiene: $K_{S_0 \frac{B}{y}} = 2,24 / 1,46^{19/6} = 0,67$. Es decir, se trata de un valor cercano al calculado en el cuadro 2.9.

Es de gran interés la ley obtenida por Snishenko para la variación de la altura relativa del relieve con dunas: el mayor valor de la altura relativa de las dunas se

Característica	Número de orden de la corriente						
	III	V	VII	IX	XI	XIII	XV
Profundidad del flujo, y (m)	0,1	0,22	0,47	1,02	2,23	4,68	10,0
B/y	16,29	32,47	51,28	68,49	81,97	92,59	100,0
$S_0 \cdot 10^3$	20,0	4,2	1,14	0,36	0,13	0,049	0,02
Variación relativa de:							
ΔS_f (%)	-59,37	-52,8	-47,2	-42,9	-41,4	-37,3	-35,5
$\Delta B/y$, (%)	59,7	36,4	23,1	14,4	8,2	4,0	3,0
Altura relativa de las dunas, $h_{D/y}$	0,18	0,27	0,25	0,25	0,19	0,13	0,09

Nota: las primeras tres filas corresponden a datos del profesor Rzhnitsin

▲ **Cuadro 2.9** Algunas características de las corrientes obtenidas por Snishenko.

alcanza en las corrientes de órdenes 6 y 7 con valores intermedios para órdenes mayores del 8 al 15 y para órdenes inferiores, menores a 6, la altura relativa del relieve con dunas baja sustancialmente.

Las investigaciones de Snishenko indican que el análisis estructural de las corrientes de acuerdo con su orden tiene buenas perspectivas y amerita su continuidad y desarrollo.

2.9 CARACTERÍSTICAS CONJUNTAS DE LAS CORRIENTES EN UN SISTEMA FLUVIAL

Todas las características analizadas están relacionadas entre sí y forman un conjunto único que define las particularidades de un río con un determinado orden. Utilizando esas características se puede establecer la dimensión, es decir, el orden de cada corriente y, al contrario, para cada corriente se puede establecer un conjunto de características interrelacionadas que la determinan.

Utilizando las características obtenidas anteriormente, y formando un conjunto con ellas, se puede configurar una clasificación como la mostrada en el cuadro 2.10. En este cuadro, además del conjunto de características mencionadas, aparecen también las relaciones que representan la variación de valores individuales en función del orden de la corriente.

Considerando lo relacionado con las corrientes de primer orden se obtiene: de la clasificación adoptada las corrientes de primer orden son los cauces temporales muy pequeños, similares a cárcavas de dimensiones poco considerables y, por lo tanto, muchas de sus características son nominales. En este caso se pueden utilizar las características obtenidas en laboratorio, lo cual es una metodología que ofrece

buenas perspectivas en el futuro. El cauce modelado en laboratorio se puede considerar como una corriente menor si ella forma su propio cauce al interactuar con los materiales sobre los cuales transita. Dado que estos cauces modelados poseen dimensiones muy pequeñas, se pueden considerar de orden inferior y en el cuadro 2.10 se muestran las características de esos cauces. En la práctica de modelación hidráulica es muy común considerar los datos de laboratorio en la estructura general de los sistemas fluviales.

Finalmente, se subraya que el sistema de ríos aluviales es el resultado de un proceso natural complejo. A cada uno de los tramos del río le corresponde un conjunto de características que lo definen.

2.10 MORFOLOGÍA Y FISIOGRAFÍA DE RÍOS

2.10.1 Aspectos Básicos

Un río es un canal natural de sección irregular y variable en longitud y tiempo, ubicado en las partes más bajas de la superficie terrestre, por lo cual drena el terreno que lo rodea y transporta agua con sedimentos manteniendo una cierta vida acuática y vegetación en diferentes zonas, es decir, se trata de un ecosistema natural. El agua es conducida finalmente al mar o a una corriente mayor, constituyéndose en una parte importante del ciclo hidrológico. Debido al transporte continuo de sedimentos por parte del río, se suele decir que éste tiene la misión de conducir al mar todos los productos de erosión de las laderas, es decir, las masas terrestres produciendo, a la larga, una notable disminución de la altura de las cadenas montañosas y una colmatación de los océanos, con lo cual se uniformiza la topografía de la superficie terrestre. La pendiente longitudinal de los ríos también suele ser variable, con inclinaciones fuertes en su tramo inicial y suaves en el extremo final.

Las precipitaciones atmosféricas y los deshielos escurren sobre las laderas formando flujos laminares y concentrados en forma de surcos. Estos surcos se congregan en las zonas más bajas de las cuencas originando cañadas que crecen en la dirección de la corriente. La unión de estas últimas con nacederos y zonas de alivio de las aguas subterráneas forman las quebradas que después de cierto recorrido se convierten en ríos.

Bajo la acción de la fuerza de gravedad, los ríos corren de las zonas más altas a las más bajas, aumentando sus dimensiones y caudal, conduciendo el agua drenada y los sólidos a grandes lagos, a los mares y océanos. Todas las corrientes naturales menores y mayores se dividen en dos grandes grupos: corrientes permanentes y corrientes temporales o efímeras.

El conjunto de quebradas, ríos permanentes y temporales, lagos y cuerpos de agua en un determinado territorio forman la *red hidrográfica* de esta región. La

Coeficiente de variación de las características según el número de orden de las corrientes	Características	Número de orden de las corrientes														
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
	A. Hidrográficas															
$K_L = 1,83$	Longitud del cauce desde su nacimiento, L (km)	0,80	1,50	2,8	5,1	9,3	16,9	31,0	57,0	104,0	190,0	338,0	620,0	1140,0	2090,0	3810,0
$K_L = 1,83$	Longitud de los cauces, L (km)	(0,80)	0,71	1,30	2,3	4,2	7,6	14,1	26,0	47,0	86,0	148,0	282,0	520,0	950,0	1720,0
$K_f = 1,44$	Área lineal de la cuenca, f (km ²)	0,15	0,21	0,31	0,44	0,64	0,92	1,33	1,91	2,75	3,96	5,7	8,2	11,8	17,0	24,5
	B. Hidrológicas															
$K_{Q0} = 2,83$	Caudal medio multianual, $\bar{Q}_y$ (m ³ /s)	0,0039	0,011	0,03	0,088	0,25	0,71	2,0	5,65	16,0	45,2	128,0	363,0	1025,0	3000,0	8500,0
$K_{Qm} = 2,2$	Caudal medio máximo, $\bar{Q}_m$ (m ³ /s)	0,50	1,12	2,51	5,60	12,6	28,2	63,0	141,0	316,0	710,0	1590,0	3560,0	7950,0	17800,0	40000,0
$K_{Qm/Q0} = 0,791$	Relación de las características de los caudales, Q_m/Q_0	128	102	81,0	63,7	50,4	39,7	31,5	25,0	19,8	15,7	12,4	9,82	7,75	5,93	4,71
	Relación de los coeficientes de variación de las curvas de distribución, C_{v0}/C_{vm}	1,15	1,10	1,06	1,01	0,98	0,93	0,89	0,85	0,80	0,76	0,71	0,67	0,63	0,58	0,54
$K_T = 10/1,3$	Duración de la creciente, T (días)	0,01	0,1	0,4	1,0	2,08	4,7	7,2	10,1	17,5	21,5	29,0	40,0	52,0	70,0	90,0
	C. Morfológicas															
$K_{y/b}$	Profundidad relativa del cauce de verano, y/b	0,173	0,098	0,0614	0,042	0,0308	0,024	0,0185	0,0167	0,0148	0,0132	0,0122	0,0113	0,0108	0,0103	0,010
K_b	Ancho del cauce de verano, b (m)	0,26	0,69	1,6	3,5	7,0	13,3	24,2	42,0	70	114	182	283	433	658	1000
K_{s0}	Pendiente longitudinal del cauce, S_0 (m/m)	0,134	0,0492	0,020	0,0089	0,0042	0,00216	0,00114	0,00063	0,00036	0,00021	0,000129	0,000079	0,0000495	0,000031	0,000020

▲ **Cuadro 2.10** Conjunto de características de las corrientes de un sistema fluvial (cauces de laboratorios y ríos reales).

corriente que recibe afluentes y entrega el agua finalmente al océano o a un lago se llama río principal. La red fluvial, constituida por los ríos y sus diferentes afluentes es parte de la red hidrográfica. En función de su destino final, los ríos principales se dividen en marítimos y continentales.

Los ríos poseen un sitio de *nacimiento* que puede ser un lago, una ciénaga, un glaciar, un manantial, la confluencia de pequeños cursos de agua, etc. En las corrientes de tamaño relativamente considerable se diferencian tres partes componentes, a saber: el curso alto, curso medio y curso bajo. Estas partes suelen coincidir con los tramos de montaña, de pie de monte y de llanura que se comentan ampliamente en este texto. La subdivisión se efectúa tomando en consideración sus características orográficas, el carácter de la corriente, la magnitud de los caudales, las particularidades del transporte de sedimentos, sus usos y otras características.

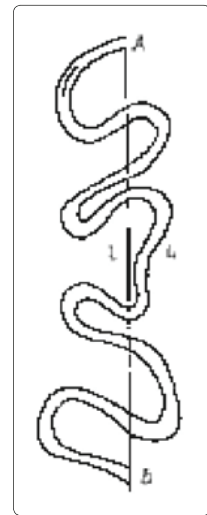
El estuario es el sitio de desembocadura del río en el mar, caracterizado por tener una forma semejante al corte longitudinal de un embudo cuyos lados se apartan en el sentido de la corriente por la influencia de las mareas en la unión de las aguas fluviales con las marítimas. El delta es el terreno comprendido entre los brazos del río en su desembocadura, llamada así por su semejanza con la figura de esa letra griega.

La longitud de un río es la distancia real entre su nacimiento y su desembocadura, o entre su nacimiento y una determinada sección de interés, medida en un plano. Se recomienda efectuar esta medición utilizando planos de tamaño considerable, iniciando desde su desembocadura o desde la sección de interés, hasta el nacimiento. La medición se realiza utilizando un curvímeter con el cual es posible de la verdadera configuración en planta de la corriente natural. Los medios digitales son más precisos.

La configuración en planta de un río, considerando las curvas, meandros y cambios de dirección, se caracteriza por medio del *coeficiente de sinuosidad* (k_s), el cual representa la relación entre la longitud real de un tramo de la corriente L y la longitud " l " de una recta que une los dos extremos del tramo (figura 2.29), es decir:

$$k_s = \frac{L}{l} \quad (2.7)$$

Al determinar la sinuosidad de un río, se divide en diferentes tramos según los cambios de curvatura, y para cada uno de ellos se determina el coeficiente de sinuosidad. Cada tramo posee su valor particular que se utiliza de manera independiente, por lo cual este parámetro no se reporta para el río en su totalidad, a menos que sea uniforme por este concepto. Este valor varía usualmente entre 1 y 3, alcanzando ocasionalmente valo-



▲ **Figura 2.29**
Longitudes de un río para representar el coeficiente de sinuosidad. El Autor



▲ **Figura 2.30** Río trenzado.

de brazos, dando origen a la formación de islas, islotes, barras, etc. (figura 2.30). El *grado de ramificación* del río se expresa como la relación entre la suma de las longitudes de todos los brazos, incluyendo el cauce principal, y la longitud del cauce principal. Esta característica se conoce como *coeficiente de ramificación*, y se determina con la fórmula 2.8:

$$k_r = \frac{l_1 + l_2 + \dots + l_n + L}{L} \quad (2.8)$$

Un valor alto del coeficiente de ramificación refleja condiciones adversas de navegación del río.

2.10.2 Clasificaciones de las cuencas hidrográficas

Una cuenca hidrográfica es una zona de terreno en la que el agua, los sedimentos y los materiales disueltos drenan hacia un río o corriente natural, en general. La cuenca siempre se refiere al territorio abarcado desde el nacimiento hasta la desembocadura final de la corriente. Sin embargo, una cuenca se puede referir al espacio ubicado aguas arriba de cualquier sección de la corriente, en cuyo caso es preferible mencionarla como subcuenca. El tamaño puede variar desde la cuenca del Amazonas hasta la del más pequeño arroyo, en función de la escala y los objetivos del estudio. El límite de la cuenca se denomina *divisoria de aguas* y está compuesto por la unión de los puntos más altos alrededor de la corriente. La utilización de las cuencas como unidades especiales presenta una ventaja inicial con respecto a otras clasificaciones, ya que no necesitan ninguna elaboración para “territorializar” la información obtenida en campo; sin embargo, en este caso la información primaria, la “Unidad Cuenca”, no resulta tan independiente de otros elementos (clima, litología, paisaje...), como la simple localización de las formas de agua.

Si el suelo fuese impermeable es evidente que la cuenca estaría definida topográficamente por la línea divisoria.

En los suelos permeables la cuenca vertiente real puede diferir de la cuenca topográfica, pero, salvo en los casos de una circulación interna particularmente in-

res mayores. Si este valor es superior a 1,5 se dice que el tramo es meándrico y si es inferior a 1,5 se trata de un tramo sinuoso, que en términos de morfología e hidráulica fluvial corresponde a un tramo rectilíneo.

En muchos casos un río se subdivide en un cierto número

tensa, este efecto es solamente apreciado en cuencas muy pequeñas, admitiéndose prácticamente en la mayoría de los casos que la cuenca vertiente coincide con la cuenca topográfica.

El funcionamiento de la cuenca se asemeja al de un colector que recibe la precipitación y la convierte en escurrimiento. Esta transformación se hace con pérdidas de agua, función de las condiciones climatológicas y de las características físicas de la cuenca. Desde el punto de vista hidrológico, no sólo interesa el volumen de los escurrimientos (balance hídrico), sino también su reparto en el tiempo (hidrograma), función también de esas condiciones y características.

En muchas ocasiones, para la aplicación de los diferentes modelos hidrológicos es necesario dividir la cuenca en estudio en una serie de unidades de menor superficie y de comportamiento homogéneo, a las cuales se denomina unidades hidrológicas.

Estas unidades hidrológicas pueden ser, o bien subcuencas, o bien tramos intermedios entre éstas (vertientes directas al propio cauce, a un embalse o al mar). Los criterios para realizar esta división deben atender a la orografía, los usos mayoritarios del suelo, la torrencialidad de las precipitaciones, etc.

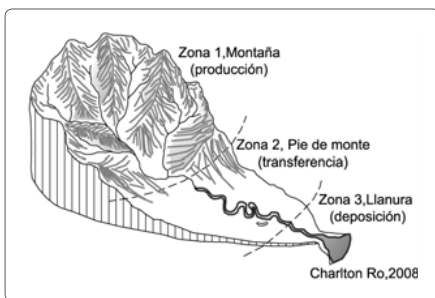
Desde el punto de vista de su funcionamiento, la cuenca vertiente puede caracterizarse por su morfología, por la naturaleza del suelo y por la cobertura vegetal.

La influencia de estos factores sobre la transformación de la precipitación en escorrentía es fácilmente intuible cualitativamente, estribando la dificultad en expresar estas influencias mediante parámetros sencillos. Sin embargo, es posible definir cierto número de índices, susceptibles de servir, al menos de referencia, en la clasificación de cuencas y de facilitar los estudios de semejanza.

2.10.3 Morfología y Fisiografía de las Corrientes Naturales y sus Laderas

La cantidad de agua y sedimentos que ingresan a un río, provenientes de la cuenca, dependen esencialmente de sus características. Como se mencionó anteriormente, estas pueden ser morfométricas y fisiográficas. Las primeras incluyen el área de la cuenca, su forma y longitud, el ancho y los parámetros característicos propuestos por Horton fundamentalmente. Las características fisiográficas consideran las condiciones climáticas, el relieve, la cubierta vegetal, los tipos de suelos, la presencia de depresiones y lagunas y la densidad de drenaje. Las variables climáticas están constituidas por la temperatura, lluvias, evaporación, brillo solar, radiación solar y velocidad del viento.

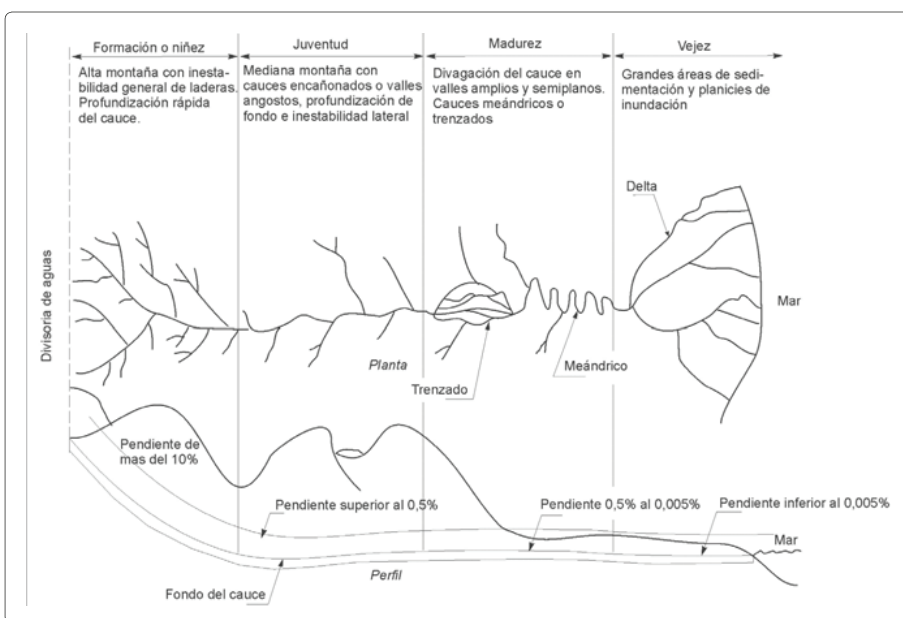
En lo que se refiere a las corrientes naturales y sus laderas, en el proceso de escorrentía influye decisivamente el relieve de la cuenca, incluyendo la pendiente del cauce principal, de sus afluentes y de las laderas. De acuerdo con el ciclo erosivo descrito por Davis, los ríos, o sus tramos, se clasifican en tres tipos: de montaña, de pie de monte y de llanura; (juventud, madurez y vejez) (figuras 2.31 y 2.32).



▲ **Figura 2.31** Zonas de montaña (producción de sedimentos), pie de monte (transferencia de sedimentos) y llanura (deposición de sedimentos) en un río.

2.10.3.1 Ríos de montaña (juventud)

Los ríos de montaña corren en valles angostos y poco desarrollados que frecuentemente se encañonan y presentan laderas de pendientes muy fuertes. El cauce puede ser rocoso y resistente a la erosión o erosionable, la sección transversal no posee bancas y la cuenca es montañosa. El flujo en estos ríos posee pocas profundidades, pendientes longitudinales fuertes, superiores a 0,005 y



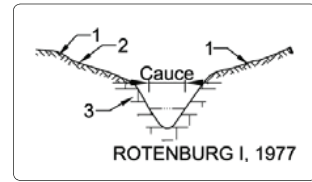
▲ **Figura 2.32** Representación esquemática de las etapas de un río en zonas tropicales.

velocidades considerables durante crecientes, que varían de 1,0 a 2,5 m/s, y en ocasiones, hasta 5,0 m/s. Debido a su velocidades, el flujo arrastra frecuentemente cantos rodados y bloques. El cauce es recto o presenta curvaturas suaves.

La ubicación de fosas y crestas no sigue ninguna ley definida. En estos tramos predomina la socavación profunda del lecho.

Los ríos de montaña, característicos de cotas elevadas sobre el nivel del mar, tienen grandes pendientes y pocas curvas y sus cauces están generalmente formados por bloques, cantos rodados con un poco de grava y casi nada de finos.

Esta configuración se presenta en las regiones montañosas, en el comienzo del sistema donde el río tiende a crecer al unirse varios tributarios. Las corrientes de agua en la etapa de juventud son ante todo agentes de erosión; es común que se presente la condición de régimen torrencial, aspecto relacionado por tener cuenca reducida, valles estrechos, perfil longitudinal irregular y acentuado, caudal pequeño a moderado en estiaje, y ocurrencia de crecientes considerables en el período lluvioso. La figura 2.33 muestra la sección transversal típica de un río en el tramo de montaña.



▲ **Figura 2.33** Sección transversal típica de un río en su tramo de montaña. 1- ladera; 2- ladera cubierta con vegetación; 3- roca.

En las zonas montañosas cada corriente posee una hoya de drenaje o cuenca receptora que por lo general tiene forma de embudo, con laderas de alta pendiente que propician la reunión rápida de las aguas (concentración) en un punto central donde comienza la escorrentía. Es la región más alta de la cuenca y de ella proviene la mayor parte del caudal y un alto porcentaje del material de acarreo. En la cuenca receptora las quebradas pequeñas se van uniendo a otras mayores que confluyen en la corriente principal. Las cuencas vecinas están separadas por la divisoria de aguas.

A continuación de la cuenca receptora se localiza la garganta, canal por el cual corren hacia la parte inferior de la montaña (el piedemonte) las aguas captadas en la cuenca; en la mayoría de los casos presenta orillas abruptas y encajonamiento. En la garganta se manifiesta con intensidad el carácter torrencial debido a la pendiente longitudinal fuerte e irregular, que, a su vez, origina altas velocidades durante las crecientes. Es natural que en este tramo del cauce se encuentren materiales de todos los tamaños, unos que proceden de la cuenca receptora y quedan depositados durante el descanso de las avenidas y otros que son productos de deslizamiento en las laderas de las márgenes o de desprendimiento de las partes altas debido a los fenómenos de meteorización y denudación. La inestabilidad de laderas ocurre a medida que hay profundización del cauce y por lo tanto aumenta la altura o el ángulo de los taludes naturales. Con frecuencia se observa un efecto de socavación o pérdida de soporte en la pata de depósitos de tipo coluvial que ocupan valles inclinados.

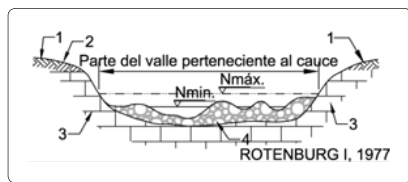
Es en la zona montañosa, con ríos y quebradas que van excavando incisiones cada vez más profundas, donde ocurre con alguna frecuencia el efecto de turbión o avalancha. Consisten en una sucesión de eventos que pueden iniciarse con un sobreempinamiento de la ladera, que coloca a los materiales de meteorización que la conforman en un estado precario de estabilidad, al cual contribuye la deforestación. Más tarde, al sobrevenir lluvias fuertes, falla el talud y la masa de detritos colapsa originando una presa o dique temporal; crece el embalse hasta desbordar el obstáculo y arrastrarlo en masa de lodo, roca y vegetación que descienden impetuosamente con alto poder destructivo. Es común que el volumen inicial se aumente

varias veces al incorporarse a la avalancha los materiales sueltos de paredes y fondo del cauce más bajo. En este proceso hay profundización y desplazamiento lateral del cauce y en un cruce fluvial puede ocasionar la destrucción de las estructuras hidráulicas construidas sobre el cauce. Al final, en una zona de topografía suave se deposita con violencia la carga inmensa de la corriente, extendiéndola en la forma característica de abanico; en todo el recorrido el cauce ha sufrido intensa transformación y viviendas o estructuras ribereñas (los puentes por ejemplo) han desaparecido o quedan con serios daños.

2.10.3.2 Ríos de piedemonte (madurez)

Estos ríos poseen valles de configuración intermedia, con profundidades de agua no muy considerables. El relieve de la cuenca es ondulado o semimontañoso. Las pendientes longitudinales varían de 0,0005 a 0,005. Las velocidades medias del flujo durante crecientes están entre 1,5 y 3,0 m/s.

En la figura 2.34 se muestra la sección transversal típica de un río de piedemonte.



▲ **Figura 2.34** Sección transversal típica de un río en su tramo de pie de monte. 1- ladera; 2- ladera cubierta con vegetación; 3- roca; 4- aluvión (grava, cantos y bloques).

Generalmente no presenta bancas bien definidas y el cauce ocupa una parte considerable del valle. En verano aparece un gran número de lagos inestables que constituyen cauces en divagación. Las pendientes fuertes del cauce y las laderas producen una esco-

orrentía rápida que llega en corto tiempo a las zonas bajas del valle. En consecuencia, se observan crecientes de ascenso y descenso rápidos. Los sedimentos en estos tramos son mayores que en los ríos de llanura. Generalmente están compuestos de arenas gruesas, gravas, cantos rodados y algunos bloques. También se les denomina ríos de transición. Presentan algunas curvas, con velocidades del agua moderadas.

En esta etapa se puede hablar ya de un verdadero régimen fluvial, en el cual la cuenca y el valle son amplios y extensos, el caudal es alto aún en los períodos de estiaje, y las crecientes de importancia ocurren cuando hay lluvias prolongadas; los aguaceros locales y aislados (en el tiempo) no alcanzan a producir crecientes de consideración. Las aguas, al dejar las montañas y entrar en la parte plana (planicie aluvial), corren por un lecho de deyección formado por sedimentos llevados hasta esa zona por las avenidas.

En esta etapa la energía de la corriente es disipada tanto en el sentido vertical como en el horizontal en lo que respecta a erosión y ampliación del cauce. Puede haber áreas de inundación y depósitos laterales de acreción (crecimiento por juxtaposición) o barras. El río forma cauces trenzados fundamentalmente y, ocasionalmente, meandros y otras configuraciones, como se verá en secciones posteriores.

2.10.3.3 Ríos de llanura (vejez)

Estos ríos corren en valles bastante profundos y anchos con laderas suaves (el ancho del valle puede alcanzar varios kilómetros). En la figura 2.35 se muestra la sección típica de un río de llanura. El fondo del cauce generalmente es aluvial y en los aluviones labra su propio canal. El cauce es la parte del valle a lo largo del cual se transporta el flujo y la mayor parte de los sedimentos en los períodos de aguas bajas. La parte del valle que se inunda sólo durante crecientes se llama banca. Las bancas pueden ser bilaterales o unilaterales. En el primer caso el cauce puede pasar de una margen a la otra indistintamente y en el segundo se ubica sólo en una de las orillas. En su sección transversal los valles de los ríos poseen escalones, los cuales se denominan terrazas, las cuales son elementos remanentes de antiguos fondos del río que paulatinamente quedan expuestos a medida que el flujo labra su cauce en el terreno.

Los ríos de llanura poseen cauces relativamente profundos y bancas poco altas. El lecho está compuesto de suelos erosionables como las arenas. El relieve de la cuenca en estos casos es más suave. Las pendientes longitudinales de estos ríos son pequeñas y generalmente inferiores a 0,0005. Durante las crecientes la velocidad del agua en el cauce está entre 2 y 3 m/s y en las bancas entre 0,2 y 0,5 m/s. En planta presentan curvatura y meandros y se observa una sucesión de fosas y crestas que siguen una cierta ley en su ubicación.

Frecuentemente un mismo río posee tramos de montaña, piedemonte y de llanura. En las partes altas se ubican las zonas de erosión; el cauce tiene pendiente fuerte y grandes velocidades que socavan y los productos de esta socavación se transportan hacia aguas abajo. La pendiente longitudinal paulatinamente disminuye y el fondo descende. El tramo medio es de transición, la pendiente longitudinal es aún fuerte, los sedimentos provenientes de las zonas superiores siguen siendo transportados y la cota del fondo no sufre variaciones. En el tramo inferior la pendiente es mínima, la velocidad disminuye y el río pierde su capacidad de transporte, como consecuencia se producen depósitos, el fondo se eleva y se forma un cono de deyección: se trata de un tramo de acumulación o agradación.

Los ríos de planicie generalmente presentan muchos meandros debido a las bajas velocidades del agua y su cauce se forma por arenas y finos. En general, estos ríos se encuentran en cotas cercanas al nivel del mar. Este tipo de ríos se presenta donde la corriente se dispone a entregar su caudal a otra mayor o en regiones costeras, se forman las planicies de inundación y los deltas, y el río adquiere un carácter distributivo al dividirse y sub-dividirse en cauces menores, al contrario de lo que sucede

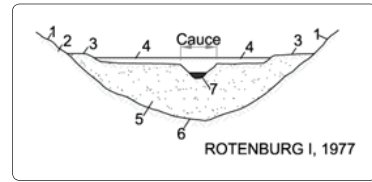
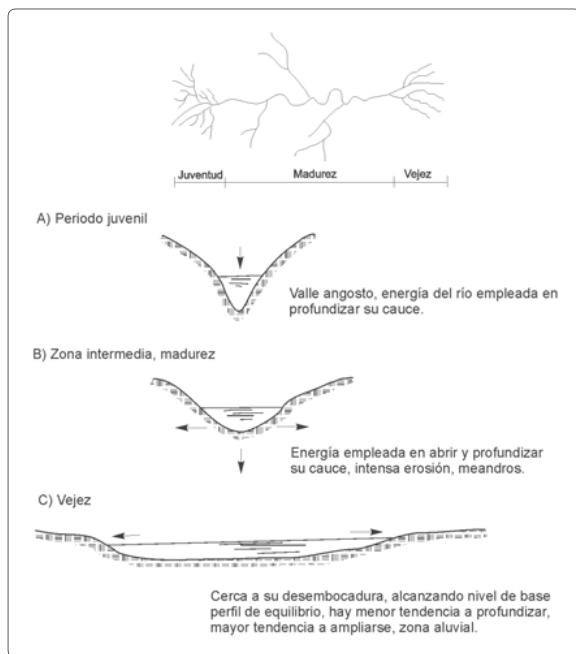


Figura 2.35 Sección transversal típica de un río en su tramo de llanura. 1- Laderas; 2- Laderas cubiertas de vegetación; 3- Terraza; 4- Bancas; 5- Aluvión; 6- Fondo del valle; 7- Cauce de verano del río.



▲ **Figura 2.36** Etapas geológicas en el curso de los ríos.

en la etapa juvenil, en la cual el carácter es contributivo. El gradiente hidráulico es apenas el necesario para arrastrar la carga que le llega de sus afluentes, es decir, que la pendiente es apenas suficiente para el transporte. La erosión vertical cesa y aumenta la sedimentación y la formación de la planicie aluvial.

A manera de resumen, en la figura 2.36 se muestran las etapas geológicas mencionadas en el curso de los ríos.

De acuerdo con la configuración de un río en planta, se diferencian cauces rectos, cauces trenzados y cauces meándricos.

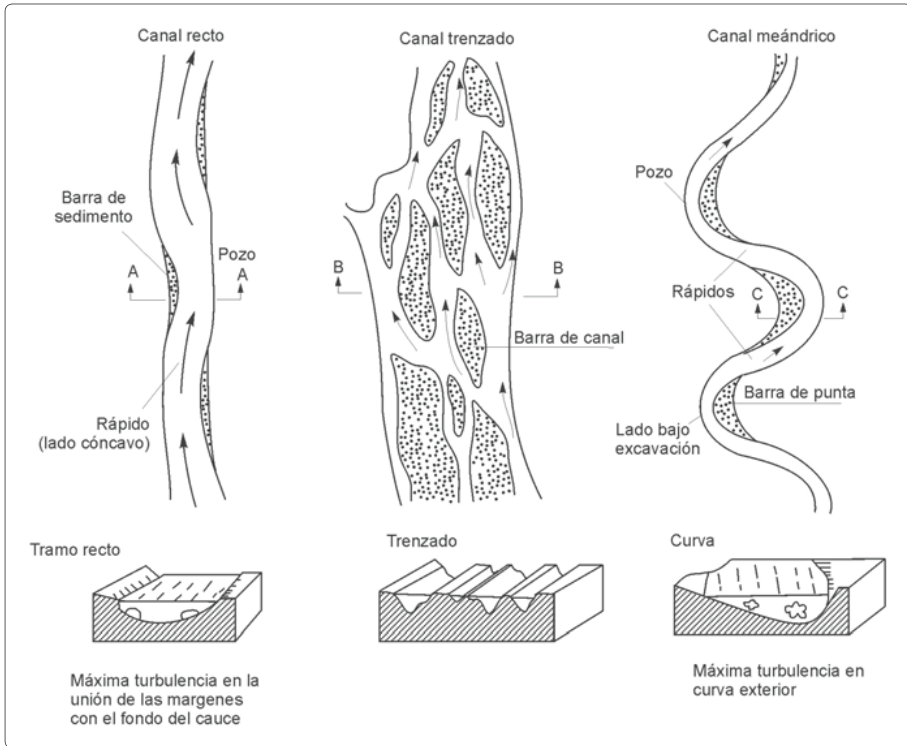
2.10.3.4 Cauces Rectos

Estos cauces poseen una sinuosidad muy baja en una distancia varias veces el ancho del mismo (en este caso, se define la sinuosidad como la relación entre la longitud real del cauce y la longitud del valle que drena). En general, se entiende que un canal de alineamiento es recto cuando la sinuosidad es inferior a 1,25. El fondo del cauce es de todas maneras sinuoso y muestra partes menos profundas donde el agua tiene mayor velocidad (rápidos). El flujo y los modelos o patrones deposicionales son similares a los de los canales meándricos (figura 2.37).

Los canales rectos pueden cambiar su posición debido a acreción lateral. La erosión se localiza a lo largo de los pozos y la sedimentación ocurre en playones y barras. Los cauces rectos son poco comunes y existen solamente en cortas distancias. A veces se encuentran tramos rectos de longitud notable cuando un río sigue la traza de una falla muy definida, en terreno montañoso.

2.10.3.5 Cauces trenzados

Un cauce trenzado consiste en una serie de canales interconectados (brazos) y separados por islas o islotes. Los canales trenzados tienden a ser muy anchos y rela-



▲ **Figura 2.37** Patrones del cauce de un río.

tivamente poco profundos, con materiales gruesos en el fondo. No es posible tener observaciones formales sobre la geometría de los canales trenzados. Aún cuando los canales de alineamiento recto no son frecuentes en la naturaleza, muchos carecen de sinuosidad suficiente para ser llamados meándricos.

El río de cauce trenzado posee varios canales y brazos que se entrelazan y separan dentro del cauce principal. Debido a cambios de pendientes longitudinal y transversal, aumento brusco de la carga aluvial durante las avenidas y la pérdida de la capacidad de arrastre al disminuir la pendiente o el caudal, los materiales gruesos se acumulan formando barras o puntas que actúan como obstáculos naturales desviando la corriente hacia uno o ambos lados y taponando brazos; esto tiene lugar en las crecientes, produciendo inundaciones y el súbito abandono de un canal para ocupar otro.

Al bajar el caudal, quedan islas de sedimentos y, también, con el tiempo pueden formarse islas con vegetación relativamente permanente (figura 2.37). Los ríos trenzados se caracterizan por tener lechos amplios, así como por la ocurrencia de cambios rápidos y continuos en la sedimentación y en la posición de los brazos.

El trenzado se desarrolla de preferencia en tramos montañosos de los ríos y en las corrientes de los abanicos aluviales. Las barras de lecho están compuestas por material arenoso y gravas gruesas y tienden a crecer por adición de sedimentos en el extremo de aguas abajo y en los lados; el extremo de aguas arriba es erosionado en parte; los materiales que las forman son depósitos residuales, o sea, acumulaciones de los tamaños mayores dado que los más finos han sido llevados por la corriente. Una vez se forma la isla o barra de lecho, puede estabilizarse gracias a la sedimentación cubierta por vegetación.

Lopold y Wolman demostraron que el carácter meándrico o trenzado de los cauces depende principalmente de la relación entre la pendiente y el caudal. En el caso de dos ríos con el mismo caudal, puede desarrollarse canal trenzado en pendientes fuertes y canal meándrico en pendientes suaves. La mayor pendiente causa mayor transporte de sedimentos y erosión de márgenes, y está frecuentemente asociada con sedimentación de materiales más gruesos y heterogéneos; estos factores contribuyen a la formación de cauces trenzados. Si el transporte de sedimentos es grande y el umbral de erosión de las márgenes es bajo, se tienen condiciones esenciales para el trenzado. Mas aún, los caudales altos y las márgenes débiles favorecen el trenzado aún en ríos con sedimentos de grano fino.

2.10.3.6 Cauces meándricos

Un canal con meandros fluye formando curvas u ondulaciones más o menos regulares. La longitud media de los canales con meandros parece ser aproximadamente igual a 1,5 veces la longitud del valle; esta medida recibe el nombre de sinuosidad del canal. La longitud de onda de los meandros varía entre 7 y 11 veces el ancho del cauce, y el radio de curvatura de los mismos varía generalmente entre 2 y 3 veces el ancho del canal. La amplitud de las curvas, o el ancho del cinturón de meandros, varía considerablemente y parece que está controlada principalmente por el material de las bancas del río: generalmente varía entre 10 y 20 veces el ancho del cauce.

Leopold y Wolman describen los ríos como meándricos cuando la sinuosidad del río es mayor que 1,5. Parece existir cierta relación fundamental entre el ancho de un cauce y la longitud del meandro, y entre el ancho del cauce y el radio de curvatura. Los lechos meándricos poseen depresiones o fosas bien definidas y crestas con depósitos de sedimentos unidas por rápidas (figuras 2.37 y 2.38). Dichas crestas son mejor conocidas como barras de punta y constituyen la principal característica de la sedimentación fluvial.

Aunque los mecanismos de control de los meandros no son muy conocidos, la mayoría de los investigadores consideran la circulación helicoidal como el factor más importante en el proceso de sedimentación que ocurre en ellos. En pocas palabras, puede describirse el mecanismo del flujo en los meandros de la siguiente

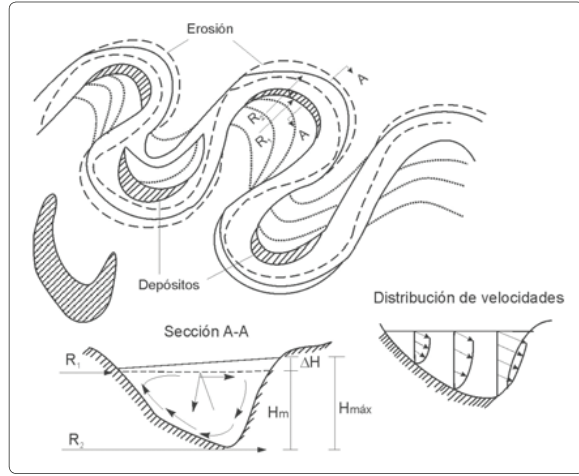
manera: las velocidades del flujo máximas se encuentran en las cercanías de la parte empinada de la margen cóncava, aguas abajo del eje de la curva. En la curva hay un componente de la velocidad hacia aguas abajo y una más débil hacia la margen cóncava en la superficie y hacia el lado convexo cerca del fondo; la componente lateral de la velocidad es de 10% al 20% de la componente de la velocidad hacia aguas abajo. El material que se desliza ha-

cía el cauce por socavación de la orilla es atrapado por la componente transversal y conducido hacia la mitad del canal. Sin embargo, el material erosionado del lado cóncavo tiende a ser depositado en las barras de punta del siguiente meandro aguas abajo y no en la barra del lado cóncavo opuesto; no obstante, si hay fuertes corrientes transversales en la curva, se pueden transportar algunos sedimentos a través del canal hacia el lado convexo. El patrón helicoidal de flujo resulta de una ligera elevación de la superficie del agua contra la margen cóncava.

Los cauces méandricos presentan tasas menores de desplazamiento lateral que los cauces trenzados; sin embargo, algunas veces los primeros pueden migrar a tasas notables. Los ríos en sus tramos inferiores son por lo general méandricos, pero si están fuertemente cargados con sedimentos y tienen altos caudales presentan trenzamiento, aunque el material del lecho sea fino.

En una zona dada del valle de un río méandrico puede confirmarse por estadísticas que el ancho de la faja ocupada por un cinturón de meandros es casi constante, puesto que dependen de la litología local y el caudal, entre otros factores. Lengbein y Leopold (1966) estudiaron la interacción entre la geometría de los meandros en planta y las variaciones de propiedades hidráulicas tales como profundidad, velocidad y pendiente del cauce, estableciendo que los meandros en sí mismos se desplazan continuamente, pero que el comportamiento méandrico es estable a través del tiempo.

Algunos meandros permanecen como canales de inundación del río, esto es, que son ocupados durante las crecientes cuando se alcanza la capacidad completa de las márgenes (“a tope de ribera”). En algunos sitios se da el nombre de “madre vieja” a este tipo de brazo de los ríos. Por otra parte, algunos de los meandros abandonados pueden ser obturados en sus extremos y se origina un tramo curvo



▲ **Figura 2.38** Proceso de meandricación de un río.

alargado, que en la literatura técnica se dice que tiene forma de boca de lobo o de collar de buey. En esos lagos se produce la sedimentación de limos y arcillas, acompañados a veces por material vegetal en descomposición. En un tramo dado del cinturón de meandros (sucesión de curvas que se desarrollan en la etapa de madurez del río) se pueden encontrar al mismo tiempo meandros ocupados por el flujo, otros que han sido abandonados y están en el proceso de llenado y otros que han sido rellenados por completo.

Un aspecto muy importante del comportamiento meándrico es el de acortamiento y “estrangulación” de meandros, procesos en los cuales se abandonan por la corriente una parte del cauce. Debido a procesos de erosión y sedimentación que abarcan varios factores hidráulicos, hay fluctuaciones de longitud y sinuosidad a través del tiempo. Durante avenidas el alto caudal puede imponer el corte del meandro al tratar de alcanzar un canal temporal más recto. La continua erosión en las porciones cóncavas de las curvas y la sedimentación de las zonas convexas produce el alargamiento del meandro y la disminución de la distancia entre los “labios” de éste. En algún momento los tramos interiores se tocarán e interceptarán, o una creciente cortará a través de la separación ahora menor entre curvas interiores y el meandro quedará estrangulado.

Puede suceder también que la corriente acorte su curso a través del interior del meandro. También existe la evolución cuando se toma un nuevo curso por completo, como en el caso de escapar la corriente principal por una brecha y horadar un nuevo cauce o retomar otro antiguo.

La clasificación de un río en planta permite establecer si una estructura hidráulica o cualquier sitio de interés está ubicado en cauce recto, trenzado o meándrico.

Si la obra se encuentra en un tramo recto del río, es muy posible que en él no se desarrollen procesos morfológicos activos que eventualmente puedan causar desestabilizaciones, desde este punto de vista. Sin embargo, esto no indica que el tramo recto esté exento de procesos de degradación o gradación, expresados como socavaciones, erosiones laterales o sedimentaciones.

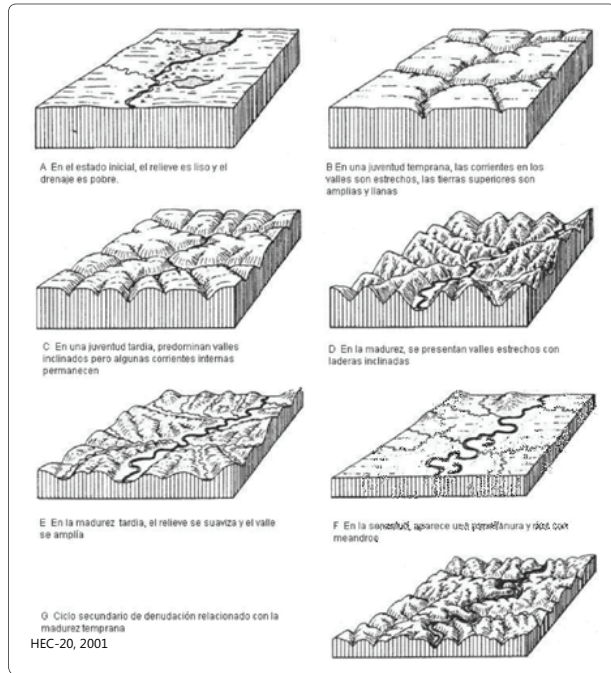
Si la estructura se encuentra en un cauce trenzado, existe la posibilidad de que dentro de sus límites se desarrollen procesos morfológicos activos.

2.11 EVOLUCIÓN DE LAS FORMAS EN PLANTA

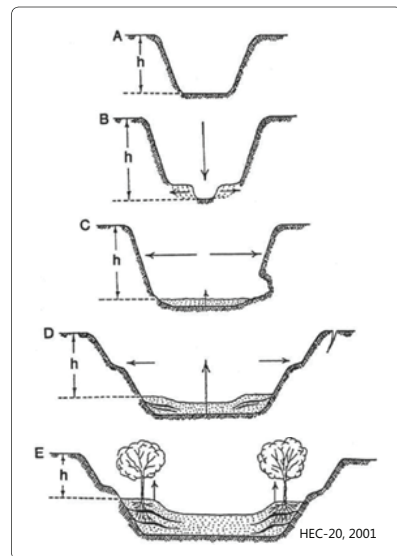
Los científicos de la tierra (geomorfólogos) han documentado y explicado los cambios morfológicos del paisaje a lo largo del tiempo. Por ejemplo, la figura 2.39 ilustra el carácter de los cambios del paisaje durante un millón de años de tiempo geológico. Inicialmente este tipo de evolución del paisaje puede aparecer sin interés para el ingeniero de vías o de puentes pero le sirve como una alerta sobre los cambios que se deben esperar en las geoformas individuales (laderas, ríos) y de que los cambios pueden ser suficientemente rápidos como para causar problemas.

En el caso extremo de ríos disectados (cárcevas, arroyos) las incisiones rápidas son seguidas de ajustes en el río (profundización, ensanchamiento) hasta una nueva condición de relativa estabilidad; a medida que la erosión decrece la acumulación de sedimentos aumenta y se desarrolla la llanura de inundación (figura 2.40). Simon (1974) obtuvo datos sobre carga de sedimentos transportados a lo largo de ríos disectados en Tennessee (figura 2.41a). Las etapas de evolución de un río mostradas en la figura 2.40 se reflejan en los cambios de la carga de sedimentos de la figura 2.41a. Nótese que existe un aumento evidente de la carga de sedimentos en la etapa E (figura 2.41a) a medida que se removiliza cierta cantidad de sedimentos acumulados.

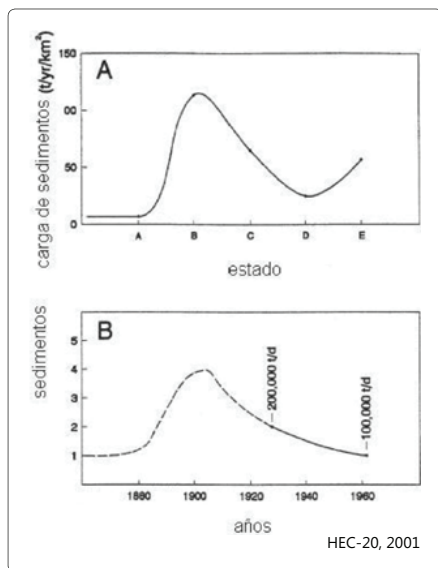
Las investigaciones de campo en la cuenca alta del río Colorado también han revelado que los grandes arroyos formados por incisión en el fondo aluvial del valle en la última parte del siglo XIX actualmente han depositado sedimentos en llanuras de inundación desarrolladas recientemente. Se ha coleccionado la información diaria de carga de sedimentos desde 1930. En 1963 las presas de aguas arriba atraparón buena parte de esos sedimentos y, por lo tanto no se usaron los datos posteriores a esa fecha. Esos ríos disectados también se comportan como se ilustra



▲ **Figura 2.39** El ciclo de erosión propuesto por W.M Davis, dibujado por E. Raisz.



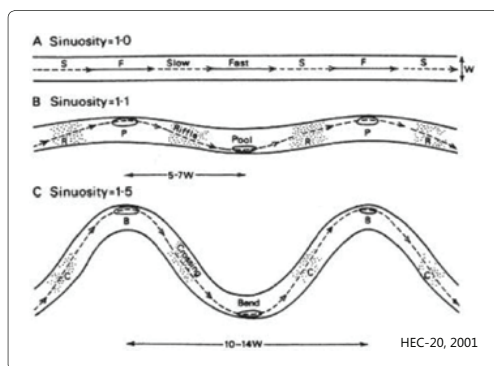
▲ **Figura 2.40** Evolución de la incisión del cauce (A, B) y ensanchamiento (C, D) y de agradación (D, E). h es la altura de la orilla..



▲ **Figura 2.41** Cargas de sedimentos en relación con la incisión del cauce seguidas a esta incisión.

en la figura 2.40. En las últimas etapas de su ajuste ellos erosionan menos sedimentos y almacenan grandes cantidades de material. Como resultado las cargas de sedimento en la estación de medición en el gran cañón han disminuido durante el período de registros anterior a la clausura de la presa de Glen Canyon en 1963 y de otras presas ubicadas aguas arriba (figura 2.41b). Además, la depositación de sedimentos en el lago Powell entre 1963 y 1986 es solo el 43% del valor estimado antes de la construcción de la presa, lo cual indica que el proceso de ajuste del río está ocurriendo a lo largo de la cuenca alta del río Colorado de una manera similar a la incisión de los ríos en el suroccidente (figura 2.41a).

Debido a las diferencias climáticas, los cambios en la evolución incluidos en la respuesta compleja de la figura 2.40 requieren cerca de cien años en el suroeste y sólo unos cuarenta años en el suroccidente.



▲ **Figura 2.42** Tres posibles estados en el desarrollo de las curvas.

A medida que la sección transversal de un río disectado (figura 2.40) cambia a lo largo del tiempo el patrón también puede cambiar de rectilíneo a sinuoso (figura 2.42). En realidad un río rectificadado de manera natural por el corte de un meandro tiende a restaurar su patrón meándrico (figuras 2.42 y 2.43a). El cambio de los meandros aguas abajo (figura 2.5a) y el corte y el desarrollo posterior de los meandros (figura 2.41 a, b) son todos

parte de la evolución natural de los patrones del río a lo largo del tiempo.

A pesar de que el paisaje como un todo puede parecer invariable excepto durante largos períodos de tiempo (figura 2.39) los componentes de este paisaje pueden ajustarse por actividades humanas (figuras 2.40 y 2.41), y por variaciones hidrológicas (figuras 2.41 y 2.42) durante períodos de tiempo relativamente cortos y pueden crear serios problemas para el ingeniero de vías.

2.12 FACTORES GEOMÓRFICOS QUE AFECTAN LA ESTABILIDAD DE LOS CAUCES

2.12.1 Generalidades

La figura 2.44 muestra un conjunto de factores geomórficos que pueden afectar la estabilidad de un cauce. Cada una de las propiedades geomórficas mostradas en la columna izquierda de la figura 2.44 puede ser usada como un fundamento para la caracterización válida de un río en el sitio del puente.

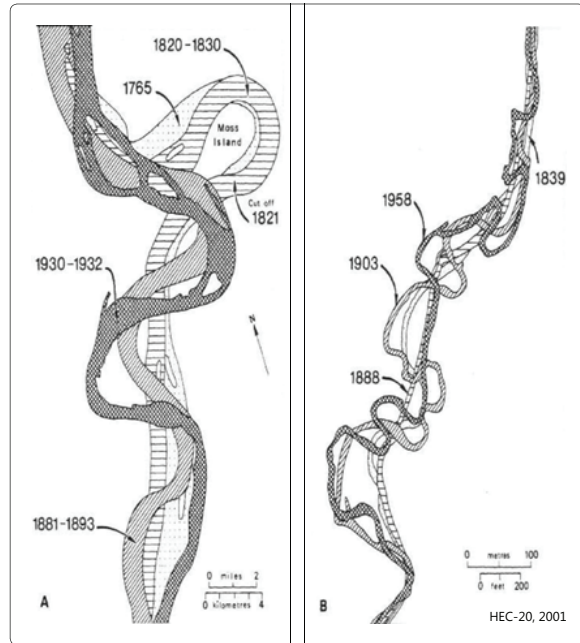
El método presentado aquí se basa en las propiedades de los cauces observadas en fotografías aéreas y en el campo. El propósito fundamental de este método es facilitar la evaluación de ríos para propósitos de ingeniería y, particularmente, en lo que se refiere a la estabilidad lateral del cauce. En él se describen los tipos más comunes de ríos y se discute su significado ingenieril. La información y las observaciones se han tomado de un estudio de casos históricos de 224 sitios de puentes en los Estados Unidos y en Canadá.

Esta sección se ha organizado de acuerdo con la figura 2.44. No se le ha asignado ninguna importancia particular al orden de la figura y la asociación de las características no se debe relacionar con las descripciones en las partes superior e inferior de la figura. El capítulo cuatro contiene una introducción a unos sistemas de clasificación de ríos más generales.

2.12.2 Tamaño del cauce

La profundidad del cauce tiende a aumentar con el tamaño y el potencial de socavación aumenta con la profundidad. De esta manera, la profundidad potencial de socavación se incrementa al aumentar el tamaño del río.

El potencial de erosión lateral también aumenta al aumentar el tamaño del río. Este hecho puede ser menos apreciado que el incremento potencial en la profundi-



▲ **Figura 2.43** Cambios en la curvatura de dos ríos.

Tamaño de la corriente	Pequeño [<30 m de ancho]		Mediano [30-150 m de ancho]	Ancho [> 150 m de ancho]	
Tipo de corriente	Efímero	Intermitente	Perenne pero superficial		Perenne
Material del lecho	Arcilla	Sedimentos	Arena	Grava	Redondeada
Terrenos inundados	 Abanico aluvial	 Relieve bajo [<30 m profundidad]	 Relieve moderado [30-300 m profundidad]	 Alto relieve [>300 m profundidad]	
Terrenos inundados	 Pequeño o ninguno (<2x ancho de cauce)	 Estrecho (2-10x ancho de cauce)		 Ancho (>10x ancho de cauce)	
Diques naturales	 Pequeño o ninguno	 Principalmente cóncavo		 Buen desarrollo de ambas orillas	
Incisión aparente	 Sin incisión	 Probablemente con incisión			
Límites del cauce	 Aluvial	 Semi-aluvial		 No aluvial	
Cubierta de árboles en las orillas	< 50 por ciento de la orilla		50-90 por ciento de la orilla		>90 por ciento de la orilla
Sinuosidad	 Recto sinuoso (1-1,05)	 Sinuoso (1,06-1,25)	 Curvo (1,25-2,0)	 Muy curvo (>2,0)	
Corrientes trenzadas	 Sin trenzamiento (<5%)	 Localmente trenzado (5-35%)		 Generalmente trenzado (>35%)	
Corrientes anastomosadas	 No anastomosadas (<5%)	 Anastomosadas localmente (5-35%)		 Extensamente anastomosadas (35%)	
Variación del ancho y desarrollo de meandros	 Ancho constante Barras angostas	 Ancho en curvas Ancho en las barras		 Variación aleatoria Puntos irregulares y barras laterales	

HEC-20. 2001

▲ **Figura 2.44** Factores geomórficos que afectan la estabilidad de las corrientes (adaptado por Brice y Blodgett).

dad de socavación. Brice y otros citan un ejemplo del río Mississippi bajo con un ancho de cerca de 1.500 m que puede cambiar lateralmente 30 m o más en una sola creciente de consideración. El río Sacramento con un ancho de unos 300 m tiende a cambiar más de 8 m durante una creciente, y ríos con anchos del orden de 30 m tienden a cambiar más de 3 m durante una sola creciente. Exceptuando el hecho de que el potencial de migraciones laterales aumenta con el tamaño del río, no es posible hacer generalizaciones respecto a las tasas de migración.

El tamaño de un río se puede indicar por medio del caudal, por el área de drenaje o algunas dimensiones del cauce, tales como el ancho o el

área de la sección transversal. De todas maneras no es satisfactoria una sola dimensión debido a la gran diversidad de tipos de ríos. Para propósitos de clasificación (figura 2.44) el ancho del río de orilla a orilla generalmente se toma como la dimensión más útil y se hace una división arbitraria de los ríos por su tamaño en tres categorías tomando como base el ancho. El ancho de un río no incluye el ancho de la llanura de inundación aunque este último ancho es un factor importante en el diseño de puentes en el caso en que se presenten desbordamientos.

A veces es difícil definir el ancho de orilla a orilla, especialmente cuando una de esas orillas no está definida. Esto es particularmente cierto en las curvas, donde la orilla externa tiende a ser vertical y con una forma definida mientras que la orilla interna se inclina gradualmente hasta el nivel de la llanura de inundación. La posición de la línea de vegetación permanente en la orilla interna es el mejor indicador

de la línea de orilla y tiende a poseer una forma mejor definida a lo largo de muchos ríos en regiones húmedas. El ancho de un cauce se mide a lo largo de una línea perpendicular dibujada entre las orillas opuestas, definidas por sus propias formas o siguiendo el borde de la línea de vegetación permanente. En ríos sinuosos o meandritos el ancho se mide en los tramos rectos o en las inflexiones entre curvas donde tiende a ser más consistente. Para ríos con múltiples brazos el ancho es la suma de los anchos individuales de cauces sin vegetación.

La División Nacional de Cartografía del Instituto de Investigación Geológica de los Estados Unidos (USGS) utiliza, dentro de lo posible, el llamado nivel normal o el nivel prevaleciente durante la mayor parte del año para representar los ríos en los mapas topográficos. El instituto mencionado ha encontrado que el nivel normal para un río perenne usualmente corresponde al nivel de agua que llena el cauce hasta la línea de vegetación permanente a lo largo de las orillas. Aquí también se adopta la condición de nivel normal para definir el ancho del río.

2.12.3 Duración de una corriente

La duración de una corriente se puede caracterizar como efímera, perenne pero variable o perenne. Un río efímero transcurre brevemente como respuesta directa a una lluvia, un río perenne fluye todo el año o la mayoría del año y un río perenne pero variable responde a la lluvia con cambios rápidos en nivel y en caudal. Los ríos perennes pueden ser relativamente estables o inestables dependiendo de otros factores tales como los contornos del río y el material del lecho.

En regiones áridas los ríos efímeros pueden ser relativamente grandes e inestables. Ellos pueden presentar problemas al determinar la curva de calibración y al estimar la profundidad de socavación. Un *thalweg* que cambie con el nivel y con la degradación del río por cortes también puede causar problemas. En regiones húmedas los cauces efímeros tienden a ser pequeños y presentan algunos problemas de inestabilidad.

2.12.4 Material del lecho

Los ríos se clasifican de acuerdo con el tamaño dominante de los sedimentos en sus lechos, en ríos con: lecho de arcilla-limo, lecho de arena, lecho de gravas y lecho de cantos o de bolos. La determinación cuidadosa de la granulometría del material del lecho requiere un muestreo juicioso y un análisis, especialmente en los lechos de material grueso, pero en la mayoría de las denominaciones del material del lecho se pueden hacer aproximaciones gruesas a partir de evaluaciones visuales.

Las mayores profundidades de socavación generalmente se encuentran en ríos con lechos de arena o con lechos de arena y limo. La conclusión general es que los

problemas de socavación son comunes tanto en ríos que tienen lechos con materiales gruesos como en ríos que tienen lechos con materiales finos. Sin embargo, es más probable obtener una socavación muy profunda en lechos de material fino. En general los ríos aluviales con lechos de arena son menos estables que los ríos con lechos y orillas de material grueso o cohesivo.

2.12.5 Conformación del valle

El relieve del valle se usa como un medio para indicar si el terreno circundante es generalmente llano, ondulado o montañoso. Para un sitio particular el relieve se mide generalmente en planos topográficos o en mapas cartográficos a partir del fondo del valle hasta la cumbre de la divisoria adyacente más alta. Un relieve mayor de 300 m se clasifica como montañoso y un relieve entre 30 y 300 m es ondulado. Los ríos en regiones de montaña tienden a poseer pendientes fuertes, materiales gruesos en el lecho, llanuras de inundación angostas y no son aluviales, es decir, las tasas de suministro de sedimentos son limitadas. En muchas regiones la pendiente del río aumenta a medida que se incrementa la inclinación de las laderas del valle. Brice y otros han reportado la inexistencia de problemas hidráulicos concretos en 23 sitios de puentes estudiados en terrenos montañosos, todos con lechos de gravas o de cantos con bolos. Los ríos en regiones de bajo relieve generalmente son aluviales y presentan muchos problemas debido a la erosión lateral.

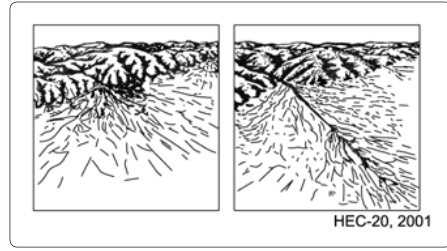
Los ríos en abanicos aluviales o en laderas de piedemonte en regiones áridas presentan problemas especiales. Una pendiente de piedemonte es una ladera amplia a lo largo de un frente de montaña y los cauces que se desprenden a partir del frente de montaña pueden tener usos variables y cauces mal definidos como en un abanico aluvial. Los abanicos aluviales están entre los pocos casos naturales de problemas de agradación en los cruces de carreteras. Ellos se presentan siempre que exista un cambio de un gradiente fuerte a un gradiente suave. A medida que el material del lecho y el agua alcanzan los tramos de pendiente más suave del río el material grueso del lecho se va depositando debido a la reducción súbita tanto de la pendiente como de la velocidad. Como consecuencia se va creando un cono o abanico a medida que el material es dirigido hacia la ladera más pendiente del abanico, conformando la llanura de inundación. A pesar de que se han visto como unas zonas de depositación, los abanicos aluviales también se caracterizan por tener cauces de geometría inestable y con movimientos laterales rápidos. Las depositaciones tienden a ser episódicas, siendo interrumpidas por períodos de disecciones o incisiones del abanico y un remoldeo o redistribución de los sedimentos.

La ocurrencia de depósitos contra incisiones en la superficie de un abanico aluvial son factores importantes en la evaluación de la estabilidad de cauces en los cruces de carreteras (figura 2.45). En un abanico no disectado la zona de depó-

sitos de sedimentos se acerca al frente de la montaña creando, posiblemente, una mayor inestabilidad del cauce en la superficie superior del abanico más que en la superficie inferior. En contraste, un abanico disectado propicia el movimiento de los sedimentos de manera transversal al abanico y traslada la zona de depositación a la parte distal del mismo, lo cual sugiere que la superficie en el ápice es más estable que la parte distal. Sin

embargo, la inestabilidad general de los cauces del abanico y su tendencia a variar rápidamente durante grandes crecientes y la posible avulsión del río creada por la depositación cerca del ápice sugiere que cualquier ubicación de la superficie de un abanico aluvial es o puede fácilmente ser un área donde la estabilidad del río es un aspecto crítico en relación con la seguridad del puente, o cualquier obra.

Existe una gran similitud entre los deltas y los abanicos aluviales. Ambos son el resultado de la reducción en pendiente y en velocidad. Ambos poseen pendientes fuertes en sus bordes exteriores y tienden a reducir las pendientes de aguas arriba. Los depósitos muy similares a un delta se desarrollan donde un tributario de pendiente fuerte ingresa a un río grande. El afluente de mayor pendiente tiende a depositar parte de su carga de sedimentos en el río principal construyendo su cauce dentro de este último. En algunos casos pueden ocurrir cambios drásticos en el río principal como resultado de los depósitos formados por el tributario. Los cursos de agua tanto en los depósitos de los abanicos aluviales como en los deltas generalmente cambian a través de avulsiones, que son cambios súbitos en el curso de estos brazos, los cuales ocurren cuando una corriente traspasa sus orillas para ocupar un nuevo curso en un movimiento radial.



▲ **Figura 2.45** Diversas morfologías de abanicos aluviales: a) Área de depositación en el ápice del abanico; b) Trinchera con depositación en la pata del abanico (según Bull).

2.12.6 Llanuras de inundación

Las llanuras de inundación se describen como tierras bajas y llanas ubicadas cerca de los bordes de una corriente y que están sujetas a inundaciones durante crecientes. Muchos geomorfólogos prefieren definir las llanuras de inundación como la superficie bajo construcción por parte del río que es inundada con una frecuencia cercana a lo 1,5 años (excluyendo a los ríos disectados). De acuerdo con esta definición, las superficies inundadas con menor frecuencia son terrazas, llanuras de inundación abandonadas o áreas inclinadas inundables. Sin embargo, las áreas inclinadas inundables se consideran como una parte de la llanura de inundación. La cobertura vegetal, el uso del suelo y la profundidad del flujo en una llanura de

inundación también son factores significativos en la estabilidad de un río. En la figura 2.44 las llanuras de inundación se categorizan de acuerdo con su ancho en relación con el ancho del río.

A lo largo del tiempo las tierras altas de una determinada zona descienden por desgaste, las corrientes erosionan sus orillas y el material producto de la erosión se utiliza a una cierta distancia aguas abajo para construir orillas y barras. Las corrientes se mueven lateralmente ejerciendo presión sobre las tierras altas. De esta manera se forman las llanuras de inundación y las tierras bajas y llanas de un valle. A medida que las corrientes transportan sedimentos hacia áreas dependientes suaves y, en particular, hacia cuerpos de agua donde la velocidad y la turbulencia son tan pequeñas como para mantener el transporte de material, el cual se deposita formando deltas. A medida que el delta se construye hacia afuera, la parte de aguas arriba del río se eleva por depositaciones y se convierte en parte de la llanura de inundación. De la misma manera el cauce del río se alarga y la pendiente se reduce. El lecho en la parte de aguas arriba se deposita y se incrementa la elevación media de las crecientes. A medida que la corriente trabaja de manera transversal al valle los depósitos causan una elevación total de la llanura de inundación. Por lo anterior, hasta las corrientes más antiguas están lejos de ser estáticas. Los ríos meándricos antiguos son afectados por los cambios en el nivel del mar, influenciados por los movimientos relacionados con la deriva continental y la tectónica de placas, por cambios en la formación de deltas o por glaciaciones, y por modificaciones de vidas a cambios climatológicos y como una consecuencia del desarrollo de la humanidad.

2.12.7 Diques naturales (albardones)

Los diques naturales se forman durante crecientes a medida que el nivel de la corriente supera la condición de banca llena (orillas llenas). El sedimento se deposita en la llanura de inundación debido a la reducción de la velocidad y de la capacidad de transporte de flujo en esas zonas de banca. Los diques naturales, denominados albardones, que se forman cerca de los cauces poseen taludes con inclinación un poco fuerte debido a que los materiales gruesos se depositan rápidamente a medida que la velocidad en las bancas disminuye y se torna menor que en el cauce principal. Lejos del cauce los gradientes son muy pequeños y producen la depositación de los materiales finos. Las áreas de pantanos y de inundaciones se encuentran más allá de los albardones.

En la figura 2.44 se ilustra una clasificación basada en los diques naturales o albardones. Los ríos con albardones bien desarrollados tienden a mantener un ancho constante y poseen una tasa baja de migraciones laterales. Los albardones bien desarrollados se presentan generalmente a lo largo de los cursos bajos o cursos de llanura de los ríos o donde la llanura de inundación se sumerge durante varias semanas o meses al año. Si el albardón se rompe el curso del río puede cambiar

a lo largo de esa brecha. El área entre los albardones y los flancos del valle puede ser drenada, pero lentamente. Los tributarios que llegan a ríos con albardones bien desarrollados pueden transitar de manera paralela o semiparalela al río principal a lo largo de una distancia considerable antes de que se produzca su entrega definitiva.

2.12.8 Incisión aparente

La incisión aparente en un río se juzga por la altura de sus orillas en relación con su ancho a niveles normales. Para un río cuyo ancho es cerca de 30 m la altura de las orillas varía de 1,8 a 3,0 m, por lo cual orillas más altas que esos valores indican una probable incisión. Para ríos con anchos cerca de 300 m las orillas están entre 3 y 5 m de altura. Los ríos disectados tienden a mantener una posición fija y no cambian de alineamiento en un puente. Las tasas de erosión tienden a ser bajas excepto en arroyos con orillas verticales altas y claramente inestables.

2.12.9 Contornos del río y vegetación

A pesar de que no es posible definir de una manera precisa los cauces aluviales, semi-aluviales o no aluviales, es importante realizar ciertas distinciones respecto a la resistencia de erosión del material en los contornos del río. En geología un lecho rocoso se diferencia de un aluvión y de otros materiales superficiales principalmente por su edad más que por su resistencia a la erosión. Una arcilla aluvial compacta puede ser más resistente que una arenisca mal cementada que puede ser mucho más antigua. No obstante, el término lecho rocoso posee una connotación de mayor resistencia a la erosión y de esa manera es que se usa en el presente texto. Un río aluvial transcurre sobre un aluvión, un río no aluvial transita sobre un lecho rocoso o sobre materiales muy grandes (bolos y bloques) que no se mueven fácilmente excepto durante crecientes grandes, y un río semi-aluvial posee tanto lecho rocoso como aluvión en sus fronteras. El lecho rocoso de un río no aluvial puede estar desnudo o estar cubierto parcialmente con sedimentos en niveles bajos pero está expuesto a socavación en crecientes.

La mayoría de los cruces con puentes se realizan sobre ríos aluviales más susceptibles a problemas hidráulicos que los ríos no aluviales. Sin embargo, la seguridad de una cimentación en lecho rocoso depende de la cualidad de la roca y el cuidado con el cual se ha construido dicha cimentación. Se han desarrollado serios problemas y fallas en puentes con fundaciones en esquistos, areniscas, limolitas y otros tipos de rocas erosionables. El puente en el río Thruwai Socaire en el estado de New York es un ejemplo catastrófico de una falla de ese tipo. El material del lecho en ese sitio del puente mencionado era una morrena fuertemente cementada que se socavó y desestabilizó la cimentación.

Los cambios con el tiempo en la geometría del canal son particularmente significativos durante períodos donde los ríos aluviales están sujetos a grandes caudales y se presentan cambios pequeños durante épocas relativamente secas. Las fuerzas erosivas durante los períodos de grandes caudales pueden tener una capacidad de más de 100 veces la capacidad desarrollada durante períodos medios o con caudales bajos. Cuando se considera la estabilidad de cauces aluviales la mayoría de las veces se puede mostrar que aproximadamente el 90% de todos los cambios ocurren durante el pequeño porcentaje de tiempo cuando el flujo es igual o superior al caudal dominante. En el documento denominado Carreteras en el Entorno de Ríos (HIERD) se puede encontrar una discusión sobre el caudal dominante, pero se recomienda utilizar la condición de flujo en banca llena (orillas llenas) cuando no se dispone de un análisis detallado sobre el caudal dominante.

La propiedad más significativa de los materiales que componen las fronteras de un río es su granulometría. Es la propiedad que se puede medir más fácilmente y en general representa una descripción suficientemente completa de las partículas de un sedimento para diferentes propósitos prácticos. Otras propiedades, tales como la forma y la velocidad de caída, tienden a variar con el diámetro de una manera predecible.

En general, los sedimentos se clasifican en bolos, bloques, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas a partir de sus diámetros nominales o del diámetro de los tamices. En el cuadro 1.1 se muestra el rango de diámetros de las diferentes clases de sedimentos. Los materiales granulares generalmente consisten en limos (0,004-0,062 mm), arenas (0,062-2.0 mm), gravas (2,0-64 mm) o cantos (64-250 mm).

La apariencia de las bancas es una buena indicación sobre la estabilidad relativa. Una inspección de campo del río puede ayudar a identificar las características asociadas con las tasas de erosión:

- Las orillas inestables con tasa de erosión moderada a alta tienen taludes superiores al 30% y casi nunca poseen una cubierta de vegetación maderable. En una curva la barra lateral que se encuentra en la orilla opuesta a la margen inestable socavada tiende a mantener un nivel normal pero puede ser cubierta con vegetación anual y con vegetación baja, especialmente sauces. Cuando se presenta una erosión muy rápida, las orillas pueden tener protuberancias irregulares. Las fisuras o las grietas de tracción que representan la frontera del derrumbe de bloques a lo largo de las líneas de orilla indican el potencial de una erosión de orillas muy rápida.
- Las orillas inestables con erosión lenta o moderada pueden ser parcialmente reformadas a un talud estable. Es difícil establecer el grado de inestabilidad y se le asigna un alto nivel de confiabilidad al efecto de la vegetación. La reforma típica de una orilla se inicia con la acumulación del material caído en la base a medida que se forma el talud y progresa suavizando la inclinación de la ladera y plantando vegetación.

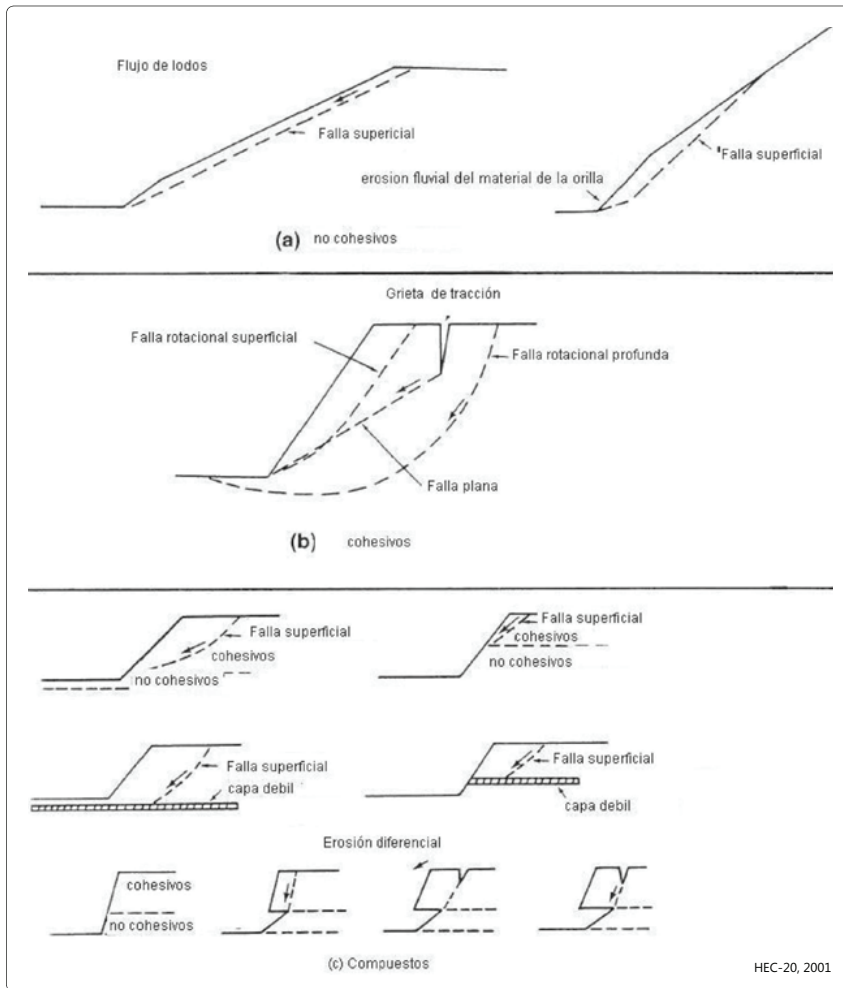
- Las orillas erosionables son fuente de basura y escombros cuando caen los árboles a medida que ellas se socavan. Por lo tanto esta basura y escombros pueden ser una señal de la inestabilidad de orillas y constituyen un gran potencial de obturación de las luces de un puente.
- Las orillas estables con tasas muy bajas de erosión tienden a presentar taludes suaves y menores al 30%. Los árboles maduros en una orilla inclinada son la evidencia convincente de su estabilidad. En la mayoría de las regiones de los Estados Unidos las partes superiores de las orillas estables poseen vegetación pero la parte baja puede estar desnuda con niveles normales dependiendo de la altura de las orillas y del régimen de caudales en el río. Cuando las orillas son bajas, la vegetación densa se puede extender hasta el borde del agua con niveles normales. Cuando las orillas son altas se pueden presentar desplomes ocasionales, incluso en las orillas inclinadas más estables. Los ríos de montaña someros que transportan material grueso tienden a poseer orillas estables.

La erosión activa de orillas se puede reconocer por la inclinación de la vegetación, por la vegetación caída a lo largo de las líneas de orillas, por el agrietamiento a lo largo de la superficie de la orilla, por el desplome de bloques, por la refracción del patrón de flujo adyacente a la línea de orilla, por la vegetación viva en el flujo, por el aumento de turbiedad, por las caras verticales frescas, por las barras recientemente formadas inmediatamente aguas abajo del área erosionada y, en algunos sitios una fosa profunda de socavación cerca de la pata de la orilla. Esas indicaciones de la erosión activa de orillas se pueden notar en campo o en las fotografías aéreas. Las fotografías de color infrarrojo son particularmente útiles para detectar la mayoría de los indicadores relacionados anteriormente y especialmente las diferencias en turbidez. La figura 2.46 ilustra algunas de las características cuando una línea de orilla presenta erosión activa.

Materiales de orilla. La resistencia de una banca a la erosión está relacionada directamente con diferentes características del material de la orilla. El material de orilla depositado en el río se puede clasificar de manera general como cohesivo, granular y compuesto. En la figura 2.47 se muestran las superficies de fallas típicas de orilla para varios materiales, las cuales se describen de la siguiente manera:



▲ **Figura 2.46** Erosión activa de orillas caracterizadas por cortes verticales, derrumbes de bloques y caída de la vegetación.



▲ **Figura 2.47** Fallas típicas en las superficies de las orillas.

- El material granular de orillas tiende a ser removido en partículas individuales. La tasa de remoción de partículas, el movimiento de esas partículas y, en consecuencia, la tasa de erosión de orillas, son afectadas con factores tales como el diámetro de las partículas, el talud de la orilla, la dirección y la magnitud de la velocidad adyacente a la orilla, las fluctuaciones de la velocidad turbulenta, la magnitud y las fluctuaciones del esfuerzo cortante ejercido sobre las orillas, la fuerza de infiltración, la tubificación y la fuerza de las olas. La figura 2.47 a ilustra la falla de orillas en materiales granulares con flujos laterales como resultado de la pérdida de la resistencia del esfuerzo cortante debido a la satu-

ración y la falla por deslizamiento como resultado de la remoción de material en la parte baja de la orilla.

- Los materiales cohesivos son más resistentes a la erosión superficial y tienen una permeabilidad baja que reduce el efecto de la infiltración, de la tubificación, de las cargas por deshielo y del flujo sub-superficial en la estabilidad de las orillas. Sin embargo, las orillas socavadas o saturadas son más susceptibles a la falla debido a los procesos de derrumbes masivos. En la figura 2.47 b se ilustran los mecanismos de fallas en orillas con materiales cohesivos.
- Las orillas compuestas o estratificadas consisten en capas de materiales de diferentes tamaños, permeabilidades y cohesiones. Las capas de materiales granulares son sujetas a erosión superficial, pero pueden estar parcialmente protegidas por capas adyacentes de materiales cohesivos. Estos tipos de orillas también son vulnerables a la erosión y a los deslizamientos como una consecuencia de los flujos sub-superficiales y de la tubificación. En la figura 2.47 c se ilustran los modos de falla típicos.

Tubificación. La tubificación es un fenómeno común en los cauces aluviales. En las orillas estratificadas el flujo es inducido en las capas más permeables por cambios en el nivel del río y por la acción de las olas. Si el flujo a través de las capas permeables es capaz de remover y desplazar partículas, el material es desplazado lentamente formando una especie de pequeños tubos que erosionan partes de la orilla. Sin este tipo de material de fundación que soporte las capas superiores se desploma un bloque del material de la orilla y desarrolla grietas de tracción tal como se muestra en la figura 2.47 c. Esas grietas propician el ingreso de flujo superficial, reduciendo la estabilidad del bloque afectado en el material de la banca. La erosión de la orilla puede continuar grano a grano o el bloque del material de la orilla puede deslizarse finalmente en dirección hacia el río con una falla de la orilla como resultado de una combinación de fuerzas de infiltración, tubificación y desplomes masivos.

Desplomes masivos. Los desplomes locales masivos son otra forma de la falla de orillas. Si una orilla resulta saturada y posiblemente socavada por el flujo paralelo, algunos bloques de la orilla pueden desplomarse o deslizarse hacia el interior del río. Los desplomes masivos pueden ser causados o agravados por la construcción de edificaciones en las orillas de los ríos, por la operación de equipos cerca de las orillas, por las fuerzas gravitacionales debidas al crecimiento de árboles, por la localización de caminos que producen condiciones desfavorables de drenaje, los usos en agricultura de las llanuras de inundación adyacentes, la saturación de orillas por campos de infiltración y por el incremento de la infiltración de agua en las llanuras de inundación como resultado de cambios en el uso de la tierra.

En los desplomes masivos se desarrollan diferentes fuerzas. Como resultado del desbalance de fuerzas, se presentan deslizamientos con movimiento de tierras

y de materiales orgánicos. Esas fuerzas están asociadas con los componentes de la gravedad de las masas inclinadas. La resistencia a esas fuerzas desestabilizadoras es la resistencia al esfuerzo cortante y cualquier contribución proveniente de la vegetación a través del agarre de las raíces o por refuerzos de los taludes con obras de ingeniería, es un factor positivo cuando la pata de un talud se socava por una corriente el material de la ladera se puede desplazar hacia abajo, hacia el vacío creado, y establecer una nueva condición de equilibrio. Con frecuencia este equilibrio se logra con un talud de inclinación más suave que la original. Así, la pata en la masa fallada se convierte en un contrafuerte que previene movimientos posteriores. La erosión de la pata del talud inicia un nuevo proceso de falla.

Erosión y falla de orillas. La erosión, inestabilidad o el retiro de la orilla de un río depende del proceso responsable de la erosión del material de la orilla y del mecanismo de falla resultante de la inestabilidad creada por esos procesos. El retiro de orillas es con frecuencia una combinación de esos procesos y mecanismos que operan en diferentes escalas de tiempo. A pesar de que el análisis detallado de la estabilidad de orillas es fundamentalmente un problema geotécnico (ver por ejemplo las publicaciones de la FHWA (Federal Highway Administration de los Estados Unidos de América) sobre la estabilidad de taludes en suelo), también puede ser significativa la relación entre la degradación de los cauces y la falla de las orillas, por ejemplo, para el ingeniero hidráulico y el geotecnista en el momento de analizar la inestabilidad de orillas.

2.12.10 Sinuosidad

La sinuosidad es la relación entre la longitud del tramo de un río medida a lo largo de su eje y la longitud medida a lo largo del eje del valle o a lo largo de una línea recta que conecta los extremos del tramo. Se prefiere utilizar el eje del valle cuando éste es curvo. Algunas veces la sinuosidad se define como la relación entre la pendiente del valle y la pendiente del río, o, de manera más común, la relación entre la longitud del thalweg y la longitud del valle, donde el Thalweg es la línea en planta que une los puntos más bajos del cauce a lo largo de las secciones transversales. Los tramos rectos de un río tienen una sinuosidad de 1 y el valor máximo de la sinuosidad en ríos naturales es cercano a 4.

Un cauce recto o uno que sigue directamente el eje del valle a veces tiene la misma pendiente que el valle. A medida que la sinuosidad de un río aumenta su pendiente disminuye de manera directamente proporcional. De la misma manera, si se rectifica un río sinuoso la pendiente aumenta en proporción directa con la longitud del cauce.

El tamaño, forma y regularidad de los bucles de los meandros son aspectos de la sinuosidad. Los bucles simétricos de los meandros no son muy comunes y

aún menos comunes son las secuencias de dos o tres bucles simétricos idénticos. Además, los tamaños de los bucles de los meandros casi nunca son uniformes. El diámetro de los más grandes generalmente es cerca de dos veces el diámetro de los pequeños. Estadísticamente la frecuencia de los tamaños de los radios de los bucles tiende a presentar una distribución normal.

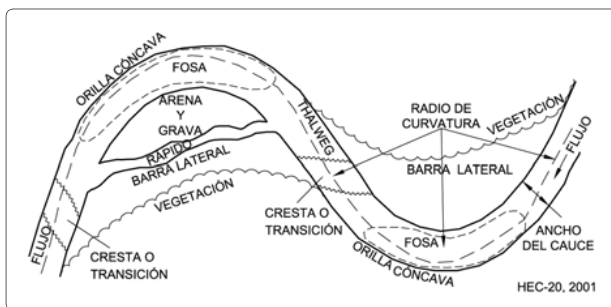
Existe una pequeña relación entre el grado de sinuosidad y la estabilidad lateral del río. Un río muy meándrico puede tener una tasa más baja de migración lateral que un cauce sinuoso de tamaño similar (figura 2.47). La estabilidad depende bastante de otras propiedades, especialmente del desarrollo de las barras y de la variabilidad del ancho del río.

Los ríos en general se clasifican en rectilíneos, meándricos y trenzados. Cualquier cambio impuesto a un sistema de ríos puede cambiar su geometría en planta.

Ríos rectilíneos. Un río rectilíneo tiene una pequeña sinuosidad en condición de banca llena. Con caudales bajos el río desarrolla barras de arena alternadas y el thalweg cambia de dirección alrededor de las barras alternadas presentando una configuración sinuosa. Los ríos rectilíneos se consideran como una etapa de transición a un cauce meándrico debido a que son relativamente estables sólo cuando el tamaño de los sedimentos y la carga son pequeños con una variación pequeña del gradiente de las velocidades y de los caudales, y la relación ancho-profundidad del río relativamente baja. Los tramos rectilíneos de los ríos con una longitud de más de 10 anchos no son comunes en la naturaleza.

Ríos meándricos. Los ríos aluviales de todos los tipos se desvían de un alineamiento rectilíneo. El thalweg cambia transversalmente e inicia la formación de curvas. En un río rectilíneo se presenta un cambio continuo entre las barras alternadas y el thalweg; de esta manera la corriente no se distribuye uniformemente en la sección transversal sino que es dirigida de una orilla a otra. El deslizamiento de las orillas, la depositación no uniforme del material en el lecho, los escombros tales como árboles, y la fuerza de Coriolis debida a la rotación de la Tierra se han citado como causas del desarrollo de meandros en los ríos. Cuando la corriente se dirige hacia una orilla, ella se erosiona en el área de impacto y la corriente se refleja y hace impacto sobre la orilla opuesta aguas abajo del sitio anterior. El ángulo de reflexión de la corriente es afectado por la curvatura que se forma en la orilla erosionada y por la profundidad lateral de la erosión. La figura 2.48 muestra barras, fosas y rizos transversales típicos de un río meándrico (ver también figuras 2.42 y 2.43). En el capítulo cuatro se incluye una explicación más detallada sobre los procesos en los ríos meándricos y sobre los patrones de flujos en los meandros.

Los ríos sinuosos, meándricos y muy meándricos tienen inflexiones más o menos regulares que son sinuosas en planta y consisten en una serie de curvas conectadas transversalmente. En las curvas se forman fosas profundas cerca de la orilla cóncava con velocidades relativamente altas. Debido a que las velocidades son me-



▲ **Figura 2.48** Planta de un meandro.

nores en la orilla interna de las curvas, allí se depositan sedimentos formando barras laterales alargadas. De la misma manera, la fuerza centrífuga en la curva causa un peralte en la superficie del agua y un flujo helicoidal con una velocidad de fondo que se aleja de

la orilla externa y se dirige hacia la barra lateral. Esas velocidades transversales aumentan el desarrollo de las barras laterales, arrastrando las concentraciones más fuertes de la carga de fondo hacia la orilla convexa, donde se depositan formando la barra lateral. Algunas corrientes transversales tienen una magnitud de cerca del 15% de la velocidad media del río.

Las curvas en los ríos meándricos se conectan por medio de tramos transversales cortos, rectilíneos, con aguas someras, en comparación con las fosas que se forman en las curvas. Con caudales bajos se forman barras de arena largas en estas transiciones denominadas también crestas en los casos en los cuales el cauce no está bien confinado. La socavación en la curva produce la migración de ésta hacia aguas abajo y en algunas ocasiones su desplazamiento lateral. En ríos grandes aluviales se han observado movimientos laterales con magnitudes hasta de 750 m/año. Muchos de los sedimentos erosionados a partir de la orilla externa se depositan en la cresta y en la barra lateral que se forma en la siguiente curva aguas abajo. La variabilidad de los materiales de orilla y el hecho de que el cauce encuentra y produce formaciones tales como obstrucciones arcillosas producen una gran variedad de formas de los ríos. El cinturón de meandros formado frecuentemente posee un ancho entre 15 y 20 veces el ancho del cauce.

En un río inestable lateralmente o en curvas con migraciones laterales activas pertenecientes a ríos estables en otras condiciones, las barras laterales generalmente son anchas y sin vegetación, y la orilla opuesta está socavada y presenta irregularidades debidas a la erosión. Las cicatrices debidas a derrumbes pueden ser visibles de un sitio a otro a lo largo de la línea de orilla. La presencia de una orilla socavada opuesta a una barra lateral es un signo de inestabilidad. Las arenas y las gravas en las barras aparecen con un tono claro en las fotografías aéreas. La ausencia de vegetación en las barras laterales, es atribuida a un proceso de degradación tan rápido como para permitir la invasión de todo tipo de maleza. Sin embargo, el asentamiento de vegetación en una barra lateral depende de factores diferentes a la tasa de crecimiento de la barra tales como el clima y la frecuencia de las crecientes. Por

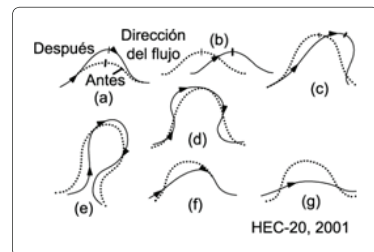
lo tanto, la presencia de vegetación en una barra lateral no es una evidencia concluyente de su estabilidad. Si el ancho de una barra lateral sin vegetación se considera como parte del ancho del río éste tiende a ser más ancho en las curvas.

A medida que un sistema de ríos meándricos se mueve lateral y longitudinalmente, los bucles de los meandros se mueven a diferentes tasas debido a la erodabilidad diferencial de las orillas. Esto hace que el río aparezca en planta con una forma similar a la de un bulbo. La geometría del río depende de la pendiente local, del material de las orillas y de la geometría de las curvas adyacentes. Es posible que se requieran años antes de que se alcance en el río una configuración característica o una condición media.

Si un puente se localiza cerca del bucle de un meandro esto será útil para obtener algún conocimiento sobre la posible dirección a lo largo de la cual puede migrar o desarrollarse el meandro y su tasa de crecimiento. No existen dos meandros que se comporten de manera exacta, pero los meandros en un tramo particular de un río tienden a conformar uno de los siete modos de comportamiento ilustrados en la figura 2.49, basada en un estudio de cerca de 200 tramos en ríos sinuosos y meándricos.

El modo *a* (figura 2.49) representa el desarrollo típico de un bucle de amplitud baja que disminuye su radio a medida que se extiende ligeramente en una dirección hacia aguas abajo. El modo *b* raramente ocurre a menos que el meandro esté confinado por diques artificiales o por las laderas de un valle en una llanura estrecha. Los meandros bien desarrollados en ríos que tienen orillas moderadamente inestables tienden a seguir el modo *c*. El modo *d* aplica principalmente en grandes bucles de ríos meándricos o altamente meándricos. El meandro se hace muy grande en relación con el tamaño del río y del caudal, y desarrolla meandros secundarios convirtiéndose en un bucle compuesto. El modo *e* también aplica a ríos meándricos y altamente meándricos usualmente con barras laterales del mismo ancho. Las orillas son suficientemente estables en un bucle alargado que está iniciando su proceso de corte y el cuello del bucle gradualmente se adelgaza hasta que el meandro se corta en ese sitio. Los modos *f* y *g* aplican principalmente en ríos trenzados localmente sinuosos o meándricos con orillas inestables. Los bucles son cortados por pequeños canales o caídas que producen cortes diagonales o de manera transversal al cuello.

Después del corte de los meandros se forman madreviejas, tanto en el caso de un corte gradual del cuello como en el caso de canales o caídas que producen cortes transversales al cuello. Los cortes en los cuellos están asociados a ríos relativamente estables y los canales o



▲ **Figura 2.49** Modos de desarrollo de un meandro: a) Extensión; b) Translación; c) Rotación; d) Conversión a un bucle compuesto; e) Cuello cerrado; f) Corte diagonal con una rápida; g) Cuello cortado por una rápida (Brice y Blodgett).

caídas están asociados a ríos relativamente inestables. Las madrevejas recién formadas a lo largo de un canal son la evidencia de migraciones laterales recientes. Comúnmente en el punto de corte rápidamente se forma un nuevo meandro, el cual se desarrolla en la misma dirección que el meandro precedente. Los cortes tienden a inducir una erosión de orilla rápida en los bucles de los meandros adyacentes. La presencia de un gran número de madrevejas en una llanura de inundación no necesariamente indica una migración rápida del río, dado que una madreveja puede persistir a lo largo de cientos de años.

Usualmente, el extremo de aguas arriba de una madreveja se puede colmar rápidamente hasta la altura de la orilla. Los desbordes durante crecientes y los flujos que ingresan a partir del terreno a la madreveja transportan materiales finos hacia ella. El extremo inferior de la madreveja permanece abierto y los drenajes que ingresan a este sistema pueden ser evacuados a lo largo de este extremo. La madreveja se rellena gradualmente con limos finos y arcillas plásticas y cohesivas. Mientras los ríos sean meándricos, las madrevejas rellenas con materiales cohesivos (que actúan como tapones de arcilla) son suficientemente resistentes a la erosión, de tal manera que constituyen controles geológicos semipermanentes que pueden afectar drásticamente la geometría en planta del cauce.

El aumento local en la pendiente del río debido al corte del meandro usualmente produce un incremento en la tasa de crecimiento de los meandros adyacentes y un incremento del ancho del río en el punto de corte. En una barra lateral típica de una curva ancha de un río los efectos del corte no se extienden muy lejos tanto aguas arriba como aguas abajo. Las consecuencias de los cortes son un aumento abrupto en el gradiente longitudinal del río en el punto de corte, una socavación en ese sitio y una propagación de la socavación en dirección hacia aguas arriba. Aguas abajo de un corte el gradiente del río no cambia y por lo tanto el incremento en la carga de sedimentos causado por la socavación aguas arriba, generalmente, se deposita en el sitio del corte o bajo él formando una barra alargada.

En resumen, existe una relación muy débil entre el grado de sinuosidad, considerada independientemente de otras propiedades, y la estabilidad lateral del cauce. Un río muy meándrico puede tener una tasa de migración lateral menor que un cauce sinuoso de tamaño similar. La evaluación de la estabilidad se fundamenta principalmente en propiedades adicionales, especialmente en el desarrollo de las barras y en la variabilidad del ancho del río. Sin embargo, muchos problemas hidráulicos están asociados con la ubicación del puente o de otra obra en un meandro o en una curva, eso incluye el cambio de la dirección del flujo (ángulo de ataque) con los niveles de las crecientes, el cambio del thalweg hacia las pilas o estribos, el desarrollo de barras laterales en el tramo del río y la erosión lateral del cauce en las pilas, en los estribos o en los accesos.

En general, la erosión de orillas más rápida se presenta en la orilla externa de los meandros aguas abajo del vértice del bucle. El corte de un meandro, ya sea

artificial o natural, produce un incremento local en la pendiente del río y un crecimiento más rápido de los meandros adyacentes. Los ajustes del río al aumentar la pendiente están generalmente acompañados por un incremento en el ancho del canal y del perímetro mojado en el sitio de corte y cerca de él.

A partir del conocimiento del comportamiento del cauce se pueden hacer algunas generalizaciones sobre las probables consecuencias de la intervención en el control del desarrollo de los meandros utilizando medidas de rectificación. Las consecuencias más probables están relacionadas con el cambio en la dirección del flujo (o la suspensión de cambios si se fija la posición de una orilla de tal manera que permanezca constante). El desarrollo de un meandro es afectado por el alineamiento del flujo que ingresa a él. Cualquier influencia artificial sobre el alineamiento del flujo tiende a afectar la forma del meandro. Las tasa de erosión de la orilla aguas abajo no tiende a incrementarse, pero los puntos en los cuales se presenta la erosión tienden a cambiar. En el caso cuando el flujo se refleja y se orienta directamente hacia una orilla se debe esperar un incremento en las tasas de erosión. La falla de un gran puente en el río Hatchie cerca de Cobington Tennessee, se ha atribuido en parte a la migración lateral del río en el tramo del puente.

2.12.11 Cauces trenzados

Un cauce trenzado está formado por múltiples canales intercomunicados entre sí (figura 2.44). En general, un río trenzado tiene una pendiente grande, una gran carga de material del lecho en comparación con la carga en suspensión y una cantidad relativamente pequeña de limos y arcillas en el lecho y las orillas. La magnitud de la carga de fondo es más importante que su tamaño. Si el flujo es sobrecargado con sedimentos se presenta depositación, el lecho se agrada y aumenta la pendiente del río como un esfuerzo para obtener una condición estable (en equilibrio). A medida que el río aumenta su pendiente se incrementa su velocidad y se desarrollan múltiples canales. Los canales múltiples, generalmente, se forman como barras de sedimentos y depósitos dentro del canal principal, haciendo que todo el cauce en su conjunto se ensanche mediante un fenómeno similar a la avulsión.

Las múltiples islas en la mitad del canal y las barras son características de los cauces que transportan gran cantidad de material de fondo. La presencia de barras obstruye el flujo y produce socavación, lo mismo que erosión lateral de orillas a ambos lados de la barra, socavación de los canales alrededor de las barras, o ambas. Esta erosión prolonga el canal y cuando se bajan los niveles de agua se puede formar una isla en ese sitio o una barra de grava o arena. El caso más crítico se presenta cuando en el sitio del puente se presentan grandes barras o islas. Esto puede producir erosión en ambas orillas del cauce y socavación del lecho a lo largo de las orillas de la isla. La reducción en la capacidad de flujo debajo del puente puede

producir la formación de una isla con vegetación en ese sitio. Una isla o barra que se forme aguas arriba o aguas abajo del puente puede cambiar el alineamiento del flujo y producir erosión de orillas o problemas de socavación en el sitio del puente.

Los cambios en las islas se identifican fácilmente debido a que la erosión activa en un sitio y la depositación en otro sobre el borde de la isla se pueden reconocer en campo. También el desarrollo o el abandono de canales de creciente y su unión junto con las islas se pueden detectar observando las diferencias en la vegetación y los patrones de erosión y depositación.

El grado de trenzamiento del río se indica a través del porcentaje de longitud del tramo que es dividido por barras e islas tal como se muestra en la figura 2.44. Los cauces trenzados son comunes en las partes áridas y semiáridas del occidente de los Estados Unidos y en las regiones que tienen glaciares activos.

Los cauces trenzados pueden presentar dificultades en la construcción de vías debido a que son inestables, cambian de alineamiento rápidamente, arrastran grandes cantidades de sedimentos, son muy anchos y someros aún con crecientes y son, en general, impredecibles. Se pueden desarrollar fosas de socavación profunda aguas abajo de una barra de gravas o de una isla donde converge el caudal proveniente de dos canales.

Un cauce trenzado requiere de puentes largos si se cruza el ancho total del canal o se requieren medidas efectivas del control del flujo si el cauce es contraído. Las orillas tienden a erosionarse fácilmente y se requiere un cuidado especial para prevenir la erosión lateral en los estribos o cerca de ellos. La posición de los brazos tiende a cambiar durante las crecientes, produciendo velocidades inesperadas, ángulos de ataque y profundidades de flujo en las pilas individuales. La migración lateral de las corrientes trenzadas tiene lugar por el cambio lateral de un brazo frente a la orilla, pero la información disponible indica que las tasas de migración lateral son generalmente menores en los ríos meándricos. A lo largo de los cauces trenzados, sin embargo, la migración no se presenta exclusivamente en la orilla externa de las curvas sino que se puede presentar en cualquier punto por el cambio lateral de los brazos individuales.

2.12.12 Cauces anastomosados

Un cauce anastomosado difiere de uno trenzado en que el flujo se divide por islas más que por barras y las islas son largas en relación con el ancho del río. Los canales individuales son más anchos y separados de manera diferente por una posición más fija que los brazos en los ríos trenzados. Un río anastomosado no necesariamente transmite el flujo con niveles normales sino que posee un canal activo y bien definido sin bloqueos por parte de la vegetación. El grado de anastomosamiento se ha categorizado de manera arbitraria en la figura 2.44 de la misma manera como se describió el grado de trenzamiento.

A pesar de que la diferencia entre cauces trenzados y anastomosados puede parecer académica, ésta tiene un significado real para efectos de ingeniería. Debido a que un río anastomosado posee canales relativamente permanentes que pueden transportar grandes caudales, la derivación y el confinamiento de un río de este tipo tiende a ser más difícil que en los ríos trenzados. Los problemas asociados a los puentes en cauces anastomosados se pueden evitar seleccionando sitios donde el río no sea anastomosado. De lo contrario, el ingeniero tiene que escoger entre la construcción de más de un puente o la construcción de un puente largo o la rectificación de diferentes cauces dentro de una corriente única. Si un puente se construye cerca o dentro de la unión de cauces anastomosados se pueden presentar problemas con el alineamiento del flujo. En los sitios donde los cauces anastomosados son cruzados por puentes separados, puede ser difícil estimar el caudal de diseño de cada uno de los puentes. Si un cauce anastomosado resulta bloqueado parcialmente por material flotante o hielo se puede derivar hacia el otro un valor inesperado del caudal.

2.12.13 Variabilidad del ancho y desarrollo de barras

La variabilidad del ancho de un río sin vegetación es un indicador útil de la estabilidad lateral de un río. La impresión visual del ancho de un río sin vegetación en fotografías aéreas depende de los tonos relativamente oscuros de la vegetación en contraste con los tonos claros de los sedimentos o del agua. Se considera que un río tiene un ancho uniforme si el ancho sin vegetación en las curvas no es mayor que 1,5 veces el ancho promedio en los sitios estrechos.

La relación entre la variabilidad del ancho y la estabilidad lateral se fundamenta en la tasa de desarrollo de las barras laterales y de las barras alternadas. Si la orilla cóncava en una curva se erosiona lentamente, la barra lateral también crecerá de manera lenta y la vegetación empezará a establecerse en ella. La parte sin vegetación de la barra aparece como una medialuna estrecha. Si la orilla se erosiona rápidamente la parte sin vegetación de la barra lateral que crece rápidamente será ancha y visible. Una barra lateral con un ancho sin vegetación mayor que el ancho de la corriente en la curva se considera que es más ancha que el promedio. Las tasas de erosión lateral son probablemente altas en los tramos del río donde las barras laterales desnudas tienden a exceder el ancho medio. En sitios donde la vegetación se establece rápidamente, tal como en las zonas lluviosas del sur, la socavación de orillas en las curvas puede ser un indicador más confiable de la inestabilidad que el ancho sin vegetación de las barras laterales.

En la figura 2.44 se distinguen tres categorías de variabilidad del ancho, pero la estabilidad lateral relativa de ellas se debe evaluar en relación con el desarrollo de la barra y con otras propiedades. En general, los ríos de igual ancho que tienen barras laterales estrechas son los más estables lateralmente y los cauces con anchos aleato-

ríos con barras laterales anchas e irregulares son los menos estables. La estabilidad vertical o la tendencia a la socavación no pueden ser evaluadas a partir de esas propiedades. La socavación se puede presentar en cualquier río aluvial. En realidad el mayor potencial de socavación profunda se puede esperar en canales lateralmente estables de igual ancho que tienden a presentar secciones transversales relativamente profundas y estrechas y material del lecho variado entre limos y arenas.

2.13 AGRADACIÓN/DEGRADACIÓN Y CONCEPTOS SOBRE CONTINUIDAD DE LOS SEDIMENTOS

2.13.1 Agradación/degradación

La agradación y degradación son un ascenso y un descenso del lecho del río a lo largo del tiempo en distancias considerables. Esos cambios pueden ser el resultado tanto de transformaciones naturales como inducidos en la cuenca. El concepto de continuidad de sedimentos es un principio elemental aplicado tanto en los análisis cualitativos como cuantitativos sobre los cambios en la elevación del lecho. Después de una introducción sobre el concepto de continuidad de sedimentos se revisan algunos factores que producen cambios en la elevación del lecho.

2.13.2 Revisión del concepto de continuidad de sedimentos

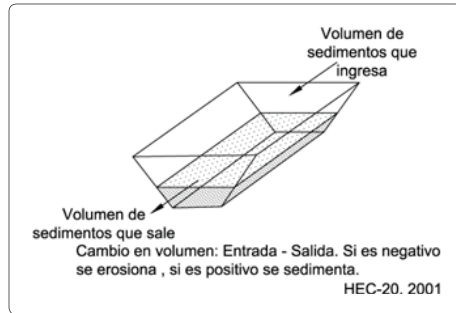
La cantidad de material transportado erosionado o depositado en un río aluvial es una función del suministro de sedimentos y de la capacidad de transporte del río. El suministro de sedimentos proviene de la cuenca aferente y de cierta erosión que se presenta en la zona de aguas arriba del río. La capacidad de transporte de sedimentos es una función del tamaño de los sólidos del caudal del río y de las propiedades geométricas e hidráulicas del cauce. Cuando la capacidad de transporte (salida de sedimentos) es igual al suministro (ingreso de sedimentos) existe un estado de equilibrio.

La aplicación del concepto de continuidad de sedimentos para un tramo singular de un río ilustra la relación entre el suministro de sedimentos y su capacidad de transporte. Técnicamente el concepto de continuidad de sedimentos establece que el ingreso de sedimentos menos la salida de sedimentos es igual a la tasa de variación del volumen de sedimentos respecto al tiempo en un tramo dado. De una manera más sencilla, se puede decir que durante un período de tiempo dado la cantidad de sedimentos que ingresa a un tramo menos la cantidad de sedimentos que se evacúan en su extremo final es igual a la variación de la cantidad de sedimentos almacenados en ese tramo (figura 2.50). El ingreso de sedimentos a un determinado tramo se define como el suministro de sedimentos a partir de la

cuenca (aguas arriba del tramo estudiado más un ingreso lateral significativo directamente al tramo en estudio). La capacidad de transporte del río dentro del tramo dado define la salida de sedimentos. Los cambios en el volumen de sedimentos dentro del tramo se presentan cuando el ingreso total al tramo (suministro de sedimentos) no es igual a la salida hacia aguas abajo (capacidad de transporte de sedimentos). Cuando el suministro de sedimentos es menor

que la capacidad de transporte se presenta erosión en el tramo (degradación) de tal manera que la capacidad de transporte a la salida se cumple, a menos que existan controles que limiten la erosión. Al contrario, cuando el suministro de sedimentos es mayor que la capacidad de transporte se produce una depositación (agradación).

Los controles que limitan la erosión pueden ser naturales o inducidos por el hombre. Los inducidos incluyen las protecciones de orillas, las estructuras de control de nivel y los cruces con puentes estabilizados. Los controles naturales pueden ser geológicos, tales como cortes o la presencia de sedimentos suficientemente gruesos en el río. La presencia de materiales gruesos puede generar la formación de una coraza de sedimentos gruesos que no son transportados en condiciones medias del flujo.



▲ **Figura 2.50** Esquema para definir el concepto de continuidad de un sedimento aplicado a un tramo de un río en un instante dado.

Factores que inician los cambios en la elevación del lecho

Cambios inducidos por el hombre. Las actividades humanas son la mayor causa de los cambios en la elevación del lecho. Los cambios muy pequeños en la elevación del lecho se deben a causas naturales, aunque algunos pueden ser el resultado de causas humanas y naturales. Las actividades más comunes que producen cambios en la elevación del lecho por actividades humanas son: las alteraciones del río, los dragados del lecho, las presas y embalses y los cambios en el uso de la tierra. La construcción de carreteras, incluyendo la construcción de puentes y alteraciones del río de extensión limitada, generalmente afectan la estabilidad vertical del río sólo de manera local.

Alteraciones del río. Los dragados, canalizaciones, rectificaciones, los cortes de meandros para disminuir el camino del flujo de un río y las limpiezas para incrementar la capacidad del río son las principales causas de cambios en la elevación del lecho. Un incremento de la pendiente producido por una disminución en la longitud del cauce o un incremento de la capacidad del flujo produce un incremento en las velocidades y, por lo tanto un aumento en la capacidad de transporte. Si el río previamente

se encontraba en equilibrio (suministro = a la capacidad de transporte) el río se puede ajustar, ya sea incrementando su longitud o reduciendo su pendiente por degradación con el fin de reestablecer el equilibrio. La respuesta más frecuente es la degradación del cauce seguida de una erosión de orillas y un nuevo patrón de meandros.

Las contracciones de un cauce como control del río para mantener la navegación o para cruces de carreteras también aumentan las velocidades y la capacidad de transporte de sedimentos en el tramo confinado o contraído. La degradación resultante se puede considerar local, pero se puede extender a lo largo de un tramo considerable dependiendo de la magnitud del control del río. Las contracciones o estrechamientos también pueden producir problemas de agradación aguas abajo.

La respuesta a un aumento en la carga de sedimentos de un tramo que se encuentra cerca de la condición de equilibrio (es decir, el suministro ahora es mayor que la capacidad de transporte) normalmente es la depositación en el cauce aguas abajo de la alteración. El resultado es un aumento en los niveles de creciente y desbordamientos en los tramos de aguas abajo. A lo largo del tiempo la agradación progresa tanto aguas arriba como aguas abajo del extremo del río alterado y el tramo puede iniciar un trenzamiento local correspondiente a la búsqueda de un nuevo balance entre el suministro de sedimentos y la capacidad de transporte de sólidos.

Dragado del lecho. El dragado del lecho para arenas y gravas puede ser beneficioso o dañino dependiendo del balance entre el suministro de sedimentos y la capacidad de transporte. Cuando el suministro excede la capacidad de transporte del río debido a actividades humanas en la cuenca o por causas naturales la remoción controlada de barras de gravas y los dragados limitados pueden mejorar tanto la estabilidad lateral como vertical de los ríos.

El resultado usual del dragado del lecho es un desbalance entre el suministro de sedimentos y su capacidad de transporte. Aguas arriba de la operación puede aumentar la pendiente de la superficie del agua lo mismo que la erosión de orillas y se puede producir un corte o una fosa. La extensión del daño que puede ocurrir es una función del volumen y de la profundidad del dragado de arena y gravas respecto al tamaño del río, al tamaño del material del lecho, a los hidrogramas de las crecientes, al transporte de sedimentos aguas arriba y a la ubicación del dragado. Si el tamaño de la zona de préstamo es suficientemente grande, dentro del área dragada quedará atrapada una cantidad sustancial de sedimentos que ingresan y se presentará degradación aguas abajo. Si la erosión de orillas y los cortes aguas arriba del préstamo producen un suministro de sedimentos mayor que la capacidad de atrape de la fosa de dragado y de la capacidad de transporte, aguas abajo se deberá presentar una agradación. Sin embargo, esta circunstancia es improbable y el dragado del lecho, generalmente, produce degradación tanto aguas arriba como aguas abajo del sitio de préstamo.

Presas y embalses. Los embalses de almacenamiento y de control de crecientes producen una respuesta del río tanto aguas arriba como aguas abajo. Una corriente

que transita dentro de un embalse forma un delta a medida que la carga de sedimentos se deposita en el agua almacenada. Esta deposición reduce el gradiente del río aguas arriba del embalse y propicia la agradación en el cauce. La agradación se puede extender varios kilómetros hacia aguas arriba.

Aguas arriba de los embalses se afecta la estabilidad del cauce debido a los cambios en las características del flujo y debido a que la corriente está relativamente libre de sedimentos. El agua clara trata de adquirir una nueva carga de sedimentos y puede producir degradaciones. El cauce y el gradiente del río que existían antes de la construcción de la presa son el resultado acumulado de crecientes pasadas de varios tamaños y están sujetos a cambios con cada creciente. Los caudales después de la construcción son, generalmente de menor magnitud o de menor duración, y el río debe establecer un nuevo balance a lo largo del tiempo acorde con las nuevas características del flujo.

Es posible que se presenten agradaciones aguas abajo de un embalse si el flujo es insuficiente para transportar el tamaño o el volumen de sedimentos aportado por los tributarios. La regulación de caudales, que es uno de los objetivos de la construcción de presas y de la operación de embalses, a veces se toma en consideración al evaluar la respuesta del sistema fluvial a esta actividad. La reducción en la magnitud de las crecientes y de los niveles aguas abajo de las presas como resultado de la operación de embalses puede producir un gran aumento de los gradientes hidráulicos y de la degradación de los tributarios aguas abajo de la presa. Una falla notable del puente sobre el río Big Sioux fue atribuida en parte a una condición de este tipo.

Cambios en el uso de la tierra. Las actividades agrícolas, las urbanizaciones, los desarrollos comerciales y las actividades de construcción también contribuyen a los problemas de la elevación del lecho en ríos. Las deforestaciones y la destrucción de potreros por sobrepastoreo y cultivos pueden acelerar la deforestación, sobrecargando con sedimentos las corrientes receptoras (es decir, con excesos de aportes de sedimentos). Si persiste la sobrecarga el sistema fluvial se agrada y aumenta su pendiente para incrementar su capacidad de transporte.

La construcción y desarrollo de zonas urbanas y comerciales pueden afectar la estabilidad de los ríos. Las zonas urbanas completamente desarrolladas producen bajas cantidades de sedimentos debido a que están cubiertas por superficies impermeables, pero tienden a aumentar la magnitud de la escorrentía y reducen su duración. La respuesta de un sistema fluvial pequeño a esos cambios es la degradación, los cambios de la forma en planta (por ejemplo, aumento de la sinuosidad) y la ampliación del río aguas abajo de la zona urbanizada. Sin embargo, si la zona urbanizada es pequeña respecto a la cuenca en la cual se encuentra, el efecto neto probablemente será pequeño.

Cambios naturales. Las causas naturales de la inestabilidad de los ríos son fundamentalmente las alteraciones del cauce, los terremotos, las actividades tectónicas y

volcánicas, los cambios climáticos, los incendios y la erosión del material de orillas y del lecho.

Las alteraciones naturales del río más comunes son el desarrollo de cortes en meandros (a manera de rectificación de ríos). Esto produce un flujo más corto, un gradiente longitudinal más pronunciado y un aumento en la capacidad de transporte del río. La erosión significativa de orillas y la degradación progresan hasta que se puede producir un control aguas arriba. Aguas abajo del corte se presenta agradación.

Los deslizamientos severos, las avalanchas, la subpresión y los cambios laterales del terreno y la licuación de materiales de otra manera semiestables están asociados a terremotos y actividades tectónicas. La respuesta a esas actividades incluye cambios en el río, la socavación o depositación local, los cortes e inestabilidad de orillas.

Los abanicos aluviales que discurren sobre valles asentados son los casos más comunes de agradación natural de ríos.

2.14 MORFOLOGÍA DE LA CUENCA

La geomorfología tiene que ver con la forma de la corteza terrestre dada a ésta de manera natural, bien sea por procesos tectónicos o acción de las corrientes naturales. La morfología de la cuenca queda definida por tres tipos de parámetros:

1. Parámetros de forma
2. Parámetros de relieve
3. Parámetros relativos a la red hidrográfica

Estos parámetros se calculan con bastante frecuencia en los estudios hidrológicos y geomorfológicos pero su aplicación práctica es muy relativa. En términos prácticos, casi nunca se emplean en los cálculos de las crecientes en donde encuentran, eventualmente, su mayor empleo. Por lo tanto, quedan normalmente relegados a una descripción más o menos general de las cuencas y su relación con los caudales. Aún así, se deben interpretar con mucho cuidado, dado que, por ejemplo, el índice de compacidad y el factor de forma pueden indicar que la cuenca es alargada y, en consecuencia, el pico de la creciente debe ser relativamente moderado, dado que la simultaneidad de la escorrentía y su concentración en el tiempo no es muy alta. Sin embargo, la densidad de drenaje puede ser alta por lo cual aumenta la eficiencia de la cuenca en este aspecto, haciendo que el valor de la creciente aumente.

2.14.1 Parámetros de forma

La forma de una cuenca influye sobre los escurrimientos y sobre la marcha del hidrograma resultante de una precipitación dada. Así, en una cuenca de forma alargada el agua discurre en general por un solo cauce principal, mientras que en

otra de forma ovalada los escurrimientos recorren cauces secundarios hasta llegar a uno principal, por lo que la duración del escurrimiento es superior. Los índices más empleados para representar esta característica son:

Coefficiente de Gravelius, coeficiente de compacidad o índice de compacidad

Relaciona el perímetro de la cuenca con el perímetro de otra teórica circular de la misma superficie. Su expresión es la siguiente:

$$C_g = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A_C}} \approx 0,28 \frac{P}{\sqrt{A_C}} \quad (2.9)$$

C_g , coeficiente de Gravelius; P, perímetro de cuenca en km; A_C , superficie de la cuenca en km².

El valor que toma esta expresión es siempre mayor que la unidad y crece con la irregularidad de la forma de la cuenca; mientras más se acerque este coeficiente a uno, mayor será la respuesta de la cuenca ante un evento de lluvia, pues su tiempo de concentración será menor. Valores próximos a tres indican cuencas muy alargadas, con tiempos de respuesta menores ante una lluvia, estableciéndose la siguiente clasificación:

C_g	Forma
1,00 – 1,25	Redonda
1,25 – 1,50	Ovalada
1,50 – 1,75	Oblonga

Rectángulo equivalente

Roche supone que el escurrimiento de una cuenca dada es aproximadamente el mismo, en condiciones climatológicas idénticas, que sobre una rectángulo de la misma superficie, teniendo el mismo coeficiente de Gravelius y la misma repartición hipsométrica y suponiendo que la distribución del suelo, de vegetación y de densidad de drenaje son respetadas en las diferentes áreas comprendidas entre curvas de nivel.

Es una transformación puramente geométrica de la cuenca en un rectángulo del mismo perímetro, convirtiéndose las curvas de nivel en rectas paralelas a los lados menores, siendo éstos la primera y la última curva de nivel. Dicha transformación toma las siguientes expresiones:

$$L_{rec} = \frac{C_g \sqrt{A_C}}{1,12} \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{C_g} \right)^2} \right) \quad (2.10)$$

$$l_{rec} = \frac{C_g \sqrt{A_C}}{1,12} \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{C_g} \right)^2} \right) \quad (2.11)$$

En unidades homogéneas, se tiene: L_{rec} altura del rectángulo; l_{rec} base del rectángulo; C_g coeficiente de Gravelius; A_C superficie de la cuenca.

Factor de forma: El factor de forma, R_f según Horton es la relación entre la superficie de la cuenca y el cuadrado de su longitud, donde L es la longitud del cauce principal, y A_C el área de la cuenca. Valores pequeños de este parámetro, muestran una tendencia de la cuenca a presentar crecientes lentas y sostenidas.

$$R_f = \frac{A_C}{L^2}$$

Relación de elongación: (R_e) es la relación entre el diámetro de un círculo de área igual a la cuenca y la longitud de la cuenca (L), expresando el diámetro en función del área de la cuenca (A_C).

$$R_e = 1,128 \frac{\sqrt{A_C}}{L}$$

Densidad de drenaje: Es la relación entre la longitud total de los cauces pertenecientes a su red de drenaje (L_T) y la superficie de la cuenca. Valores altos indican preponderancia del flujo en el cauce frente al flujo en ladera, lo que indica un menor tiempo de respuesta de la cuenca y, por tanto, un menor tiempo al pico del hidrograma de creciente.

$$D = \frac{L_T}{A_C}$$

2.14.2 Parámetros de relieve

La influencia del relieve sobre el hidrograma es aún más evidente. A una mayor pendiente corresponderá una menor duración de concentración de las aguas de escorrentía en la red de drenaje y afluentes al curso principal. Los parámetros más utilizados son los siguientes:

Curva hipsométrica

Es frecuente definir el relieve por la curva hipsométrica de la cuenca, que representa gráficamente cotas del terreno en función de las superficies correspondientes. Para realizarla se lleva, a escalas convenientes, la altitud dada en las ordenadas y la superfi-

cie de la cuenca, para la cual cada punto tiene cota al menos igual a esa altitud, en proyección horizontal, en las abscisas. Esta última se obtiene determinando la superficie correspondiente al área definida en la cuenca entre la curva de nivel cuya cota se ha definido en las ordenadas y los límites de la cuenca por encima de la citada cota; se verifica esta operación para todos los intervalos seleccionados en las ordenadas. En las figuras 2.51 y 2.52 se dan dos ejemplos de curvas hipsométricas en dos cuencas diferentes.

La curva hipsométrica permite caracterizar el relieve: una pendiente fuerte en el origen hacia cotas inferiores en las llanuras o penillanuras; si la pendiente es muy fuerte hay peligro de inundación. Una pendiente muy débil en esa parte revela un valle encajonado. Una pendiente fuerte hacia la parte media indica una meseta.

Altura media

Se calcula como el cociente entre el volumen de la cuenca (superficie comprendida entre la curva hipsométrica y los ejes coordenados) y su superficie, es decir:

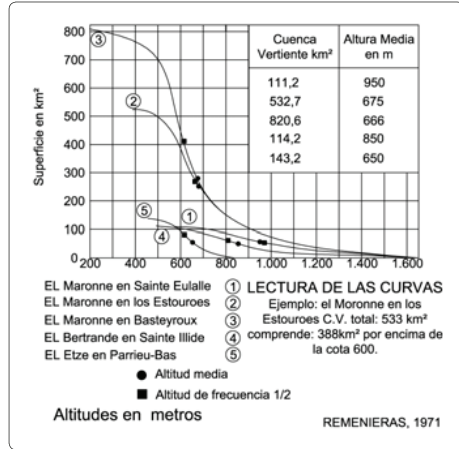
$$\overline{h}_C = \frac{V_C}{A_C} \quad (2.12)$$

$\overline{h}_C$, altura media (m); V_C , volumen de la cuenca (m³); A_C , superficie de la cuenca (m²)

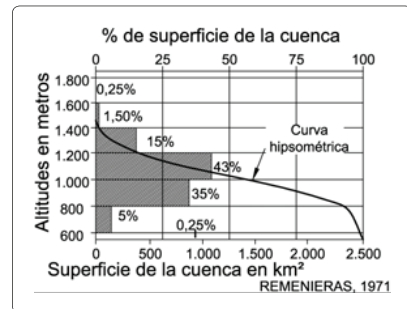
La altura media es tanto mayor cuanto más se eleva el relieve por encima de la altitud mínima y tanto menor cuanto menores variaciones de altitud presente el relieve.

Pendiente media

- Pendiente longitudinal ponderada (Taylor)
- Pendiente longitudinal ponderada (geométrica)
- Pendiente longitudinal ponderada por área



▲ **Figura 2.51** Curvas hipsométricas de las cuencas en las estaciones del Maronne y sus afluentes.



▲ **Figura 2.52** Curvas hipsométricas y curva de frecuencias altimétricas en la cuenca del Trugère en Sarraus.

Es otro parámetro definidor del relieve, y se calcula como la media ponderada de las pendientes de todas las superficies elementales en las que la línea de máxima pendiente es constante.

Su expresión es la siguiente:

$$S_C = 100 \frac{\sum Li \cdot E_C}{A_C} \quad (2.13)$$

S_C , pendiente media de la cuenca en tanto por ciento; $\sum Li$, suma de las longitudes de las curvas de nivel (km); E_C , equidistancia entre curvas de nivel (km); A_C , superficie de la cuenca (km^2).

Parámetros de relieve en relación con la erosión

Es evidente el carácter determinante que toma el relieve en el fenómeno erosivo. Los índices más utilizados que destacan esta relación son:

Coefficiente de Masividad (F. Fournier)

Se presenta por $\tan \alpha$ y fue establecido por Martonne, su expresión es la siguiente:

$$\tan \alpha = \frac{\overline{h_C}}{A_C} \quad (2.14)$$

$\overline{h_C}$, altura media de la cuenca (m); A_C , superficie de la cuenca (km^2)

Este coeficiente permite diferenciar netamente cuencas de igual altura media y relieve distintos, aún cuando no es suficiente para caracterizar la proclividad a la erosión de una cuenca, pues da valores iguales en caso de cuencas diferenciadas, como es el caso en el que altura media y superficie aumenten proporcionalmente.

Coefficiente orográfico (F. Fournier)

Se define como:

$$C.O. = \overline{h_C} \cdot \tan \alpha \quad (2.15)$$

$C.O. < 6$ relieve poco accidentado

$C.O. > 6$ relieve accidentado

$\overline{h_C}$, Altura media de la cuenca (m); $\tan \alpha$, coeficiente de masividad

Este índice combina los dos parámetros del relieve actuantes en los procesos erosivos: la altura media sobre la energía potencial del agua, y la inclinación caracte-

rística de las laderas de la cuenca sobre la energía cinética del flujo de la escorrentía superficial.

Factor topográfico $L \cdot S$ (L - longitud del declive, S - pendiente) definidos por Wichmeier (Usle, 1982) y por Mc.Cool (Rusle, 1989).

2.14.3 Parámetros relativos a la red hidrográfica

Como se sabe, la red hidrográfica es el drenaje natural, permanente o temporal, por el que fluyen las aguas de los escurrimientos superficiales, hipodérmicos y subterráneos de la cuenca.

La red hidrográfica superficial se analiza a través de una serie de clasificaciones y parámetros:

Longitud del cauce principal:

La longitud de un río (o corriente principal de la cuenca) es la distancia entre la desembocadura y el nacimiento.

Longitud de la cuenca:

Es la longitud de una línea recta con dirección paralela o semiparalela a la corriente principal.

Pendiente del cauce principal:

Es la relación entre la diferencia de cotas entre el punto más alto y el punto más bajo del perfil del río y la longitud del cauce (proyección en el plano horizontal de la línea que une los dos puntos extremos a lo largo del cauce).

Pendiente de la cuenca:

Es el promedio ponderado de las pendientes que se ubican en el interior de los límites de la cuenca.

Altura media de la cuenca:

La altura o elevación media de una cuenca está relacionada con el clima de la región o patrón general climático de la zona, especialmente en referencia a la temperatura y la lluvia.

Perímetro:

Es la longitud del límite exterior de la cuenca y depende de la superficie y la forma de la cuenca. Se mide siguiendo el contorno de la divisoria de aguas.

Longitud del cauce al centroide:

Longitud del cauce hasta el punto más cercano al centroide. La determinación del centroide puede hacerse analíticamente, como el cálculo del momento de inercia de una superficie. Empíricamente, se hace utilizando el hecho de que el centroide debe coincidir con el centro de gravedad de un cuerpo con la forma de la cuenca y un espesor constante.

Longitud al punto más alejado:

Es la distancia entre el punto de salida de la cuenca, y el punto más alejado de la misma siguiendo la dirección de drenaje, siendo esta la máxima distancia recorrida por el flujo de agua dentro de la cuenca.

Densidad de drenaje:

La densidad de drenaje está definida para una cuenca dada como la longitud media de curso por unidad de superficie y se define mediante la expresión:

$$D_D = \frac{\sum L_i}{A_C} \quad (2.16)$$

D , densidad de drenaje (km^{-1}); $\sum L_i$, suma de las longitudes de los cursos que integran en la cuenca (km); A_C , superficie de la cuenca (km^2)

En un principio, y sin tener en cuenta otros factores del medio físico de la cuenca, cuanto mayor sea la densidad de drenaje, más rápida será la respuesta de la cuenca frente a una tormenta, evacuando el agua en menos tiempo.

En efecto, al ser la densidad de drenaje alta, una gota deberá recorrer una longitud de ladera pequeña, realizando la mayor parte del recorrido a lo largo de los cauces, donde la velocidad del escurrimiento es mayor; por lo tanto los hidrogramas en principio tendrán un tiempo de concentración corto.

Pendiente media de un cauce

Se calcula mediante la expresión:

$$S_O = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{L_N} \cdot 100 \quad (2.17)$$

S_O , pendiente media del cauce (%); $H_{\max}$, altitud máxima del cauce (m); $H_{\min}$, altitud mínima del cauce (m); L_N , longitud del cauce (m)

Alejamiento medio

Es un coeficiente que relaciona el curso de agua más largo con la superficie de la cuenca. Su expresión es:

$$al = \frac{L_N}{\sqrt{A_C}} \quad (2.18)$$

al , alejamiento medio; L_N , longitud del curso de agua más largo (km); A_C , superficie de la cuenca (km^2).

Constante de estabilidad del río:

Es el valor inverso de la densidad de drenaje y representa el área de cuenca necesaria para mantener condiciones hidrológicas estables en una unidad de longitud de cauce. Se considera como una medida de la erodabilidad de la cuenca. Las zonas con fundaciones rocosas o con suelos muy permeables y elevada capacidad de infiltración o con densa cobertura vegetal tienen valores altos de la constante de estabilidad y bajos de densidad de drenaje. Por el contrario, una baja constante de estabilidad, o una elevada densidad de drenaje, es característica de cuencas con rocas débiles, escasa o nula vegetación y baja capacidad de infiltración del suelo.

Ley de bifurcación de Horton (R_b):

La ley de bifurcación para un orden de corrientes determinado, se define como la relación entre el número de corrientes de un orden dado y el número de cauces con un orden superior. N_n es el número de corrientes de orden n , y $N_n + 1$ el número de cauces de orden $n+1$. Se determina usando la pendiente de la recta que resulta de graficar el logaritmo decimal del número de corrientes de cada orden en el eje de las ordenadas y el orden de las corrientes en el eje de las abscisas por medio de un ajuste de mínimos cuadrados. Su valor medio se define como el anti-logaritmo de la pendiente de la recta ajustada a las parejas de valores. En general, la relación de bifurcación varía entre 3 y 5, donde valores altos de este parámetro son propios de cuencas ubicadas en zonas montañosas y rocosas, o en cuencas muy alargadas en la dirección del cauce principal.

$$Rb = \frac{N_n}{N_n + 1}$$

Relación de áreas (R_a):

Relaciona el área promedio de las corrientes de un orden n , sobre el área promedio de las corrientes de orden inmediatamente inferior ($n-1$). Para cada corriente de un

orden de Horton dado se calcula el área de drenaje del punto final de la corriente, luego se define el promedio entre todas las corrientes de cada uno de los órdenes de la cuenca y se ajusta una línea recta a pares de puntos conformados por el logaritmo natural del promedio antes mencionado y los órdenes de Horton. La pendiente de dicho ajuste es el valor estimado de R_a .

Relación de longitud (RL):

Es la relación entre la longitud promedia de las corrientes de orden n , y la longitud promedia de las corrientes de orden $n-1$:

$$\frac{\bar{L}_i}{\bar{L}_{i-1}} \cong R_L$$

Este parámetro posee un valor medio de 2, variando típicamente entre 1,5 y 3,5.

Índice de Torrencialidad:

Es la relación entre el área de drenaje y el número de corrientes de orden 1 hasta el punto donde se calculó dicha área. Valores bajos de este índice indican un mayor potencial erosivo en la cuenca de drenaje.

Tiempo de concentración

Como se ha visto anteriormente, a igualdad del resto de los factores, la morfología de una cuenca determina su funcionamiento desde el punto de vista de los escurrimientos. Un concepto fundamental en el análisis de estos escurrimientos es el tiempo de concentración, que se define como el tiempo que tarda en llegar a la sección de salida la gota de lluvia caída en el extremo hidráulicamente más alejado de la cuenca, determinándose mediante fórmulas experimentales (cuadro 2.11), de las cuales la más utilizada en nuestro medio es la de Kirpich. En la mayoría de los casos los resultados obtenidos utilizando diversas metodologías arrojan resultados similares.

FÓRMULA	EXPLICACIÓN DE VARIABLES
1. California Culverts Practice (1942) $t_C = 60 \cdot \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0,385}$	L - Longitud del río desde su nacimiento hasta el sitio donde se calcula la creciente (km) H - Diferencia de cotas entre el nacimiento del río y el sitio donde se calcula la creciente (m) t_C -Tiempo de concentración (minutos)
2. Kirpich (1990) $T_C = 4 \cdot \left(\frac{L}{\sqrt{S}} \right)^{0,77}$	L - Longitud del río desde su nacimiento hasta el sitio donde se calcula la creciente (km) S - Pendiente del cauce entre el nacimiento del río y el sitio donde se calcula la creciente (m/m) t_C -Tiempo de concentración (minutos)
3. Témez (1978) $t_C = 9 \cdot \left(\frac{L}{S^{0,25}} \right)^{0,75}$	L - Longitud del río desde su nacimiento hasta el sitio donde se calcula la creciente (km) S - Pendiente del cauce entre el nacimiento del río y el sitio donde se calcula la creciente (m/m) t_C -Tiempo de concentración (minutos)
4. Giandioti (1990) $t_C = 60 \cdot \frac{4\sqrt{A} + 1,5 \cdot L}{25,3\sqrt{L \cdot S}}$	A = área cuenca (km²) L - Longitud del río desde su nacimiento hasta el sitio donde se calcula la creciente (km) S - Pendiente del cauce entre el nacimiento del río y el sitio donde se calcula la creciente (m/m) t_C -Tiempo de concentración (minutos)
5. U.S. Corps of Engineers $t_C = 7,56 \cdot L^{0,76} \cdot S^{-0,19}$	L - Longitud del río desde su nacimiento hasta el sitio donde se calcula la creciente (km) S - Pendiente del cauce entre el nacimiento del río y el sitio donde se calcula la creciente (m/m) t_C -Tiempo de concentración (minutos)
6. Chow $t_C = 7,38 \cdot L^{0,64} \cdot S^{-0,32}$	L - Longitud del río desde su nacimiento hasta el sitio donde se calcula la creciente (km) S - Pendiente del cauce entre el nacimiento del río y el sitio donde se calcula la creciente (m/m) t_C -Tiempo de concentración (minutos)

▲ **Cuadro 2.11** Diferentes fórmulas para calcular el tiempo de concentración.



CAPÍTULO 3

Análisis general de la estabilidad de cauces

NOMENCLATURA

A_M	Amplitud de un meandro
T_D	Ancho del río asociado al caudal dominante
T_O	Ancho superior de un cauce con el caudal dominante
$\bar{W}_{máx}$	Ángulo máximo entre un tramo de un río y el eje medio del valle bajo
q_s	Capacidad de transporte de sedimentos por unidad de ancho
Q_b	Caudal de orillas llenas (banca llena)
Q_d	Caudal dominante
Q	Caudal líquido en un río
Q_m	Caudal medio anual
Q_s	Caudal sólido en un río
q	Caudal unitario (caudal por unidad de ancho)
n	Coefficiente de rugosidad de Manning
a_1	Coefficiente en la fórmula de capacidad de transporte
C_p	Concentración (en peso) de los sedimentos
d_{84}	Diámetro de las partículas respecto al cual el 84% en peso es más fino
d_C	Diámetro de las partículas
θ_R	Dirección de un río en planta

τ_o	Esfuerzo cortante en la frontera, la cual suele ser el fondo y las paredes de un cauce
Y_a	Espesor de la capa acorazada
b_1	Exponente en la fórmula de capacidad de transporte
c_1	Exponente en la fórmula de capacidad de transporte
X_s	Función sinusoidal de la distancia
K_μ	Indicativo para diferenciar entre ríos trenzados y meándricos
λ_m	Longitud de onda de un meandro
L	Longitud de un tramo de un río
$\Delta_{máx}$	Máxima desviación de un río respecto a un alineamiento rectilíneo
S_{cx}	Pendiente del cauce existente
S_{eq}	Pendiente del río para la cual las partículas suspenden el movimiento (pendiente de equilibrio)
S_f	Pendiente longitudinal de la línea de energía
S_o	Pendiente longitudinal del fondo de una corriente natural
γ_s	Peso específico de los sólidos
γ	Peso específico del agua
M	Porcentaje de limo-arcilla en los contornos del río
P_c	Porcentaje del material grueso o tamaño crítico de la partícula, expresada en fracciones de la unidad
n_p	Porosidad del material del lecho
Y_s	Profundidad de degradación o de socavación
R_c	Radio de curvatura a lo largo del eje de una curva
R	Radio hidráulico
F_A	Relación ancho/profundidad de una corriente natural
K_{abs}	Rugosidad absoluta del lecho de un cauce
P_{SP}	Sinuosidad del trazado en planta de un río
d_{crit}	Tamaño crítico de los sedimentos
θ_C	Valor crítico del parámetro de Shields
U_*	Velocidad cortante
U_{cr}	Velocidad crítica
w	Velocidad de caída de los sedimentos
$\bar{U}$	Velocidad media del flujo
ν	Viscosidad cinemática
Δ_V	Volumen de sedimento acumulado o erosionado
$\nabla_S (salida)$	Volumen de sedimentos removidos de un tramo
$\nabla_S (entrada)$	Volumen de sedimentos suministrados a un tramo

PRESENTACIÓN

El presente capítulo aborda los fenómenos de estabilidad de cauces aplicados a puentes y obras similares construidas sobre ríos o en sus orillas, a partir del entendimiento de los mecanismos que lo generan y teniendo en cuenta la información técnica en cuanto a procesos de socavación, de erosión y similares. Se complementa bien con lo expuesto en los capítulos cuatro y cinco.

En el tema de estabilidad, el desarrollo de análisis detallados debe empezar con la aplicación de principios básicos y sencillos según los requerimientos para luego usar técnicas de solución más complejas. Según este enfoque, se debe iniciar con un análisis cualitativo aplicando principios cuantitativos básicos para luego apelar, según los requerimientos, a procedimientos más complejos, de tal manera que se obtengan resultados razonables y precisos minimizando el tiempo y el esfuerzo requerido.

Las complejidades inherentes al análisis de la estabilidad de cauces se hacen más agudas cuando ellos interfieren con los cruces de carreteras y, por lo tanto, requieren un procedimiento como el mencionado anteriormente. La evaluación y el diseño de un cruce deben empezar con una evaluación cualitativa de la estabilidad del cauce. Esto incluye la aplicación de conceptos geomorfológicos para identificar los problemas potenciales y las soluciones alternativas. Este análisis debe estar seguido de un estudio cuantitativo usando los conceptos básicos de hidrología, hidráulica e ingeniería de transporte de sedimentos. El trabajo debe incluir una evaluación de las crecientes históricas, de las condiciones hidráulicas del río (incluyendo, por ejemplo el estudio de perfiles del agua) y los análisis básicos del transporte de sedimentos tales como la evaluación de la producción de sedimentos en la cuenca, el estudio de la velocidad de umbral y los cálculos de socavación. Este estudio se puede considerar adecuado en muchos sitios si esto resuelve los problemas y si se explican adecuadamente las relaciones entre los diferentes factores que afectan la estabilidad. De lo contrario se debe considerar un análisis cuantitativo más complejo basado en modelos matemáticos mas detallados y/o en modelos hidráulicos físicos.

La parte fundamental del presente capítulo ha sido traducida del documento “Hydraulic Engineering Circular No 20” (HEC 20,2001) del Departamento de Transporte de los E.U.A. El documento completo en inglés es de gran utilidad y su acceso es inmediato a través de la web.

3.1 ANÁLISIS DE PROCEDIMIENTOS PARA EVALUAR LA INESTABILIDAD DE CAUCES

3.1.1 Introducción

Un cauce estable es aquel que en el tiempo no cambia su tamaño, forma o posición. Sin embargo, todos los ríos aluviales sufren cambios en cierta medida y son ines-

tables de alguna manera. Para propósitos de ingeniería de vías, un cauce se puede considerar inestable si la tasa o magnitud del cambio es suficientemente grande como para que afecte significativamente las consideraciones de planificación, localización, diseño o mantenimiento de una carretera, de un puente o cualquier obra fluvial. Los tipos de cambios que se consideran concernientes son:

Erosión lateral de las orillas, incluyendo la erosión asociada a la migración de meandros. Agradación o degradación del lecho, las cuales progresan con el tiempo. *Variaciones en la elevación del lecho* ocurridas en un corto plazo y, generalmente, asociadas con el paso de una creciente (*socavación y depositación*).

Estos cambios son asociados con la inestabilidad en un sistema de corrientes o en un tramo extenso de un determinado río. En general, no se considera la inestabilidad local causada por la construcción del cruce de una carretera o del acceso a un río, incluyendo la socavación generada por la contracción del flujo y la socavación local debida a la distorsión de líneas de corriente en un objeto dentro del flujo tal como una pila o un estribo, dado que estos temas se tratan extensamente en el libro del mismo autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación.”

3.1.2 Procedimiento general

El análisis de cualquier problema complejo debe comenzar con una visión o evaluación general que incluya una valoración cualitativa del problema y sus soluciones. Este paso inicial es fundamental y debe estar encaminado a reconocer y entender los procesos físicos relevantes, pero sin detenerse en los detalles de cualquier componente del problema. El entendimiento generado de este análisis asegura que los subsiguientes estudios detallados sean diseñados apropiadamente.

En resumen, el procedimiento de solución general para estudiar la estabilidad de cauces debe incluir los siguientes tres niveles: Nivel uno: aplicación de conceptos geomorfológicos simples y otros análisis cualitativos; Nivel dos: uso de conceptos básicos hidrológicos, hidráulicos y de ingeniería de transporte de sedimentos; y Nivel tres: desarrollo de Modelos Matemáticos o Físicos.

3.1.3 Datos requeridos

Los tipos de datos y detalles requeridos para analizar el cruce de una vía o su acceso a un río dependen ampliamente de la inestabilidad relativa del cauce y de la profundidad para obtener una solución adecuada de los problemas potenciales. Si se requiere análisis cuantitativo es necesario disponer de información más detallada, y para resolver problemas en situaciones complejas y de alto riesgo se necesitan datos en tramos extensos del río.

3.1.4 Datos requeridos para el nivel uno: análisis cualitativo y geomorfológico

Los datos necesarios en los análisis preliminares de estabilidad incluyen mapas, fotografías aéreas, notas y fotografías tomadas en inspecciones de campo, información sobre perfiles históricos del río, investigaciones referidas a las actividades humanas en la región y otros datos concernientes a los cambios en la hidrología e hidráulica del cauce a lo largo del tiempo. Los estándares nacionales de inspección de puentes en los Estados Unidos de Norteamérica ENIP requieren inspecciones cada dos años en los 575.000 puentes que hacen parte del Inventario Nacional de Puentes. La publicación expedida por la *Administración Federal de Carreteras* titulada “Guía para el Registro y la Codificación en el Inventario de Estructuras y para la Evaluación de Puentes Nacionales” especifica que los datos referentes al puente, la hidráulica del cauce y la socavación deben ser evaluados y reportados dentro de los ENIP. El ítem 60: subestructura, el ítem 61: canales y protección de canales, el ítem 71: adecuación de vías fluviales, y el ítem 113: socavación crítica en puentes, hacen parte de los aspectos que deben reportarse en ENIP. Estos datos pueden utilizarse para ayudar a los ingenieros a recopilar la información necesaria para el análisis.

Generalmente, la sección transversal del sitio del puente definida en el momento de cada inspección aporta una esquematización cronológica del cauce en el sitio del puente. El área, la ubicación, el sitio, la geología, los suelos y los mapas de uso de la tierra suministran una información valiosa. Un sistema de corrientes inestables aguas arriba o agua abajo del cruce puede causar inestabilidad en el sitio del puente. Se requieren mapas del área para localizar tramos inestables con relación al sitio del puente. Los mapas de las inmediaciones ayudan a identificar problemas más localizados; éstos deberán mostrar un tramo suficientemente largo del río que permita mostrar las características del cauce y localizar barras, brazos y secciones de control. Los mapas del sitio se necesitan para determinar factores que influyan en la estabilidad local y en la dirección de flujo, tales como barras y tributarios. Los mapas geológicos suministran información sobre depósitos y sobre formaciones rocosas al igual que informan sobre cobertura vegetal que controla la estabilidad del cauce. Los suelos y los mapas de uso de la tierra suministran información sobre los usos del suelo, cobertura vegetal, y el uso de la tierra que afecta el carácter y la disponibilidad de los focos sedimentológicos. Las fotografías aéreas registran muchos más detalles del suelo en comparación con los mapas y, frecuentemente, pueden hallarse en intervalos de cinco años. Esto permite medir la tasa de progreso en las migraciones de las curvas y otros cambios del cauce que no son detectados en los mapas, elaborados con menos frecuencia. Periódicamente, una agencia especializada en el tema de carreteras debe tomar fotografías aéreas de cauces inestables activos que pongan en peligro las vías, incluyendo fotos tomadas inmediatamente

después de las crecientes. No obstante, las fotografías aéreas tomadas luego de una gran creciente deben interpretarse con mucho cuidado ya que pueden mostrar información engañosa en relación con la velocidad de cambio del cauce.

Las notas y fotografías de campo procedentes de las inspecciones son importantes para lograr un mayor entendimiento de los problemas de estabilidad de los cauces, particularmente en lo que respecta a la estabilidad local. Las inspecciones de campo deben llevarse a cabo durante períodos de caudales altos y caudales bajos con el fin de registrar la ubicación de cortes por erosión en las bancas o fosas y depósitos en el río. Se deben trazar las diversas direcciones del flujo, describir las señales de agradación o degradación que se adviertan, calcular o medir las propiedades del lecho, los materiales presentes en la orilla y la ubicación e implicaciones de las actividades que puedan producir impactos.

Si se dispone de perfiles históricos de cauces, ellos pueden suministrar información sobre la estabilidad del río. Las tendencias cíclicas en secciones estrechas del cauce y las comparaciones de los niveles del fondo con las cotas antes de la construcción de estructuras, dan información sobre los cambios en el perfil del río. Es frecuentemente útil la información contenida en las secciones transversales y sobre la construcción de puentes. Cuando se hacen comparaciones de este tipo se debe tomar en cuenta la socavación inducida por estructuras construidas.

Frecuentemente, las actividades humanas en las cuencas son la causa de inestabilidad de los cauces. Por consiguiente, es necesario evaluar el impacto de diversas acciones en la inestabilidad de los mismos. Entre ellas se cuentan: la urbanización, la limpieza del terreno, las obstrucciones en los cauces, las canalizaciones, los cortes de curvas, la minería del lecho, la construcción de presas, la operación de embalses, los proyectos de navegación y muchas otras prácticas ya existentes o que se espera aparezcan en el futuro.

Los datos concernientes a los cambios en la morfología son importantes puesto que raramente ocurre un cambio en la corriente a una velocidad constante. Con frecuencia, la inestabilidad de los cauces puede asociarse a un evento determinado, tal como una creciente extrema o una actividad particular en las cuencas o en el cauce principal. Si es posible realizar esta asociación se podrá evaluar de manera más exacta cualquier tasa de cambio. De manera similar, la información sobre cambios hidrológicos o hidráulicos a veces puede asociarse con actividades que causan variaciones en el cauce. Cuando los cambios en la hidráulica de los cauces se asocian con una actividad es fácil encontrar también variaciones en la morfología del río.

3.1.5 Datos necesarios en el nivel dos: análisis de ingeniería básica

Los requerimientos de información básica en los análisis de hidrología, hidráulica e ingeniería de transporte de sedimentos dependen del tipo de estudio que se

debe realizar. Las necesidades de datos hidrológicos incluyen el caudal dominante (caudal de banca llena o de cauce lleno), las curvas de duración y las curvas de frecuencia de los caudales. La discusión de los métodos hidrológicos se puede consultar en las publicaciones HDS-2 DE LA FHWA y en los manuales del departamento de transporte U.S.A. Las necesidades de información hidráulica incluyen las secciones transversales, los estimativos de la rugosidad del canal y las orillas, la dirección del río y otra información para adelantar los cálculos hidráulicos y la definición de los perfiles del flujo. Los análisis sobre las condiciones básicas de transporte de sedimentos requieren información sobre el uso de la tierra, suelos, condiciones geológicas, tamaños de sedimentos en la cuenca y en el río y cargas de sedimentos medidas (por ejemplo, a partir de las estaciones del IDEAM).

Un análisis cuantitativo más detallado requiere información sobre las propiedades de los materiales del lecho y las orillas y, algunas veces, datos de campo sobre las tasas de transporte de la carga del lecho y la carga de suspensión. Las propiedades de los materiales del lecho y de las orillas que son importantes para un estudio de transporte de sedimentos incluyen el tamaño, la forma, la velocidad de caída, la cohesión, la densidad y el ángulo de reposo.

El numeral 3.5 presenta las técnicas de reconocimiento de cauces y suministra formatos que ayudan a obtener y organizar la información requerida en los análisis del nivel uno y nivel dos. Ese numeral también aporta referencias de procedimientos para efectuar evaluaciones rápidas que dan soporte a una evaluación preliminar de los problemas de estabilidad del río y de socavación potencial con información de campo limitada. El numeral 3.9 contiene técnicas cuantitativas adicionales como soporte para determinar la magnitud de los problemas de inestabilidad lateral y vertical en los análisis de inestabilidad de ríos.

3.1.6 Datos necesarios en el nivel tres: modelos matemáticos y físicos

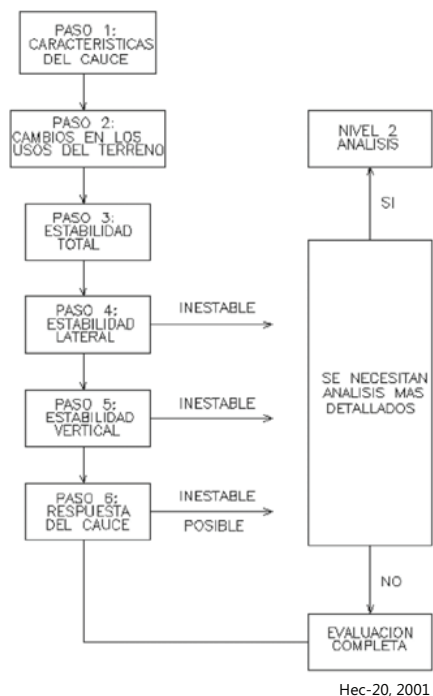
Generalmente, la aplicación de modelos matemáticos y físicos requiere los mismos datos básicos usados en el nivel dos, aunque con mayor detalle. Por ejemplo, las corridas hidráulicas y de sedimentos con modelos matemáticos (por ejemplo el modelo BRI-STARS o el modelo HEC-6 incluido posteriormente en el HEC-RAS) y la construcción de un modelo físico requieren información detallada de las secciones transversales. Los requerimientos de una información extensa tanto para los modelos matemáticos y físicos, lo mismo que el esfuerzo adicional requerido para adelantar este tipo de estudios, producen un mayor volumen relativo de trabajo.

3.1.7 Fuentes de información

Aquellos datos preliminares referentes a la estabilidad pueden encontrarse en estudios anteriores sobre el mismo cauce o en análisis particulares realizados por el IDEAM o por las alcaldías municipales o las gobernaciones. La información cartográfica se puede consultar en el IGAC, los mapas de suelos y geológicos se encuentran en Ingeominas y la información hidrológica se puede adquirir en el IDEAM.

3.2 NIVEL 1: ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICOS CUALITATIVOS

En la figura 3.1 se presenta un diagrama de flujo de los pasos generales seguidos en los análisis geomorfológicos cualitativos. Los 6 pasos son generalmente aplicables a los problemas de estabilidad de cauces. Como se muestra en la figura 3.1, la evaluación cualitativa puede generar la necesidad de adelantar un análisis más detallado (nivel dos) o puede llevar a que se recomiende una evaluación basada en el nivel uno. Los análisis cualitativos del nivel uno son un prerrequisito para los análisis de ingeniería del nivel dos en el diseño de puentes o en su rehabilitación.



▲ **Figura 3.1** Diagrama de flujo para el nivel 1: análisis cualitativos y geomórficos

3.2.1 Paso 1: Definición de las características del cauce

El primer paso en el análisis de estabilidad es identificar las características del cauce de acuerdo con los factores y principios geomorfológicos. La definición de las diferentes características geomorfológicas de la corriente constituye una interpretación sobre el comportamiento y la respuesta del río (ver numeral 3.5 respecto a técnicas de reconocimiento y clasificación de cauces).

3.2.2 Paso 2: Evaluación de los cambios en el uso del terreno

La producción de agua y sedimentos en una cuenca es una función de las prácticas de uso del suelo. De esta manera, el cono-

cimiento del uso del terreno y sus cambios históricos es esencial para entender las condiciones de inestabilidad de los cauces y de su respuesta potencial respecto a cambios naturales o inducidos por el hombre.

La presencia o ausencia de la capa vegetal puede tener una influencia significativa en la escorrentía y en la respuesta erosiva de un sistema fluvial. Los cambios a gran escala presentados en la vegetación producidos por incendios, deforestación, cambios en el uso de la tierra y urbanización, pueden tanto aumentar como disminuir la producción de agua y sedimento de una cuenca. Por ejemplo, los incendios y la deforestación tienden a aumentar la producción de agua y de sedimento mientras que la urbanización suele aumentar la producción de agua y los caudales pico pero disminuye la producción de sedimentos en la cuenca. La urbanización puede incrementar la producción de sedimentos en el río.

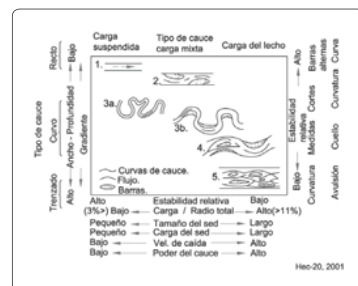
La información concerniente al historial y las tendencias del uso de la tierra puede hallarse en documentos e informes oficiales. Los datos obtenidos en censos, mapas de la zona, planes de desarrollo a futuro, se obtienen en los Planes de Ordenamiento Territorial.

Además, un análisis multitemporal aporta un buen conocimiento sobre los cambios en el uso de los suelos. Los cambios en la cobertura vegetal se pueden clasificar como: ausencia de cambios, aumentos de la vegetación, daños de la vegetación y destrucción de la vegetación. La correlación de los cambios de la estabilidad de ríos y los cambios en el uso del suelo pueden contribuir a entender cualitativamente los mecanismos del sistema de respuesta.

3.2.3 Paso 3: Evaluación de la estabilidad general del cauce

La figura 3.2 también es útil para hacer una evaluación cualitativa sobre la estabilidad de un cauce basada en las características de un río. El cuadro 3.1 muestra que los canales rectilíneos son relativamente estables sólo cuando las velocidades del flujo y las cargas de sedimentos son bajas. A medida que estas variables aumentan se incrementa el desarrollo de curvas en el flujo, causando la formación de barras alternadas con la iniciación de un patrón de cauce meándrico. Similarmente, los ríos sinuosos son progresivamente menos estables al aumentar la velocidad y la carga de fondo. Para valores altos de estas variables aparecen brazos en el río y se torna trenzado. La presencia y el tamaño de barras puntuales y de barras medianas son indicadores de la relativa inestabilidad lateral de un río.

El transporte del material del fondo está relacionado directamente con la potencia de la co-



▲ **Figura 3.2** Clasificación del cauce y su estabilidad relativa con factores hidráulicos variados (Según Shen y otros).

riente y la estabilidad relativa disminuye a medida que la potencia aumenta, como se muestra en la figura 3.2. La potencia de la corriente es el producto del esfuerzo cortante en el fondo por la velocidad media de la sección del cauce. El esfuerzo cortante se puede determinar a partir de la ecuación del esfuerzo cortante medio.

3.2.4 Paso 4: Evaluación de la estabilidad lateral

Los efectos de la inestabilidad lateral de un cauce en un puente dependen de la extensión de la erosión de orillas y del diseño del puente. La erosión de orillas puede quitarle apoyo a las pilas y a los estribos localizados por fuera del canal principal y erosionar los terraplenes de acceso. Cuando una orilla falla por desprendimiento rotacional, las presiones laterales en las pilas localizadas dentro de la zona de desprendimiento pueden causar grietas en ellas, colapsos o desplazamiento de la cimentación. La migración de una curva en la luz de un puente cambia la dirección del flujo a lo largo de ella, de tal manera que una pila diseñada y construida con una nariz redondeada actúa como una nariz obtusa aumentando la obstrucción del flujo, lo cual incrementa la socavación local y la socavación por contracción. También el desarrollo de una barra alargada dentro de una curva migratoria puede incrementar la contracción en el puente si la orilla exterior está siendo erosionada. La figura 3.3 ilustra algunos de los problemas de erosión lateral en puentes. En el cuadro 3.1 se presenta la interpretación de datos observados según Keefer y otros.

Las inspecciones de campo son un componente crítico en la evaluación cualitativa de la estabilidad lateral. La comparación de las condiciones observadas en campo con la descripción de orillas estables e inestables de un río ayuda a calificar la estabilidad de una orilla. De manera similar, las observaciones de campo del material de la orilla, la composición y los modos de falla existentes pueden proporcionar un entendimiento sobre la estabilidad de orillas basada en la descripción de orillas cohesivas granulares y compuestas. La evolución de la estabilidad lateral junto con el diseño de un puente debe tomar en cuenta el comportamiento de puentes existentes dentro de la zona de estudio. La experiencia de tales estructuras que han sido sometidas a los impactos de la corriente puede aportar un entendimiento de la respuesta de estructuras cercanas.

La evaluación de la estabilidad lateral también se puede realizar a partir de datos históricos de la posición de un tramo en curva en dos o más tiempos diferentes: las fotografías aéreas o los mapas son usualmente los únicos datos históricos disponibles. Las secciones transversales estudiadas son extremadamente útiles pero raramente disponibles. Se ha empezado a tener progresos en la predicción numérica sobre deformaciones de bucles y migraciones de curvas (análisis correspondiente a nivel tres). Actualmente, sin embargo, los mejores estimativos están basados en las tasas de migración lateral reportadas en el pasado sobre un tramo particular. En

Condición observada	Respuesta del río			
	Estable	Inestable	Degradación	Agradación
Abanico Aluvial				
Aguas arriba		X		X
Aguas abajo		X	X	
Presa y Embalse				
Aguas arriba		X		X
Aguas abajo		X	X	
Tipo del río				
Meándrico		X	Desconocido	Desconocido
Rectilíneo		X	Desconocido	Desconocido
Trenzado		X	Desconocido	Desconocido
Erosión de orillas		X	Desconocido	Desconocido
Orillas con vegetación		X	Desconocido	Desconocido
Nacimientos		X	X	
Derivación				
Derivación de agua clara		X		X
Agua con sobrecarga		X	X	
Canal rectificado		X	X	
Cuenca reforestada		X		X
Período seco(verano)	X			X
Período húmedo(invierno)		X	X	
Tamaño del material del lecho				
Aumenta		X		X
Disminuye		X	Desconocido	X

1. La condición observada se refiere a la localización del puente en el abanico aluvial, es decir, en el extremo de aguas arriba o aguas abajo del abanico.

▲ **Cuadro 3.1** Interpretación de datos observados (según Keefer y otros).

el momento de usar estos estimativos se debe reconocer que las tasas de erosión pueden variar sustancialmente de un período de años a otro.

La medición de la erosión de orillas a partir de fotografías aéreas en dos momentos diferentes requiere identificar puntos de referencia comunes a ambas. Algunos de ellos pueden ser carreteras, edificaciones, canales de riego, puentes y esquinas o puntos de cruce. El análisis de estabilidad lateral se facilita enormemente dibujando los cambios de las orillas a lo largo del tiempo. Para preparar un dibujo de este tipo, las fotografías aéreas se llevan a una misma escala y se superponen manteniendo fijos los puntos de referencia.

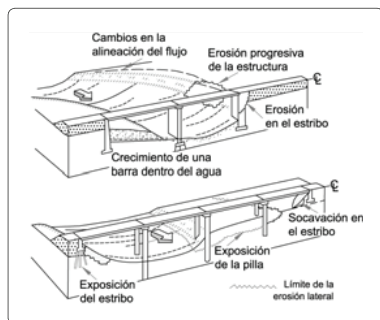
Es necesario identificar sitios de potencial avulsión (cambio del cauce a un nuevo alineamiento) cerca del cruce de una carretera, de tal manera que se puedan adelantar los pasos para mitigar los efectos de avulsión cuando ella ocurra. Un estudio cuidadoso de fotografías aéreas debe mostrar sitios de desbordamientos que se hayan presentado persistentemente y en donde algunos canales existentes puedan capturar el flujo del río. Además, los planos topográficos pueden mostrar que el cauce ha sido inducido a penetrar dentro de la llanura de inundación superando los

contornos de la superficie aluvial. Generalmente, la avulsión, tal como se entiende aquí, es una amenaza solamente en los abanicos aluviales, en las llanuras aluviales, en los deltas y en los valles aluviales anchos.

En una situación de agradación progresiva tal como un abanico aluvial, el cauce se desarrollará por sí solo por fuera de su curso principal y es muy susceptible a la avulsión. En otras palabras, en una sección transversal de un abanico aluvial o de una llanura es posible encontrar que el río fluya entre niveles naturales a una cota un poco más alta que el área circundante. En este caso la avulsión es inevitable.

3.2.5 Paso 5: Evaluación de la estabilidad vertical

Los efectos típicos asociados a los cambios en la elevación del lecho en los sitios del puente son: la erosión en los terraplenes de acceso y la socavación en la base de las cimentaciones por degradación, o una reducción en el área del flujo por agradación bajo los puentes, produciendo una mayor frecuencia de los flujos con niveles altos. La erosión de las orillas asociada a la degradación posee los mismos problemas en los puentes que la erosión lateral por migración de curvas, pero pueden ser más se-



▲ **Figura 3.3** Problemas hidráulicos en puentes atribuidos a la erosión de las curvas o a la migración lateral del cauce (Brice y Blogett).

veros debido a la baja elevación del cauce. Los canales en cauces que presentan agradación también tienden a ensancharse a medida que ella progresa erosionando áreas en la llanura de inundación y los terraplenes de acceso ubicados en esas llanuras. La ubicación de cruces con puentes aguas arriba, aguas abajo o en los tributarios puede causar problemas en la elevación del lecho (figura 3.3).

Browm y otros han reportado que existen serios problemas en los sitios de degradación. Lo anterior refleja el hecho de que la degradación es más común que la agradación y tam-

bién el hecho de que la agradación no amenaza la cimentación del puente, aunque sí lo puede dejar inservible por la amenaza de sobreelevaciones e inundaciones; esto indica que la agradación puede ser un problema serio, especialmente en los cruces ubicados en el piedemonte.

Otros problemas diferentes a los asociados con la degradación de cauces incluyen la socavación de muros preexcavados, de otras estructuras del control del flujo y de protección de orillas. El derrumbe de orillas debido a la degradación generalmente incrementa la cantidad de escombros y materiales transportados por el río y aumenta el bloqueo potencial de los puentes, agravando la socavación en

ellos. El peligro de socavación local se torna más grande en un cauce que presenta degradación generalizada.

La agradación en un cauce incrementa la frecuencia de los flujos que pueden causar daños. Los tableros de los puentes y los tramos de aproximación resultan inundados con mayor frecuencia, interrumpiendo el tránsito, sometiendo a la superestructura del puente a fuerzas hidráulicas que pueden causar fallas y exponiendo los tramos de acceso a desbordamientos que producen erosiones y causan fallas en los terraplenes. Cuando la erosión lateral o los incrementos del caudal que acompañan la agradación incrementan la cantidad de escombros en un cauce, también se aumentan los riesgos de obturaciones en el puente y de fuerzas hidráulicas en la superestructura.

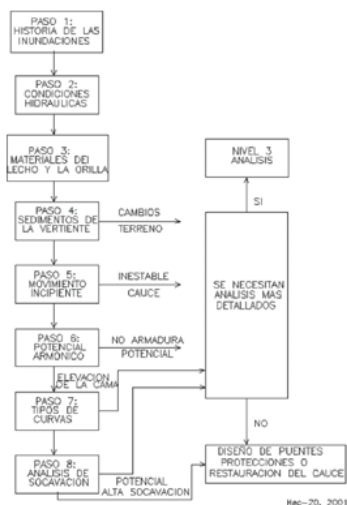
Para detectar problemas de elevación del lecho generalmente se necesitan datos históricos de varios años. Esto se debe al hecho de que el fondo de los ríos normalmente no es visible y a que los cambios en la profundidad del flujo pueden indicar variaciones en el caudal más que variaciones en la elevación del lecho. Los cambios en el nivel del lecho se desarrollan a lo largo de grandes períodos de tiempo mientras que los cambios rápidos ocurren durante una creciente extrema. La información necesaria para establecer los cambios en la elevación del lecho incluye perfiles longitudinales históricos y tendencias a largo plazo en las curvas de calibración. Ocasionalmente, también se puede obtener información sobre cambios en la ubicación del lecho a través de una serie de mapas preparados en diferentes épocas. También pueden ser útiles los datos de monitoreos sobre cruces de vías férreas de carreteras y de tuberías. En muchos ríos de magnitud considerable, las tendencias a largo plazo han sido analizadas por entidades estatales.

3.2.6 Paso 6: Evaluación de la respuesta del río a los cambios

El conocimiento y el desarrollo posterior a partir de la evaluación de las condiciones históricas y presentes del río y de la cuenca, tal como se ha expuesto a través de los pasos uno a cinco ayudan a entender la respuesta potencial del río respecto a impactos previos o a cambios propuestos tales como la construcción de un puente. Además, la aplicación de relaciones geomorfológicas de predicción sencilla, tales como la relación de Lane en el numeral 3.7.1, pueden ayudar en la evaluación de los mecanismos de respuesta del río. El numeral 3.7.2 ilustra la evaluación de la respuesta del río basada en consideraciones geomorfológicas y en evaluaciones cualitativas de otros tipos.

3.3 NIVEL 2: ANÁLISIS BÁSICOS DE INGENIERÍA

En la figura 3.4 se presenta un diagrama de flujo con los pasos típicos para los análisis básicos de ingeniería. El diagrama de flujo indica los pasos si el análisis cualita-



▲ **Figura 3.4** Diagrama de flujo para el nivel 2: Análisis básicos de ingeniería.

tivo del nivel uno indica la necesidad de utilizar el análisis del nivel dos (figura 3.1). Los ocho pasos básicos de ingeniería son generalmente aplicables a la mayoría de problemas de estabilidad de cauces. Los pasos del análisis básico de ingeniería pueden conducir a recomendar la necesidad de adelantar análisis más detallados (nivel tres) o a recomendar el diseño del puente, la selección y el diseño de medidas de protección o el diseño de la restauración del río con estudios más complejos. La selección y el diseño de medidas de protección se discute en el documento HEC-23.

3.3.1 Paso 1: Evaluación de las crecientes históricas y de las relaciones lluvia-escorrentía

En el documento HDS-2 se presenta una discusión detallada de las técnicas de análisis hidrológicos y, en particular, del análisis de crecientes tanto en magnitud como en frecuencia. Sin embargo, en los siguientes párrafos se resumen algunos conceptos hidrológicos de significación particular en la evaluación de la estabilidad de cauces. Las consideraciones relacionadas con las crecientes históricas son un paso integral en el momento de caracterizar la respuesta de la cuenca y su evolución morfológica. El análisis de las crecientes históricas es de particular importancia para entender las características de una corriente en una región árida. Muchas corrientes en regiones secas presentan escurrimiento sólo después de los grandes aguaceros. Por ejemplo: Leopold y otros encontraron que los arroyos cerca de Santa Fe de Nuevo México poseen flujo solamente unas tres veces al año. En consecuencia, la respuesta de una corriente en un terreno seco puede considerarse que depende más hidrológicamente que las corrientes localizadas en un entorno húmedo. Mientras que el simple paso del tiempo puede ser suficiente para causar cambios en un cauce localizado en un entorno húmedo, en un sistema seco el tiempo por sí solo, por lo menos en un lapso corto, no causa necesariamente cambios debido a la baja frecuencia de los eventos hidrológicamente significativos. Por lo tanto, la ausencia de cambios morfológicos significativos en un río con entorno seco durante un período de varios años no necesariamente indica la estabilidad del sistema.

A pesar de que algunos aguaceros considerables pueden estar relacionados directamente con cambios en el sistema en cualquier región del país, éste no es siempre el caso típico. En particular, la sucesión de cambios morfológicos puede estar ligada al concepto de umbral geomorfológico. Bajo este concepto, a pesar de

que un aguacero individual puede desencadenar un evento erosivo en un sistema, la ocurrencia de tal evento puede ser el resultado de un proceso acumulativo que conlleva a una condición geomorfológica inestable.

Cuando está disponible el estudio de crecientes históricas y los sistemas de respuesta correspondientes, tales como las secuencias multitemporales indicadas en las fotografías aéreas o en otra información física, se puede determinar la relación entre los cambios morfológicos, la magnitud y la frecuencia de las crecientes. La evaluación de los ciclos húmedos y secos puede ser también beneficiosa para entender el sistema de respuestas históricas. Puede ser que los cambios históricos observados se correlacionen mejor con la ocurrencia de una secuencia de eventos durante un período o respecto a lluvias promedias y escorrentías más que con respecto a un evento singular considerado. El estudio de tendencias históricas de períodos secos y húmedos puede explicar ciertos aspectos complejos de las respuestas del sistema. Por ejemplo, una gran lluvia precedida de un período superior a la lluvia media (invierno) puede producir menor erosión debido a la mejor cubierta vegetal, comparado con un aguacero que ocurre en condiciones antecedentes secas, y en el primer caso los volúmenes de escorrentía serán mayores debido a que los suelos se encuentran en condiciones saturadas.

Un buen método para evaluar los ciclos secos y húmedos consiste en dibujar las cantidades anuales de lluvia, los volúmenes de escorrentía y los caudales máximo anual y medio diario para el período analizado. Una comparación de esos gráficos permite conocer las características de los ciclos húmedos, los secos, y la ocurrencia de crecientes. Además, la representación de la relación de la lluvia con respecto a la escorrentía es un buen indicador de las características de la cuenca y de los cambios históricos en las condiciones de esta cuenca.

3.3.2 Paso 2: Evaluación de las condiciones hidráulicas

El conocimiento de las condiciones hidráulicas básicas, tales como la velocidad, la profundidad del flujo, el ancho superior, etc., para unas crecientes determinadas es esencial para adelantar el nivel dos en los análisis de estabilidad del cauce. El análisis de movimiento incipiente, el estudio de socavación, la definición de la capacidad de transporte de sedimentos, etc., requieren una información hidráulica básica. Esta información es necesaria, a veces, tanto para el cauce principal como para las banas y en los análisis de socavación por contracción.

La evaluación de las condiciones hidráulicas está basada en los factores y principios presentados en el capítulo cinco del documento HEC-20. En muchos sistemas de ríos, particularmente cerca de las áreas urbanas, la información hidráulica puede estar disponible en estudios anteriores tales como los análisis de crecientes, los proyectos de adecuación de ríos, etc., por lo cual no es necesario realizar de nuevo un

análisis completo. Sin embargo, en otras zonas será necesario realizar los estudios hidráulicos basados en técnicas analíticas apropiadas antes de realizar otros estudios cuantitativos en el nivel 2 de los análisis de estabilidad. Los modelos de computadora más comunes para analizar los perfiles de la superficie del agua y las condiciones hidráulicas son el modelo HEC-RAS, el modelo WSPRO y el Modelo Star 13.

3.3.3 Paso 3: Análisis de los materiales de lecho y orillas

El material del lecho es la mezcla de sedimentos de los cuales está compuesto el cauce y varía en tamaño desde los grandes bloques o bolos hasta las partículas de arcilla fina. La erodabilidad o la estabilidad de un cauce dependen sustancialmente del tamaño de las partículas en el lecho. Además, el conocimiento del sedimento del lecho es necesario en la mayoría de los análisis de transporte de sedimentos, incluyendo la evaluación del movimiento incipiente, el potencial de acorazamiento, la capacidad de transporte de sedimentos y los cálculos de socavación. Muchos de esos análisis requieren conocer la granulometría de las partículas y no sólo el tamaño mediano del sedimento d_{50} . Generalmente, el material de las orillas consiste en partículas de igual tamaño que las del lecho o menores. Por lo tanto, con frecuencia las orillas son más fácilmente erosionadas que el lecho, a menos que estén protegidas por vegetación, posean revestimientos o exhiban cierta cohesión.

Dentro de las diferentes propiedades de los sedimentos, el tamaño tiene un gran significado para el ingeniero hidráulico, no sólo porque es la propiedad que se mide más fácilmente sino también porque otras propiedades tales como la forma y la velocidad de caída tienden a variar con el tamaño de la partícula. En el capítulo uno del presente Texto y según Richardson E.V, Simons y Lasasse (2001) se presenta una discusión completa sobre las características de los sedimentos incluyendo su tamaño y su medición. La siguiente información contiene una breve discusión sobre las consideraciones relativas al muestreo de sedimentos.

Los factores importantes a considerar en el momento de determinar dónde y cómo tomar muestras de sedimentos tanto en el lecho como en las orillas son los siguientes:

- El tamaño y complejidad del área de estudio.
- El número, la longitud y las áreas de drenaje de los tributarios.
- Evidencia o potencial de acorazamiento.
- Características estructurales que pueden influir o ser influidas significativamente por el transporte de sedimentos.
- Zonas de falla de orillas.
- Zonas de orillas altas.
- Áreas que exhiben movimientos significativos de sedimento o depositación (por ejemplo, barras en el canal principal).

Las características sedimentológicas de los tributarios pueden ser muy importantes en la estabilidad del río dado que un sólo gran tributario o una zona de producción de un afluente puede ser la principal fuente de suministro de sedimentos a un sistema.

La profundidad del muestreo del material del lecho depende de la homogeneidad de los materiales superficiales y subsuperficiales. Donde sea posible, es deseable excavar o profundizar cierta distancia para establecer las características del material del lecho. Por ejemplo, en un lecho de arenas y gravas, en todos los muestreos de sedimentos se debe considerar la existencia potencial de una capa superficial de materiales gruesos (armadura o coraza) en la parte superior de una superficie relativamente inalterada. Las muestras que contienen material de ambas capas incluyen materiales de dos granulometrías en proporciones desconocidas, por lo cual es más apropiado tomar muestras de cada capa por separado. Si el propósito del muestreo es evaluar la resistencia hidráulica o la iniciación del movimiento en el lecho, la muestra superficial será la de mayor interés. Al contrario, si lo importante es el transporte del material del lecho durante una gran creciente (es decir, suficientemente grande como para alterar la capa superficial), entonces la capa más importante será la subsuperficial, es decir, la capa inferior. Los métodos de análisis se pueden consultar en el capítulo uno del presente texto y según Richardson, E.V, Simons y Lasasse (2001).

3.3.4 Paso 4: Evaluación de la producción de sedimentos en la cuenca

La evaluación de la producción de sedimentos en la cuenca y, en particular, el incremento relativo de la producción como resultado de algunas alteraciones, puede ser un factor importante en el estudio de la estabilidad de un cauce. Los sedimentos erosionados en la superficie del terreno pueden causar problemas de sedimentación en ríos e incrementar los daños producidos por crecientes. Por otro lado, una reducción en el suministro de sedimentos, también puede producir impactos adversos en un sistema fluvial al reducir la cantidad de sedimentos que ingresan, induciendo degradaciones del cauce y profundizaciones o disecciones. Un cambio radical en la producción de sedimentos como resultado de algunas alteraciones, tales como un incendio reciente o cambios a largo plazo en el uso de la tierra, sugieren que las condiciones de inestabilidad de un cauce pueden ser las existentes con anterioridad o pueden ser aquellas que se desarrollan fácilmente en el tiempo.

Las evaluaciones de la producción de sedimentos en una cuenca requieren el conocimiento de las fuentes sedimentológicas de la cuenca y de los tipos de erosión que prevalecen. Los procesos físicos que causan erosión se pueden clasificar como: erosión laminar, erosión concentrada en cárcavas y en zanjas, y erosión en los cau-

ces principales. Otros tipos de procesos erosivos se clasifican bajo la categoría de movimientos en masa, por ejemplo la reptación, el flujo de lodos, los deslizamientos, etc. Para evaluar el área de interés, además de las observaciones de campo, se puede utilizar la información de publicaciones y mapas producidos por entidades estatales o privadas, por ejemplo el servicio de conservación de recursos naturales o el USGS en los Estados Unidos de Norteamérica.

La cuantificación de la producción de sedimentos es una ciencia muy imprecisa. La mayor parte de la información útil generalmente se obtiene, no a partir de análisis del valor absoluto de la producción de sedimentos, sino de los cambios relativos en la producción como resultado de algunas alteraciones. El Comité del Pacífico Suroeste de los Estados Unidos desarrolló un método útil para evaluar la producción de sedimentos a partir de una cuenca. Este método, que fue diseñado como una ayuda con propósitos de planeación general, consiste únicamente en una apreciación numérica de los factores que afectan la producción de sedimentos en una cuenca, con los cuales se definen las variaciones en la producción anual de sedimentos. Los factores son: la geología superficial, clima, la escorrentía, la topografía, la cubierta vegetal, el uso del suelo, la erosión del terreno y la erosión del cauce y su transporte.

Otros procedimientos para cuantificar la producción de sedimentos se basan en ecuaciones de regresión, tales como la fórmula universal de pérdida de suelos (USLE). La USLE es una fórmula empírica para predecir la pérdida anual de suelo debida a la erosión de base y a la erosión laminar y es, tal vez, el método más ampliamente reconocido para predecir la erosión. El manual 537 de la USDA presenta una descripción detallada de esta ecuación y de sus términos.

3.3.5 Paso 5: Análisis de movimiento incipiente

Al definir los parámetros del movimiento incipiente es posible evaluar la estabilidad de un cauce. La definición del movimiento incipiente se basa en las condiciones críticas o condiciones de umbral cuando las fuerzas hidrodinámicas que actúan sobre una partícula de sedimento alcanzan un valor tal que con un leve incremento producen el movimiento de la partícula. En condiciones críticas o en el punto del movimiento incipiente, las fuerzas hidrodinámicas que actúan sobre la partícula son balanceadas exactamente por las fuerzas de resistencia de la partícula.

La evaluación del tamaño correspondiente al movimiento incipiente para diferentes caudales produce un buen conocimiento sobre la estabilidad del cauce y sobre la magnitud de la creciente que puede alterar la estabilidad. Los resultados de estos análisis son, generalmente, más útiles en los análisis de lechos compuestos por gravas, bloques o bolos. Cuando se aplica a lechos de arena, los resultados del movimiento incipiente generalmente indican que todas las partículas en el material del lecho son capaces de iniciar el movimiento para caudales muy pequeños, lo cual

es un resultado real desde el punto de vista físico. En el capítulo seis del documento HEC-20 se ilustran diferentes técnicas para analizar el movimiento incipiente. Además, en el libro del autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación” se encuentra un estudio bastante detallado sobre este tema.

3.3.6 Paso 6: Evaluación del potencial de acorazamiento

El proceso de acorazamiento se inicia como una segregación de partículas gruesas y móviles a partir del material más fino que es transportado. Las partículas más grandes son trabajadas hacia abajo gradualmente dentro del cauce, donde se acumulan en una subcapa superficial. El material más fino del lecho es inducido o lixiliado a través de esta subcapa gruesa para aumentar el volumen del material transportado. A medida que el movimiento de sedimentos continúa y la degradación se desarrolla, se incrementa el número de partículas inmóviles que se acumulan en la subcapa superficial. Eventualmente, se puede acumular un número suficiente de partículas gruesas de tal manera que formen una coraza o escudo en toda la superficie del lecho.

La capa gruesa superficial sobre el lecho, denominada coraza, puede proteger a éste durante caudales relativamente moderados, pero puede ser alterada durante crecientes para luego ser restaurada a medida que los caudales disminuyen. Por lo tanto, lo mismo que en cualquier diseño hidráulico, los análisis se deben fundamentar en un evento de diseño concreto. Si la coraza es estable para ese evento, es razonable concluir que en esas condiciones no se producirá degradación. Sin embargo, los caudales superiores al evento de diseño pueden alterar la capa acorazada, produciendo posteriores degradaciones. A pesar de que el acorazamiento del lecho producido por una capa superficial de material grueso puede reducir temporalmente la tasa de degradación y estabilizar el cauce, este acorazamiento no puede ser considerado como una protección a largo plazo.

Las evaluaciones a partir del concepto de movimiento incipiente y los análisis de la composición representativa del material del lecho se pueden utilizar al definir el desarrollo de un acorazamiento potencial. En este caso, la granulometría representativa del material del lecho es aquella que represente la profundidad de una degradación anterior. Para unas condiciones hidráulicas dadas, el tamaño de las partículas correspondientes al movimiento incipiente se puede calcular tal como se ilustra en el paso cinco. Si no existen en el lecho sedimentos con un tamaño igual al calculado o no se presentan tamaños mayores a éste en cantidades significativas no se presentará acorazamiento.

Se ha encontrado que los diámetros d_{90} o d_{95} de la granulometría representativa del lecho son aquellos que forman la coraza superficial en el momento en que se detienen la degradaciones. El acorazamiento es probable cuando el tamaño correspondiente al movimiento incipiente es igual o menor que el tamaño d_{95} del

material del lecho. En el capítulo seis del documento HEC-20 se presenta una ecuación sencilla para determinar el potencial de acorazamiento. También en el libro del autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación” se encuentra un análisis más completo relativo al acorazamiento.

3.3.7 Paso 7: Evaluación de los cambios de la curva de calibración

Cuando existe información hidrométrica (tal como la recogida por el USGS en los Estados Unidos o por el IDEAM en Colombia), el análisis de la curva de calibración a lo largo del tiempo puede aportar un buen conocimiento sobre la estabilidad del cauce. Por ejemplo, una curva de calibración muy estable a lo largo de varios años pero que cambia repentinamente puede indicar un cambio en las condiciones de la cuenca que producen incrementos en la erosión del río o en la sedimentación o cualquier otro cambio relacionado con la estabilidad del cauce. De manera similar, una curva de calibración que cambia continuamente es un buen indicador de que existe una inestabilidad en el cauce. Sin embargo, es importante anotar que no todos los cambios en las curvas de calibración son el resultado de inestabilidades del cauce. Otros factores que inducen cambios en la curva de calibración son los cambios en la vegetación del río o las condiciones de navegación o las condiciones de deshielos.

Las causas más comunes de los cambios en la curva de calibración en las secciones de control de canales naturales son la socavación y la sedimentación. A partir de la socavación se produce un cambio positivo en la curva de calibración y la profundidad, lo mismo que el caudal aumenta para un determinado nivel de agua. Al contrario, la sedimentación produce un cambio negativo, por lo cual la profundidad y el caudal resultan menores para un determinado nivel del agua.

Los cambios también pueden ser el resultado de variaciones en el ancho del río. Éste puede incrementarse debido a la erosión de orillas o puede disminuir por derrumbes en terrazas altas escalonadas. En corrientes meándricas los cambios en el ancho del canal pueden ocurrir a través de la creación o de la destrucción de barras laterales.

Los análisis de los cambios en las curvas de calibración generalmente se pueden obtener en las instituciones responsables de los niveles en las corrientes. Si esta información no está disponible se pueden utilizar inspecciones de campo combinadas con los métodos descritos por Rantz para analizar los cambios en las curvas de calibración. Si los cambios se pueden traducir como socavación, sedimentación o variaciones en el ancho del río, esta información es un indicador confiable de la inestabilidad potencial del cauce.

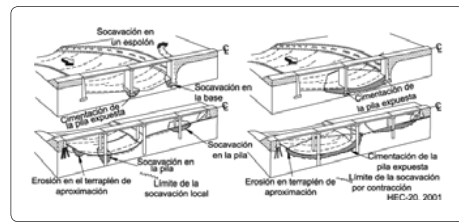
Las estaciones de aforo en las cuales se hace un muestreo continuo de sedimentos también pueden proporcionar indicios sobre la existencia de problemas de agradación. Cualquier cambio de la carga de sedimentos a largo plazo puede indicar un movimiento lateral del río, cambios en la gradación o un cambio en el

suministro de sedimentos por parte de la cuenca. Cuando existen registros históricos considerables, un método para usar los registros de estaciones de medición al determinar cambios de la elevación a largo plazo es dibujar el cambio en el nivel a lo largo del tiempo para un determinado caudal. Este método normalmente se usa para establecer registros históricos de determinados niveles considerados como “singulares”. En ríos que han sido explotados con extracciones de grava y arena pueden existir registros históricos de la explotación acumulada.

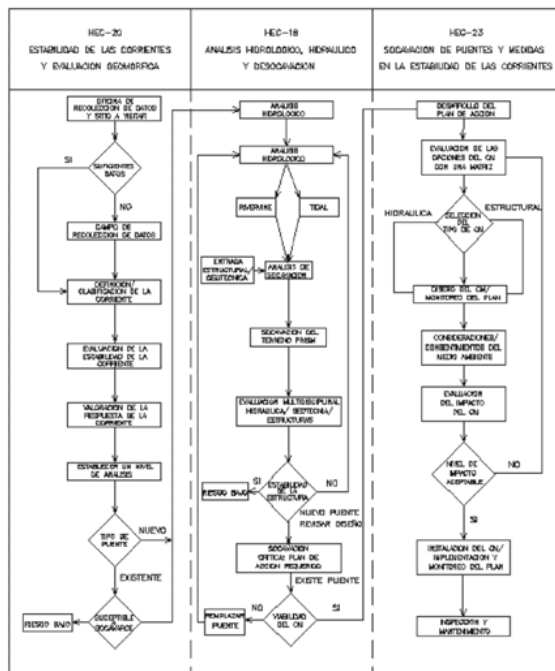
3.3.8 Paso 8: Evaluación de las condiciones de socavación

El libro del autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación” presenta procedimientos extensos y suficientes de cálculo de socavación. Igualmente, el manual HEC-18 incluye un gran número de métodos, aunque con menor detalle. La figura

3.5 ilustra los problemas más comunes relacionados con socavación en puentes. Ellos son producto de los efectos de obstrucción del flujo (socavación local), la contracción de la corriente o la profundización del cauce en la orilla externa de una curva. El cálculo de las tres componentes de socavación, es decir, socavación local, socavación por contracción y agradación/degradación, sirven para cuantificar la inestabilidad potencial del cruce con un puente tal como se muestra en el esquema correspondiente al análisis completo (figura 3.6).



▲ **Figura 3.5** Socavación local, socavación por contracción y problemas hidráulicos en puentes ocasionados por: a) Obstrucción del flujo o profundización del cauce en la orilla externa (cóncava) de una curva.



▲ **Figura 3.6** Diagramas de flujo para el análisis detallado de puentes en ríos.

3.4 NIVEL 3: MODELOS DE ESTUDIOS MATEMÁTICOS Y FÍSICOS

La evaluación detallada de la estabilidad de un cauce se puede complementar utilizando estudios en modelos matemáticos o en modelos físicos. Un modelo matemático es simplemente una expresión cuantitativa de los procesos físicos más relevantes relacionados con la estabilidad de una corriente natural. Existen diferentes tipos de modelos matemáticos para evaluar el transporte de sedimentos dependiendo de su aplicación (análisis de cuencas o análisis de ríos) y del nivel de estudio requerido. El uso de tales modelos puede suministrar información detallada sobre erosión y sedimentación a lo largo de un tramo en estudio y permiten la evaluación de una gran variedad de problemas del tipo “qué pasa si...” Richardson, E.V, Simons y Lasasse (2001) realizaron un estudio de modelos matemáticos en una dimensión y en dos dimensiones disponibles para los análisis de ríos aluviales y el manual HEC-18 resume las capacidades de los modelos matemáticos para análisis hidráulicos de flujo permanente con mareas.

De manera similar, los estudios con modelos físicos desarrollados en laboratorios de hidráulica pueden producir la información detallada sobre las condiciones del flujo y, en alguna extensión, sobre las condiciones del transporte de sedimentos en el cruce de un puente. Las leyes de hidráulica y los principios relacionados con los modelos físicos a escala están bien definidos y son conocidos, lo cual permite una extrapolación detallada de los resultados del modelo a las condiciones del prototipo. Los estudios en modelos físicos a veces pueden producir mejor información sobre las condiciones de flujos complejos que los modelos matemáticos debido, precisamente, a esta complejidad de los procesos y a las limitaciones de los modelos matemáticos de dos dimensiones y de tres dimensiones. Con frecuencia, el uso de modelos tanto físicos como matemáticos produce una información complementaria.

La necesidad de información detallada a partir de modelos físicos o matemáticos debe ser balanceada respecto al tiempo y a los recursos disponibles. A medida que el análisis se torna más complicado al considerar un mayor número de factores, el nivel de esfuerzo requerido es proporcionalmente mayor. La decisión de utilizar un análisis de nivel tres históricamente ha sido tomada sólo en sitios de alto riesgo con problemas extraordinariamente complejos y para análisis forenses donde las pérdidas y los costos asociados son altos. Sin embargo, la importancia de la estabilidad de cauces en la seguridad e integridad de todos los puentes sugiere que el análisis correspondiente a un nivel tres debe ser considerado de una manera más rutinaria. El uso extenso de los computadores personales y el desarrollo continuo de un software cada vez más completo facilitan bastante los análisis a un nivel tres y han reducido los costos y esfuerzos asociados a ellos.

3.5 RECONOCIMIENTO, CLASIFICACIÓN Y RESPUESTA. NIVEL 1: PROCEDIMIENTOS DE ANÁLISIS

3.5.1 Introducción

La identificación de los factores geomorfológicos que pueden afectar la estabilidad de un cauce en el tramo de un puente constituye un primer paso muy útil para detectar inestabilidades existentes o potenciales del cauce. Las consideraciones sobre los principios geomorfológicos fundamentales pueden conducir a una predicción cualitativa en términos de tendencias o de las direcciones más posibles en la respuesta del río a los cambios naturales o inducidos por el hombre tanto en la cuenca como en el propio río. Sin embargo, los métodos más generales de la clasificación del río también pueden aportar un conocimiento sobre los problemas de inestabilidad potencial comunes a un determinado tipo de río.

Un primer paso necesario en cualquier clasificación de ríos o análisis de estabilidad es una visita de campo. Los geomorfólogos han desarrollado guías de reconocimientos de cauces y técnicas concretas, incluyendo formatos que son útiles al ingeniero durante una visita de campo. Además, una metodología rápida de evaluación que usa factores tanto hidráulicos como geomorfológicos puede ayudar a identificar las fuentes más frecuentes en problemas de inestabilidad en el tramo de un río. Este numeral amplía los conceptos de geomorfología para incluir una guía y formatos de reconocimiento geomorfológico, una consideración sobre los conceptos de clasificación de cauces, técnicas cualitativas para evaluación de la respuesta de un río y una referencia para evaluaciones rápidas de las metodologías para analizar la estabilidad y la socavación. El reconocimiento geomorfológico, en particular, suministra un enfoque sistemático para la recolección de los datos necesarios al aplicar las técnicas de análisis cuantitativo del numeral 3.9.

3.5.2 Reconocimiento del cauce

El diseño y protección de una estructura en el cruce de un río requiere la identificación de la causa y la magnitud de los problemas de estabilidad. Los problemas pueden surgir como resultado de una amplia variedad de procesos geomorfológicos que operan en varias escalas dentro de la cuenca. Algunos de esos procesos pueden operar localmente, otros pueden estar activos dentro de un determinado tramo y otros pueden estar asociados con la respuesta del sistema fluvial completo a los cambios en el proceso de lluvia-escorrentía y de la producción de sedimentos dentro de toda la cuenca. Por lo tanto, es importante entender la relación entre cualquier sitio de un proyecto y el sistema fluvial lo mismo que con la geomorfología y

visualizar el cauce dentro de un tramo de un proyecto como una parte de un sistema interconectado con mecanismos complejos de interacción y retroalimentación.

Existen numerosos factores geomorfológicos que influyen en la estabilidad de un cauce y potencialmente en la estabilidad de un puente en los cruces de carreteras. Es importante documentar esos factores y las condiciones existentes no sólo en las proximidades del sitio del proyecto sino también a una distancia razonable aguas arriba y aguas abajo del puente. La identificación de las interacciones con el sistema fluvial tal como se indicó en los procedimientos de análisis para los niveles uno y dos incluye la observación y la interpretación de la información obtenida durante las visitas de campo, es decir, a través del uso del reconocimiento del cauce. Esta sección presenta técnicas de reconocimiento y formatos para diligenciar durante las visitas de campo. Además, el reconocimiento de un cauce es la mejor oportunidad para evaluar el potencial de una cuenca o de un sistema fluvial para producir daños y cantidades importantes de material flotante que puede tener un impacto catastrófico en la estabilidad de un puente. En esta sección también se presentan las técnicas de reconocimiento de acumulaciones potenciales de material flotante.

3.5.3 Técnicas de reconocimiento de cauces

Los métodos más completos para documentar las condiciones de un cauce y de una cuenca se logran a través de un reconocimiento geomorfológico detallado. Se han propuesto diferentes métodos de reconocimiento de cauces que han sido inicialmente estructurados de una manera cualitativa y han sido desarrollados para necesidades concretas de algunos proyectos. Thorne (1998) ha desarrollado un manual completo que puede ser usado para documentar las condiciones del cauce y de la cuenca.

El propósito del reconocimiento de un cauce, se resume de la siguiente manera:

- Suministrar una base metodológica para los estudios de campo de los procesos y formas en los ríos.
- Presentar un formato para consignar información cualitativa y cuantitativa sobre el sistema fluvial.
- Suministrar una base para un estudio morfológico progresivo que se inicia con un estudio amplio de la línea base de la cuenca, continuando con una revisión fluvial del sistema de ríos y terminando con una investigación detallada de las formas y procesos geomorfológicos en los tramos críticos.
- Suministrar los datos y la información de entrada para apoyar las técnicas de clasificación geomorfológica, los análisis y la predicción necesaria para apoyar una ingeniería de ríos sostenible, su conservación y manejo.

El libro de Thorne incluye formatos para registrar los reconocimientos de cauces y guías de reconocimientos geomorfológicos de ríos. El apéndice C del

documento HEC-20 presenta una versión modificada de los formatos de reconocimiento de cauces que pueden ser usados al documentar la estabilidad y las condiciones de un sistema fluvial. Los formatos de reconocimiento contienen cuatro secciones. La sección cuatro se puede usar para cada orilla (izquierda y derecha), las cuales deben ser identificadas correctamente. Las cuatro secciones, son:

Sección 1 - Alcance y objetivos

Sección 2 - Descripción de la región y del valle

Sección 3 - Descripción del río

Sección 4 - Investigación de orillas (izquierda y derecha).

A pesar de que los formatos parecen complejos, ellos fueron diseñados para producir un registro completo de la morfología del cauce y de sus contornos de manera sencilla y son aplicables a un gran número de ríos de diferentes tipos y tamaños y en diversas condiciones. En este orden de ideas, uno debe resistirse a la tentación de omitir algunas partes de los formatos con apariencias de irrelevancia dado que ellos pueden ser usados con otros propósitos en el futuro. Sin embargo, esto no excluye la estandarización de estos formatos para una región particular o un río concreto eliminando algún material, más que omitiendo tópicos o secciones completas.

Sección 1 - Alcance y objetivos. Esta sección se usa para documentar el propósito del estudio, la naturaleza de cualquier problema morfológico relacionando la información logística básica y los límites del área de estudio. La visita de reconocimiento debe tener un propósito claramente definido, lo mismo que objetivos. La omisión de cualquier sección o tópico debe ser referenciada y justificada en esta sección.

Sección 2 - Descripción de la región y del valle (partes 1-5.). Esta sección se usa para:

Primero, describir el paisaje circundante, establecer la naturaleza de la cuenca del río y definir la relación entre el río y su valle y, segundo, identificar cualquier problema de inestabilidad lateral o vertical relativo al valle en términos de tendencia, severidad y magnitud. Se deben documentar las condiciones geológicas, las características sedimentológicas y las prácticas de uso de la tierra en la cuenca, el valle y las llanuras de inundación que rodean el cauce. Mucha de esta información, se puede diligenciar en oficina, utilizando mapas topográficos, geológicos y de uso del suelo, junto con el análisis de fotografías aéreas o imágenes de satélite. En cuencas grandes o en donde el acceso es restringido, puede ser necesario un sobrevuelo. Se pueden encontrar descripciones detalladas de muchas de las características geomorfológicas que se discuten en los siguientes parágrafos.

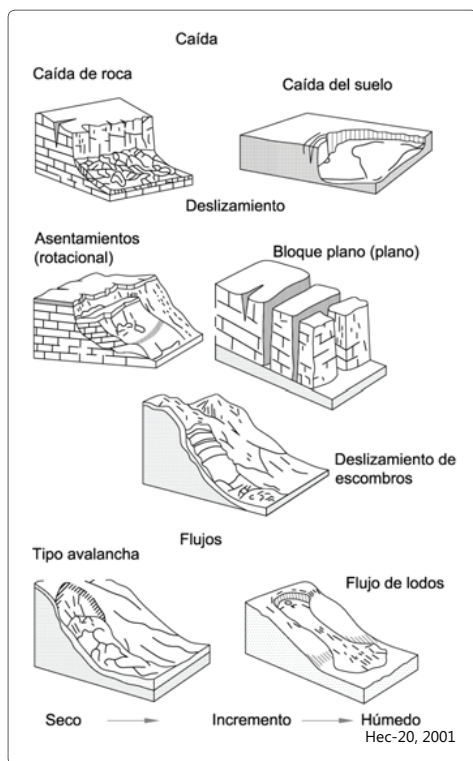
El objetivo es caracterizar el paisaje circundante alrededor del valle del río en lo referente al relieve y la topografía, los patrones de drenaje, la geología superficial, los tipos de roca, los usos del suelo y la vegetación. La topografía o relieve define la cantidad de energía disponible para realizar un trabajo geomorfológico y la con-

dición de la cuenca respecto a los problemas de estabilidad. También se identifica el patrón de drenaje de todo el sistema, el cual, por lo general, es un indicativo de la geología subyacente y del relieve. En la figura 2.27 se muestran los ocho tipos de drenaje más comunes. La geología superficial y los tipos de roca subyacentes determinan directa e indirectamente la resistencia a la erosión y afectan sustancialmente la producción de sedimentos y su distribución. El uso de la tierra influye notablemente en el hidrograma de escorrentía y tiene un impacto en la producción de sedimentos. La vegetación también posee una influencia significativa en la histología de la cuenca, afectando tanto a la escorrentía como a la producción de sedimentos. En el cuadro 3.2 se ilustra la descripción para la zona de influencia del valle y en el cuadro 3.3 aparecen los datos relacionados con los flancos del valle.

En la parte dos se describen las características del valle del río y de los flancos del valle. La ubicación del río se define respecto al valle o a otras características y singularidades fisiográficas (el resto de esta sección puede quedar inconclusa si el río no está confinado entre las paredes de un valle). La forma de un valle puede ser simétrica o asimétrica. La altura y el ángulo de inclinación lateral de los lados del

valle definen su potencial para inducir inestabilidades del río a gran escala con el ingreso de escombros o sedimentos al sistema fluvial. Las fallas de las paredes del valle o fallas laterales, su frecuencia y ubicación pueden indicar actividad geomorfológica lateral a gran escala y posibles ensanchamientos del valle y define la forma como los sedimentos son distribuidos en el sistema. Los mecanismos de la falla lateral en masa del valle se muestran en la figura 3.7.

En la parte tres se documentan las características del fondo del valle y de la llanura de inundación. El tipo del fondo del valle y su ancho definen la susceptibilidad del cauce de ser desestabilizado por las fallas en las laderas del valle, relacionadas con los procesos de escorrentía y erosión que actúan en sus taludes. El registro de la resistencia al flujo a través de los valores del coeficiente n de Manning



▲ **Figura 3.7** Mecanismos de falla típicos en las laderas de los valles (Varnes, 1958).

Relieve	Patrón de drenaje	Geología superficial	Tipo de roca	Uso de la tierra	Vegetación
Montaña ☐	Fino ☐	Suelos meteorizados ☐	Sedimentaria ☐	Silvestre ☐	Bosque moderado ☐
Altiplano ☐	Medio ☐	Morrenas ☐	Ígnea ☐	Cultivada ☐	Bosque denso ☐
Colina ☐	Grueso ☐	Glacio/fluvial ☐	Metamórfica ☐	Urbana ☐	Arbustos ☐
Falda ☐	Dendrítico ☐	Fluvial ☐	☐	Sub-urbana ☐	Matorrales ☐
Llano ☐	Pinado ☐	Lacustres ☐	☐		Pastos ☐
Tierras bajas ☐	Rectangular ☐	Loess ☐	☐		Desierto ☐
	Angulado ☐				
	Enrejado ☐				
	Barbado ☐				
	Desordenado ☐				
	Paralelo ☐				
	Radial ☐				
	Anular ☐				
			Litología y Estratigrafía		

Notas y comentarios (1):

Fuente: HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.2** Parte 1. Zona de influencia del valle.

Ubicación del río	Altura	Flanco ángulo de inclinación	Forma del valle	Flancos del valle	Fallas	Localización de fallas
Montaña ☐	< 5 m ☐	< 5 grados ☐	Simétrico ☐		no ☐	no ☐
Piedemonte ☐	5-10 m ☐	5-10 grados ☐	Asimétrico ☐		Ocasionales ☐	Lejos del río ☐
En valle ☐	10-30 m ☐	10-20 grados ☐			Frecuentes ☐	En el río ☐
Abanico Aluvial ☐	30-60 m ☐	20-50 grados ☐				
Llanura aluvial ☐	60-100m ☐	> 50 grados ☐				
Delta ☐	>100m ☐					
Lago antiguo ☐						
			Tipo de falla			

Notas y comentarios (2):

Fuente: HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.3** Parte 2. Valle y flancos del valle.

para las zonas de las bancas en la orilla izquierda y en la derecha puede ser usado en los análisis hidráulicos del movimiento del flujo y los sedimentos durante crecientes. La geología superficial define la composición y, en consecuencia, la resistencia a la erosión de los materiales superficiales que constituyen el fondo del valle o la llanura de inundación. El uso de la tierra y, especialmente, los desarrollos urbanos o industriales en la llanura de inundación o en el fondo del valle tienen un efecto considerable en el sistema fluvial debido a los impactos de las canalizaciones, de las protecciones de orillas y de las obras de control de inundaciones. La vegetación es importante en términos de la hidrología de la llanura de inundación, de la hidráulica de las bancas y de la dinámica de los sedimentos. La vegetación también es importante en lo que se refiere a la producción potencial de materiales flotantes, de su acumulación a lo largo del cauce y en los puentes tal como se discutirá más adelante. A su vez, la eliminación de la vegetación riparia y su ancho tienen una influencia significativa en los procesos de los cauces naturales, en la estabilidad del río y en las condiciones del medio ambiente. El cuadro 3.4 contiene los datos para describir en campo la llanura de inundación de un río y el cuadro 3.5 incluye los datos referentes a la relación vertical entre el río y su valle.

En la parte cuatro la relación presente entre el cauce y su valle se establece indicando si se trata de un cauce agradado, ajustado o disectado. Las terrazas que dan una apariencia escalonada a la sección transversal del valle indican la existencia de inestabilidades verticales o de una inestabilidad vertical en el pasado. El número de terrazas indica la naturaleza y la magnitud de la inestabilidad vertical en el pasado, lo cual demuestra el potencial de los ajustes dinámicos verticales del sistema a través de una secuencia de cortes y rellenos en la llanura de inundación. La presencia o ausencia de huellas longitudinales en las bancas, las ubicaciones verticales y su recurrencia en relación a la frecuencia versus eventos poco frecuentes ayuda a definir si el cauce es agradacional, degradacional o estable.

A pesar de que el crecimiento o ascenso (acreción) vertical de una inundación en sistemas dinámicamente estables es normal, los depósitos de material grueso en las bancas, similares a albardones (sedimentación), pueden indicar un sistema en agradación. Los albardones y la descripción de albardones naturales y artificiales presentes a lo largo de un río, son el resultado de los desbordamientos en las bancas. Los albardones naturales que se forman por sedimentación en las bancas durante crecientes pueden resultar prominentes si la corriente transporta una carga de material gruesa y si la frecuencia de los desbordamientos es alta. Los albardones artificiales, es decir, los jarillones o diques marginales, se construyen en sitios donde los desbordamientos son inaceptables. La información sobre los albardones y sus condiciones incluyen su altura, el ángulo de inclinación de los taludes y su grado de estabilidad. La condición de inestabilidad define si en el sistema la estabilidad vertical ya ha cesado o se encuentra activa.

Tipo de llanura	Datos de la llanura	Geología superficial	Uso de la tierra	Vegetación	Vegetación riparia
no ☐	no ☐	Roca ☐	Natural ☐	no ☐	no ☐
Indefinido ☐	<1 ancho del río ☐	Morrena ☐	Cultivada ☐	Arbustos ☐	Indefinida ☐
Fragmentado ☐	1-5 anchos del río ☐	Fluvio/glacial ☐	Urbana ☐	Pastos ☐	Fragmentada ☐
Continuo ☐	5-10 anchos del río ☐	Fluvial/aluvión ☐	Sub-urbana ☐	Hierva ☐	Continua ☐
	>10 anchos del río ☐	Fluvial ☐	Industrial ☐	Huertas ☐	Ancho desmontado
	Lacustre ☐			Cultivos arados ☐	no ☐
Sitios de desborde (abscisas) _____	loess ☐	Relieve		Bosque moderado ☐	<1 ancho del río ☐
				Bosque denso ☐	1-5 anchos del río ☐
_____ Llanura izquierda más baja. Si ☐ no ☐ > 5 anchos del río Llanura derecha más baja. Si ☐ no ☐					
Notas y comentarios (3):					

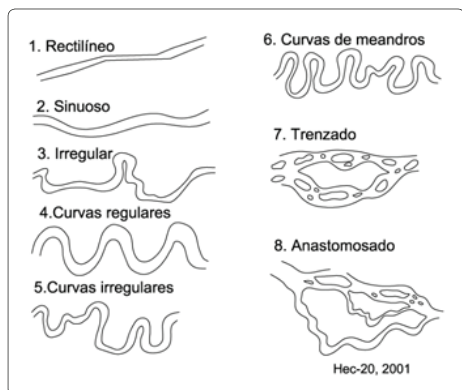
Fuente: HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.4** Parte 3. Llanura de inundación.

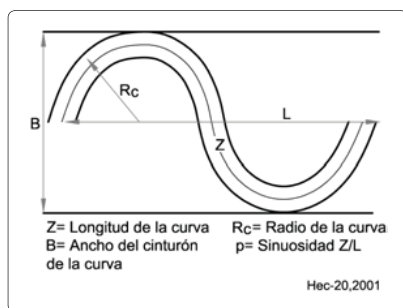
Terrazas	Depósitos de banca	Albardones	Datos de albardones	Descripción de albardones	Desechos
no ☐	no ☐	no ☐	Altura (m) ☐	no ☐	Ausentes ☐
Indefinidas ☐	Limos ☐	Naturales ☐	Inclinación (%) ☐	Definido ☐	Presentes ☐
Fragmentadas ☐	Arena fina ☐	Artificiales ☐	Condición	Fragmentado ☐	Altura sobre
Continuas ☐	Arena media ☐	Estabilidad	no ☐	Continuo ☐	la llanura (m) ☐
Número ☐	Arena gruesa ☐	Estable ☐	Intacto ☐	Orilla izquierda ☐	
	Gravas ☐	Degradando ☐	Fallas locales ☐	Orilla derecha ☐	
Control geológico vertical	Cantos ☐	Agradando ☐	Fallas frecuentes ☐	Ambas orillas ☐	
(abscisa) _____	Bloques ☐				
Notas y comentarios (4):					

Fuente: HEC.20,2001

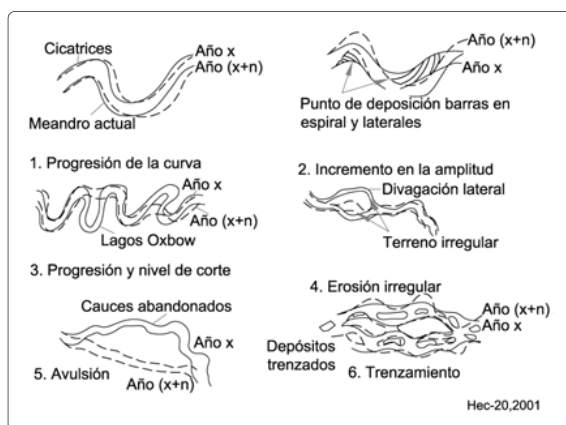
▲ **Cuadro 3.5** Parte 4. Relación vertical entre el río y su valle.



▲ **Figura 3.8** Clasificación de cauces en planta.



▲ **Figura 3.9** Parámetros geométricos de un meandro.



▲ **Figura 3.10** Tipos de actividad lateral y características asociadas a la llanura de inundación.

En la parte cinco se establece la relación presente entre el cauce y su valle en relación con la estabilidad lateral o migración del cauce y de las geoformas fluviales como indicador de la inestabilidad lateral. El patrón de drenaje representa la geometría del canal en planta y se puede clasificar basado en un esquema sencillo de clasificación como el mostrado en la figura 3.8. Se debe notar que, en realidad, se trata de los patrones del río. La información sobre el patrón de drenaje, como se muestra en la figura 3.9, se registra en las dimensiones características de un meandro típico. La actividad lateral y los rasgos resultantes del patrón de flujo de la llanura de inundación, tal como se muestra en la figura 3.10, se refieren a un tipo dado de evolución del patrón de drenaje en cuestión. El cuadro 3.6 presenta la forma para reportar en campo la relación lateral entre el río y su valle

Sección 3 – Descripción del río (partes 6 y 7). En este capítulo se documentan las

dimensiones generales del río, el tipo de flujo, los controles geológicos y artificiales a los movimientos verticales y laterales, las características de los sedimentos del lecho y la presencia de formas de sedimentación y rasgos particulares dentro del río.

En la parte seis se caracteriza el río en lo referente a sus dimensiones, régimen del flujo y posibles controles de la socavación del lecho y las migraciones de orillas. Esta

información puede ser utilizada para describir y definir la hidráulica del río, las con-

Configuración en planta	Datos de planta	Actividad lateral	Características llanura de inundación	Ubicación del valle
Rectilíneo ☐	Radio de curvatura (m) _____	no ☐	no ☐	
Sinuoso ☐	Ancho franja de meandros (m) _____	Progresión ☐	Marcas de meandros ☐	Izquierda ☐
Irregular ☐	Longitud de onda (m) _____	Incremento de amplitud ☐	Barras + pantanos ☐	Central ☐
Meandros regulares ☐	Sinuosidad _____	Progresión + cortes ☐	Madre viejas ☐	Derecha ☐
Meandros irregulares ☐	Número de brazos _____	Erosión irregular ☐	Relieve irregular ☐	
Meandros tortuosos ☐		Avulsión ☐	Depósitos trenzados ☐	
Trenzado ☐	Control geológico lateral	Trenzamiento ☐		
Anastomosado ☐	(abscisa) _____			
Notas y comentarios (5):				

Fuente: HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.6** Parte 5. Relación lateral entre el río y su valle.

diciones de frontera y la inestabilidad potencial. Las dimensiones no deben ser muy detalladas o precisas pero sí deben ser representativas del río en el tramo estudiado y pueden ser el promedio de varias mediciones. Los estimativos del coeficiente n de Manning y de la velocidad media pueden ser algo subjetivos.

El tipo de flujo es una descripción de su régimen, basado en los principios del flujo en canales abiertos. Un flujo uniforme, tranquilo es totalmente turbulento y subcrítico, con una velocidad aproximadamente uniforme. Las fosas y crestas son zonas profundas y someras alternadas con un flujo lento, suave y rápido inclinado, respectivamente y uniforme.

Un flujo torrencial corresponde a un cauce de gradiente alto (mayor al 1%) con material grueso en el lecho que corta la superficie del agua, generando un flujo local supercrítico. Un flujo escalonado se presenta en ríos con gradientes longitudinales muy pronunciadas (mayores al 10%), con bloques escalonados y chorros que caen sobre pozos de impacto. Los controles en el lecho y a lo ancho definen la naturaleza y la magnitud de cualquier control del fondo y las orillas que limitan la disección vertical o la migración lateral y/o la ampliación debida a la geología local y a los materiales del lecho de las orillas y de la llanura de inundación (incluyendo tapones de arcilla y depósitos por remansos, cúmulos de basuras y escombros o estructuras de ingeniería). La descripción del río en campo se puede realizar de acuerdo con el formato contenido en el cuadro 3.7 y la descripción de los sedimentos del lecho se puede adelantar según lo indicado en el cuadro 3.8.

En la parte siete la morfología del lecho y las barras de sedimentos se caracterizan con el fin de estimar la movilidad del material del lecho y la tasa de transporte, y para medir la inestabilidad potencial del lecho. El material del lecho se caracteriza cualitativamente a partir del tamaño predominante de los sedimentos. La coraza es una superficie de sedimentos gruesos que es identificada como estática o como móvil. Una coraza estática (pavimento) es inmóvil bajo todas las condiciones, incluyendo las crecientes catastróficas. Una coraza móvil se desplaza durante eventos de magnitud y recurrencia moderados. La profundidad de los sedimentos en el río define la cantidad de material disponible para ser transportado y puede ser un indicativo de inestabilidad vertical. Los registros de las microformas son elementos de rugosidad del lecho del río y las islas o barras son un reflejo de las macroformas, las cuales dividen el flujo. Los tipos de barras definen su forma dentro del río. Los datos sobre el lecho y la superficie de las barras y el substrato (por debajo de cualquier capa acorazada) representan una información cuantitativa a partir de un análisis granulométrico de las muestras de sedimentos tomadas en sitios representativos del lecho o de las barras. El mapa esquemático del río y la sección transversal representativa son representaciones visuales de la vista en planta y del perfil transversal del cauce que incluye todas las particularidades pertinentes del río y de la llanura de inundación y de todos los sitios investigados y muestreados. Las fotografías de ele-

Dimensiones	Tipo de flujo	Controles del lecho	Tipos de control		Control a lo ancho	Tipos de control
Ancho canal (m) _____	no ☐	no ☐	no ☐	no ☐	no ☐	no ☐
Altura del canal (m) _____	Uniforme/tranquilo ☐	Ocasional ☐	Roca sólida ☐	Ocasional ☐	Ocasional ☐	Lecho rocoso ☐
Profundidad del flujo (m) _____	Uniforme/rápido ☐	Frecuente ☐	Roca meteorizada ☐	Frecuente ☐	Frecuente ☐	Cantos ☐
Ancho agua (m) _____	Fosas + crestas ☐	Confinado ☐	Cantos ☐	Confinado ☐	Confinado ☐	Coraza de gravas ☐
Pendiente _____	Torrencial+ caídas ☐	Cantidad ☐	Coraza de gravas ☐	Cantidad ☐	Cantidad ☐	Revestimientos ☐
Velocidad en(m/s) _____	Torrencial+caída ☐		Material Cohesivo ☐			Materiales cohesivos ☐
n de Manning _____	+ pozo ☐		Enrocados ☐			Diques ☐
			Estructuras escalonadas ☐			Espolones ☐

Notas y comentarios (6):

Fuente: HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.7** Parte 6. Descripción del río.

Material del lecho	Armadura	Granulometría superficial	Formas del lecho (arena)	Tipos de barras	(1) Granulometría superficial de barras
Arcilla ☐	no ☐	d ₅₀ (mm) _____	Plano (no) ☐	no ☐	d ₅₀ (mm) _____
Limo ☐	Armadura estática ☐	d ₈₄ (mm) _____	Rizos ☐	Alternadas ☐	d ₈₄ (mm) _____
Arena ☐	Armadura móvil ☐	d ₁₆ (mm) _____	Dunas ☐	Laterales ☐	d ₁₆ (mm) _____
Arena y gravas ☐			Altura de las formas del lecho _____	Diagonales ☐	
Gravas y cantos ☐	Espesor del Sedimento	Granulometría del sustrato	Islas o barras	Dunas ☐	(2) Granulometría del sustrato en las barras
Cantos + bolos ☐	Espesor de sedimentos sueltos (cm) _____	d ₅₀ (mm) _____	no ☐		d ₅₀ (mm) _____
Bolos + bloques ☐		d ₈₄ (mm) _____	Ocasionales ☐		d ₈₄ (mm) _____
Lecho rocoso ☐		d ₁₆ (mm) _____	Frecuentes ☐		d ₁₆ (mm) _____

Notas y comentarios (7):

(1)

(2)

Fuente : HEC.20,2001

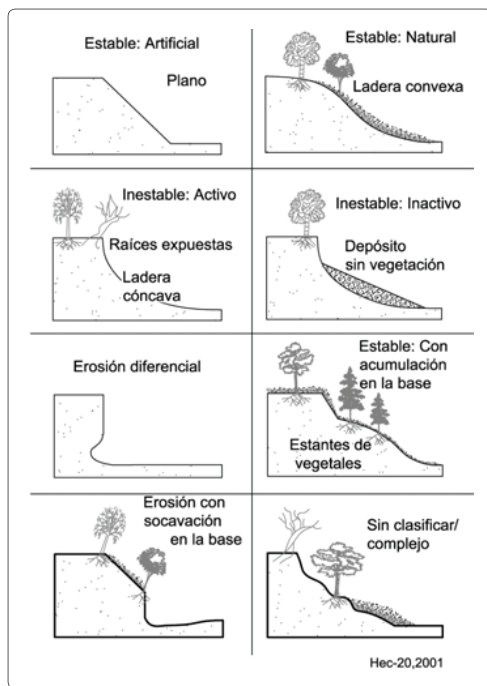
▲ **Cuadro 3.8** Parte 7. Descripción de sedimentos del lecho.

mentos importantes pueden ser una herramienta útil. También se deben registrar la ubicación y orientación de las fotografías.

Sección 4 – Investigación de orillas (izquierda y derecha) partes 8-12. Se documenta detalladamente la morfología de las orillas incluyendo la geometría, las características sedimentológicas, la vegetación, los procesos erosivos, los mecanismos de falla desde el punto de vista geotécnico y la extensión de los procesos acumulativos por sedimentación. Uno de los puntos centrales de reconocimiento es la evaluación completa y detallada de las orillas y de su dinámica. Ella es la base de la evolución de la configuración en planta del río y de la migración de las orillas y suministra información que sirve de apoyo al seleccionar un ponteadero y un acceso apropiado para modelar los procesos que se dan en las orillas y definir las estrategias más adecuadas para el manejo de las riberas.

En la parte ocho se describen detalladamente las características de las orillas en lo que se refiere al tipo, materiales, medidas de protección, dimensiones, forma y grado de fracturación. La clasificación por tipos de orillas se realiza a partir de los materiales, los cuales pueden ser granulares, cohesivos, compuestos o en capas. El estado de protección se refiere a la presencia o ausencia de cualquier tipo de protección de orillas. Los materiales de las orillas definen su composición, incluyendo las capas

estratigráficas y sus espesores dentro de las márgenes. La composición del material y la ubicación de los horizontes estratigráficos se definen en el tópico relativo a distribución y descripción de los materiales de la orilla. La altura media de las orillas y su inclinación se refieren a la altura representativa y al grado de inclinación de sus taludes. La forma del perfil de la orilla define la forma de la sección tal como se muestra en la figura 3.11. Las tensiones de falla como indicador de un colapso inevitable pueden estar presentes a lo largo de la corona de las orillas y se registra su altura. Las características de la orilla izquierda pueden ser reportadas según lo indicado en el cuadro 3.9, de la misma manera el cuadro 3.10 indica la forma de relacionar la vegetación en el flanco de la orilla izquierda.



▲ **Figura 3.11** Clasificación y morfología de los perfiles de las orillas.

Tipo	Material de orillas	Espesor de capas	Altura media	Forma del perfil	Grietas de tracción
Granular ☐	Limo/arcilla ☐	Material 1 (m) _____	Altura media (m) _____		no ☐
Cohesivo ☐	Arena/limo/arcilla ☐	Material 2 (m) _____			Ocasional ☐
Compuesto ☐	Arena/limo ☐	Material 3 (m) _____	Inclinación del Talud		Frecuente ☐
Estratificado ☐	Arena ☐	Material 4 (m) _____	Inclinación (%) _____		
Gruesas + delgadas ☐	Arena grava ☐	Material 5 (m) _____			
Cantidad de capas _____	Grava ☐	Distribución y descripción de materiales en el perfil de la orilla			Profundidad de la grieta
Estado de protección	Grava/cantos ☐	Material 1	Material 2	Material 3	Porcentaje de altura de la orilla (%) _____
Sin protección ☐	Cantos ☐	Base ☐	Base ☐	Base ☐	Material 4
Puntos duros ☐	Cantos, bolos ☐	Parte media ☐	Parte media ☐	Parte media ☐	Base ☐
Protección de base ☐	Bolos/lecho rocoso ☐	Corona ☐	Corona ☐	Corona ☐	Parte media ☐
Revestimiento ☐		Toda la orilla ☐	Toda la orilla ☐	Toda la orilla ☐	Corona ☐
Diques ☐		d50 (mm) ☐	d50 (mm) ☐	d50 (mm) ☐	Toda la orilla ☐
		Cu ☐	Cu ☐	Cu ☐	d50(mm) ☐
					Cu ☐
Cauces viejos en la llanura. Si ☐ no ☐		Barras laterales: si ☐ no ☐		Afluentes: si ☐ no ☐	
Notas y comentarios (8):					

Fuente : HEC.20,2001Fuente: HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.9** Parte 8. Características de la orilla izquierda.

Vegetación	Tipos de árboles	Densidad + espaciamiento	Ubicación	Estado	Altura
no/muerta ☐	ninguno ☐	no ☐	En toda la orilla ☐	Frondosa ☐	Corta ☐
Artificial ☐	Hojas caducas ☐	Esparcida/grupos ☐	En la corona ☐	Bien conservada ☐	Mediana ☐
Arbustos ☐	Coníferas ☐	Densa/grupos ☐	Parte media ☐	Deteriorada ☐	Alta ☐
Matorrales ☐	Mixtos ☐	Esparcida/continua ☐	Parte baja ☐	Muerta ☐	Altura (m) _____
Árboles ☐		Densa/continua ☐			
Pasto ☐					
Maleza ☐					
	Especies de árboles	Raíces	Diversidad	Edad	Extensión lateral
		Normal ☐	Homogénea ☐	Inmadura ☐	Franja ancha ☐
		Expuesta ☐	Mezclada ☐	Madura ☐	Franja angosta ☐
		Adventicia ☐	Autóctona ☐	Vieja ☐	Hileras únicas ☐
Notas y comentarios (9):					

Fuente : HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.10** Parte 9. Vegetación en el flanco de la orilla izquierda.

En la parte nueve se describen las características de la vegetación a lo largo de los flancos de las márgenes debido a sus efectos en la morfología, en la erodabilidad y en la estabilidad de orillas. Se describen los tipos generales de vegetación a lo largo de los flancos de las riberas y la orientación de sus troncos (vertical o inclinada) respecto a la orilla y al río. La profundidad de las raíces que afectan la cohesión de las márgenes y la susceptibilidad a desarrollar amenazas que puedan afectar la estabilidad se indican en los tipos y especies de árboles presentes a lo largo de ellas. La densidad + espaciamiento define el grado de cobertura vegetal y, en consecuencia, la magnitud de la protección contra erosión aportada por la vegetación. Las raíces expuestas o adventicias definen su relación respecto a las superficies de las riberas en lo que se refiere a la agradación, degradación o erosión. La ubicación de la vegetación en la orilla también afecta su estabilidad. La diversidad, la integridad, la edad, la altura y la extensión lateral de la vegetación también afectan la estabilidad de la orilla y pueden ser un indicador de inestabilidad en el pasado del río. En la sección esquemática de la margen se reporta su perfil, detalles importantes de su morfología y las características de la vegetación incluyendo un registro fotográfico.

En la parte diez se registran los detalles relativos a un buen conocimiento de los procesos erosivos y su distribución a lo largo de las orillas. La ubicación de la erosión se documenta en relación con las particularidades más importantes del río. Donde sea posible, también se documenta el estado presente y la tasa de erosión activa o inactiva, lo mismo que las migraciones o los avances (acrecentamiento). Se identifican los procesos responsables de la erosión de orillas y la distribución de diferentes procesos que pueden estar operando en diferentes partes de ella. La erosión paralela o por impacto por parte del flujo produce un desprendimiento y remoción de partículas completas o agregados de partículas en los flancos de la orilla con un flujo que puede ser paralelo u oblicuo respecto a la dirección de la corriente. La tubificación es producida por la exfiltración de aguas subterráneas a partir del flanco expuesto de la orilla, especialmente en riberas altas con desprendimientos de partículas en ellas. Los procesos de congelamiento/deshielo pueden remover desde partículas individuales hasta bloques en la orilla o debilitarla destruyendo su cohesión e incrementando la susceptibilidad a la erosión. La erosión laminar remueve el material superficial debido a la escorrentía sobre la orilla y hacia la parte inferior de ella, en su cara expuesta. Cuando la escorrentía superficial no está controlada, los surcos y zanjas pueden producir canales. El viento y las embarcaciones producen erosión de orillas por generación de olas que incrementan las velocidades cerca de las riberas, lo mismo que el esfuerzo cortante, desprendiendo y erosionando partículas, causando fluctuaciones drásticas en la presión de poros del agua en la orilla, debidas a las fluctuaciones rápidas del nivel. La flotación de hielo puede dañar mecánicamente la orilla haciéndola susceptible a la erosión. Otros tipos de procesos erosivos incluyen el paso de animales o de personas con o sin vehículos.

Cuando existen diferentes procesos erosivos en diversas partes de la orilla, ellos se deben identificar y registrar. Las características de la orilla derecha identificadas en campo se pueden reportar según el cuadro 3.11 y la vegetación según lo indicado en el cuadro 3.12.

En la parte once se identifican y se registran las características geotécnicas de las fallas en orillas. Las fallas pueden o no coincidir con la erosión de orillas; así se identifica su ubicación respecto a las particularidades más importantes del río y se clasifica la orilla por su condición de estabilidad. Los indicios de fallas y los bloques son rasgos prominentes de la desestabilización de orillas y, por lo tanto, se debe registrar su presencia y su apariencia. El modo de falla identifica el tipo de desestabilización asociado a la inestabilidad de la orilla y depende de la composición del material en ella, tal como se describe en el apéndice B del documento HEC-20. Se identifica y se registra la distribución en la orilla de todos los modos de falla. A continuación se presenta una breve descripción de cada uno de los modos de falla más frecuentes.

Caída de bloques y de suelo. Desprendimiento de partículas o de grumos o de bloques por socavación frecuente en la base, derrumbes y erosión de orillas con baja cohesión.

Deslizamiento somero. Es una falla superficial cuando el material de la orilla posee baja cohesión y ocurre a lo largo de un plano paralelo a la superficie del suelo.

Falla rotacional. Es una falla profunda en una masa de material cohesivo a lo largo de una superficie curva que deja una orilla de pendiente fuerte en su parte superior y con una sección en forma de arco y la masa deslizada en su parte inferior.

Derrumbe en bloques. Es una falla por material cohesivo consistente en el deslizamiento y posterior volcamiento hacia delante de una masa profunda dentro del río. En la orilla son frecuentes las grietas de tracción.

Falla en voladizo. Se forma en orillas con material compuesto estratificado, cuando se socava una capa inferior cohesiva que causa el colapso de un bloque superior de material cohesivo dentro del río que resulta suspendido.

Falla por sifonamiento. Se forma por la caída de un trozo en la parte inferior de la orilla como resultado de la saturación y el flujo de exfiltración en la base de una orilla cohesiva y muy escarpada.

Falla por tubificación. Se forma cuando una parte de la orilla colapsa como resultado de presiones altas y caudales considerables en el flujo de infiltración de agua subterránea.

Flujo seco granular. También se conoce como una avalancha de suelo seco suelto y es una falla tipo flujo de suelos granulares secos en orillas muy escarpadas.

Flujo de tierra húmeda. Es una falla viscosa de la orilla debida al incremento de su peso y a la pérdida de cohesión por saturación.

En la parte doce se evalúa el suministro de sedimentos y su grado de remoción o de acumulación respecto al nivel de base y a la estabilidad de la orilla (apéndice

Tipo	Material de orillas	Espesor de capas	Altura media	Forma del perfil	Grietas de tracción
Granular ☐	Limo/arcilla ☐	Material 1 (m) _____	Altura media (m) _____		no ☐
Cohesivo ☐	Arena/limo/arcilla ☐	Material 2 (m) _____			Ocasional ☐
Compuesto ☐	Arena/limo ☐	Material 3 (m) _____	Inclinación del Talud		Frecuente ☐
Estratificado ☐	Arena ☐	Material 4 (m) _____	Inclinación (%) _____		Profundidad de la grieta
Gruesas + delgadas ☐	Arena grava ☐	Material 5 (m) _____			Porcentaje de altura de la orilla (%) _____
Cantidad de capas _____	Grava ☐	Distribución y descripción de materiales en el perfil de la orilla			
Estado de protección	Grava/cantos ☐	Material 1	Material 2	Material 3	Material 4
Sin protección ☐	Cantos ☐	Base ☐	Base ☐	Base ☐	Base ☐
Puntos duros ☐	Cantos, bolos ☐	Parte media ☐	Parte media ☐	Parte media ☐	Parte media ☐
Protección de base ☐	Bolos/lecho rocoso ☐	Corona ☐	Corona ☐	Corona ☐	Corona ☐
Revestimiento ☐		Toda la orilla ☐	Toda la orilla ☐	Toda la orilla ☐	Toda la orilla ☐
Diques ☐		d50 (mm) ☐	d50 (mm) ☐	d50 (mm) ☐	d50(mm) ☐
		Cu ☐	Cu ☐	Cu ☐	Cu ☐
Cauces viejos en la llanura. Si ☐ no ☐		Barras laterales: si ☐ no ☐		Afluentes: si ☐ no ☐	
Notas y comentarios (10):					

Fuente : HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.11** Parte 10. Características de la orilla derecha.

Vegetación	Tipos de árboles	Densidad + espaciamiento	Ubicación	Estado	Altura
no/muerta ☐	ninguno ☐	no ☐	En toda la orilla ☐	Frondosa ☐	Corta ☐
Artificial ☐	Hojas caducas ☐	Esparcida/grupos ☐	En la corona ☐	Bien conservada ☐	Mediana ☐
Arbustos ☐	Coníferas ☐	Densa/grupos ☐	Parte media ☐	Deteriorada ☐	Alta ☐
Matorrales ☐	Mixtos ☐	Esparcida/continua ☐	Parte baja ☐	Muerta ☐	Altura (m) _____
Árboles ☐		Densa/continua ☐			
Pasto ☐					
Maleza ☐					
	Especies de árboles	Raíces	Diversidad	Edad	Extensión lateral
		Normal ☐	Homogénea ☐	Inmadura ☐	Franja ancha ☐
		Expuesta ☐	Mezclada ☐	Madura ☐	Franja angosta ☐
		Adventicia ☐	Autóctona ☐	Vieja ☐	Hileras únicas ☐

Notas y comentarios (11):

Fuente : HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.12** Parte 11. Vegetación en el flanco de la orilla derecha.

Ubicación de la erosión		Estado actual		Tasa de migración	Proceso dominante
General ☐	Frente a la estructura ☐	Intacta ☐	Tasa (m/año) _____	Flujo paralelo ☐	Erosión concentrada
Fuera de una curva ☐	Cerca a estructura ☐	Erosión latente ☐		Flujo impedido ☐	+ cárcavas ☐
En la curva ☐	Abajo de estructura ☐	Erosión activa ☐	Tasa de avance	Tubificación ☐	Olas por viento frente ☐
Una barra de estructu ☐	Avance latente ☐	☐	Hielo/deshielo	Fuerzas de embarcaciones ☐	Presión del hielo ☐
Detrás de una barra ☐	Otro ☐	Avance activo ☐	Tasa (m/año) _____	Erosión laminar ☐	Otros ☐
Abscisa _____					

Notas y comentarios (12):

Fuente : HEC.20,2001

▲ **Cuadro 3.13** Parte 12. Erosión de la orilla izquierda.

B del documento HEC-20). Los escombros acumulados en las orillas registran la presencia de materiales provenientes de la erosión o falla de orillas y que son almacenados a lo largo de la pata de la ribera. Se clasifica la vegetación como factor que puede acelerar la acumulación de sedimentos a lo largo de la pata en la orilla. La edad se refiere a la madurez de los sedimentos acumulados a partir de la madurez de la vegetación que ha crecido sobre los depósitos. Las especies de árboles y su integridad suministran información sobre la fisiología, los patrones de suelo, la biomasa y sobre la fisiografía, la madurez y la estabilidad de los depósitos en la pata. Como se anotó anteriormente, las raíces definen si los depósitos en un río están causando agradación, degradación o son estables. La retención de basuras y escombros es un estimativo del volumen total de basuras provenientes de la orilla que se han acumulado en la pata.

El reconocimiento del cauce y los formatos anteriores no se deben usar como sustituto de las investigaciones hidrográficas, hidráulicas y geotécnicas convencionales sino como complemento de esas investigaciones. El cuadro 3.13 contiene el formato para describir en campo las características de la erosión de la orilla izquierda.

3.5.4 Aplicaciones concretas

Los formatos de reconocimiento geomorfológico de cauces sirven para diferentes propósitos y tienen una amplia variedad de aplicaciones. Algunas de esas aplicaciones incluyen:

Identificación en campo de inestabilidad de canales cerca de estructuras. Con aplicación a los puentes y otras estructuras asociadas a las vías en el entorno de los cauces, los formatos de reconocimiento se pueden usar para asegurar una evaluación rápida y cuidadosa de la estabilidad del cauce con el propósito de adelantar inspecciones y mantenimiento de esas estructuras.

Clasificación de cauces. La información cualitativa y cuantitativa reportada en los formatos de reconocimiento puede ser aplicada para la mayoría de los sistemas de clasificación de cauces existentes, incluyendo los de Brice Schumm Rosgem.

Análisis ingenieril y geomorfológico de cauces. La escala espacial amplia y el alcance de los reconocimientos constituyen una base para trabajos cuantitativos posteriores, por lo cual se incrementa la eficiencia y las aplicaciones de los estudios hidráulicos y sedimentológicos posteriores.

Suministro de datos de entrada en las técnicas de diseño de estabilización de ríos. La compilación de información cualitativa y semicuantitativa de manera selectiva con el uso de formatos es necesaria para caracterizar los ríos existentes, identificando los procesos asociados al flujo y a los sedimentos y estimando la severidad de cualquier tipo de problema de flujo o sedimentológico. Esos son pasos importantes en los

estudios de prefactibilidad y factibilidad anteriores al diseño de puentes, a la estabilización de ríos y a otros trabajos de ingeniería.

Evaluación, modelación y control de la migración de orillas. Debido a que los análisis geotécnicos convencionales de la estabilidad de orillas tienen carácter local y requieren investigaciones detalladas en el sitio, los datos reportados en los formatos de reconocimiento se pueden usar en los análisis de ingeniería y geomorfología en relación con la erosión de orillas y desarrollados para evaluaciones a escala o de sistemas amplios (apéndice B) del documento HEC-20.

Como ayuda de entrenamiento. Los formatos se pueden usar para entrenar personal inexperto en métodos y técnicas de campo.

Para establecer un registro permanente de las condiciones del cauce. Los formatos son un medio que documentan permanentemente los resultados de reconocimientos de cauces y pueden ser un punto de partida para la base de datos de un sistema experto de información geográfica.

3.5.5 Evaluación del potencial de acumulación de elementos flotantes

La acumulación de troncos flotantes y de todo tipo de basura puede incrementar el nivel del agua, aumentar la socavación en pilas y estribos de puentes, aumentar las fuerzas laterales sobre estas estructuras y promover la socavación del lecho y las orillas. Los resultados de estudios detallados realizados por Diehl y Bryan en Estados Unidos, revelaron diferentes conclusiones sobre la acumulación de material flotante. La acumulación potencial de material flotante depende de las características del río, del puente y de la cuenca. El material flotante que se acumula en los puentes proviene principalmente de árboles caídos por erosión de orilla. Los ríos con canales inestables presentan la máxima erosión de orillas y una gran cantidad de material flotante. Además, un material flotante abundante en el canal puede agravar la inestabilidad del río. La mayor parte del material flotante transcurre a lo largo del eje dinámico del cauce, donde la corriente es más rápida y de mayor pendiente. Los troncos más largos que el ancho del río forman cúmulos o se parten en tramos más pequeños. El material flotante se acumula frente a obstáculos como las pilas de puentes que dividen el flujo en la superficie del agua. El material flotante es atrapado de manera más efectiva por grupos de obstáculos separados por luces menores que la longitud de los troncos dentro de la acumulación del material. El material flotante se acumula superficialmente pero puede alcanzar el lecho y producir depósitos.

La mayoría de las publicaciones relacionadas con material flotante son anecdóticas y cualitativas. Además, las guías de diseño existentes consideran al material flotante como una amenaza para los puentes, pero no incluyen métodos para esti-

mar el tamaño y la susceptibilidad a la acumulación de material flotante. A pesar de que en el apéndice D del documento HEC-20 de la circular HEC-18 se presenta un procedimiento provisional para estimar la socavación en pilas asociadas a los materiales flotantes, es de anotar que esta evaluación también es subjetiva y requiere cierto juicio y experiencia.

Un estudio detallado adelantado por el servicio de investigación geológica de los Estados Unidos junto con la administración federal de carreteras, presenta guías y un método para la evaluación del potencial del material flotante a través de un método detallado de evaluación. Los siguientes párrafos presentan el método de evaluación del material flotante propuesto por Diehl. El uso de esas guías requiere un juicio ingenieril derivado de la experiencia regional con problemas de materiales flotantes.

Existen tres bases generales para evaluar el potencial de acumulación del material flotante que posteriormente se subdividen en cuatro tareas. Abajo se discuten las dos primeras fases y sus tareas correspondientes. La tercera fase, tal como lo propuso Diehl, no será discutida acá dado que ella contiene sólo una metodología cuantitativa para determinar la acumulación potencial de material flotante en un determinado sitio.

Distribución potencial de material flotante. En la primera fase la evaluación del potencial de un río de distribuir material flotante se basa en la posibilidad de que ingresen ramas y troncos dentro del cauce y que ellos puedan ser transportados aguas abajo hasta llegar al puente. A pesar de que las observaciones son la evidencia más directa sobre el potencial de distribución de material flotante, la ausencia de este tipo de material en un sitio particular no indica un bajo potencial de distribución dado que algunos eventos catastróficos de baja frecuencia y los cambios en la cuenca o en la estabilidad del río pueden suministrar abundante material flotante en el futuro.

La evidencia directa de un alto potencial de transporte incluye las siguientes observaciones:

- Casos múltiples de acumulación de material flotante en los puentes.
- Acumulación crónica de material flotante en uno o varios sitios.
- Acumulación de material flotante en sitios donde la acumulación potencial de material flotante debería ser baja porque este material no es abundante.
- Abundante material flotante en el cauce.
- Necesidades en el pasado de retirar material flotante en el sistema fluvial.

La evidencia directa de un potencial bajo de transporte de material flotante puede ser la siguiente:

- Una cantidad despreciable de material flotante durante la mayoría de los eventos, especialmente en sitios con alto potencial de retención o en sitios típicos de acumulación de material flotante.

- Todas las acumulaciones de material flotante aguas arriba y zonas con mucha vegetación.
- El material flotante en el río queda remansado durante crecientes como resultado de velocidades bajas.

Generación potencial de material flotante. La evidencia de erosión de orillas existente o potencial se puede considerar como un indicio de la generación potencial de material flotante. Una evidencia indirecta incluye las siguientes observaciones:

- Erosión de orillas desarrollada ampliamente aguas arriba.
- La historia de cambios en el sistema fluvial aguas arriba, incluyendo degradación, migración lateral activa, ensanchamientos, canalizaciones, cambios en el drenaje o presas.
- Proyectos de cambios en el sistema fluvial.

Factores hidráulicos y geomorfológicos que indican inestabilidad del cauce tal como lo describe Dile:

- Tala de árboles en la cuenca.
- Historia o planes de cambios marcados del uso de la tierra en la cuenca.

Las observaciones que producen evidencia indirecta en una baja generación potencial de material flotante incluyen las siguientes:

- La incapacidad de producir vegetación leñosa a lo largo del sistema fluvial y de conducirla en pendientes fuertes hacia aguas abajo de un río.
- El sistema fluvial es estable y no presenta cambios significativos.

El transporte potencial de material flotante es controlado por la capacidad de conducción del cauce, donde la evidencia indirecta indica que la tasa de producción de material flotante es alta o puede ser alta. Se debe asumir que una determinada corriente natural puede transportar material flotante a menos de que exista alguna evidencia de lo contrario. Los ríos estables y con vegetación densa transportan poco material flotante y se puede asumir que poseen una baja capacidad de transporte mientras no sea destruida la vegetación.

Las dimensiones del río y, en particular, el ancho aguas arriba de un determinado sitio influyen en el tamaño del material flotante que puede ser transportado y, en consecuencia, en el tamaño de los cúmulos potenciales. Se deben tomar en cuenta los posibles cambios en las dimensiones del río asociadas a inestabilidades potenciales futuras en el momento de estimar las dimensiones del cauce. Se estima que el ancho del flujo requerido para la flotación de troncos es igual al diámetro del tronco incluyendo sus raíces, más el ancho de los materiales adheridos, lo cual está entre el 3 y 5% de la longitud del tronco. La longitud máxima del tronco se estima

a partir del ancho menor del río inmediatamente aguas arriba del sitio, el cual se mide perpendicularmente a las orillas o a las líneas de vegetación permanente y en los puntos de inflexión entre curvas. Diehl recomienda estimar la longitud de los troncos en un determinado sitio como el menor de los siguientes dos valores:

- El ancho del río aguas arriba del sitio.
- La longitud máxima de troncos robustos, que aproximadamente se define como la altura de los árboles maduros en las orillas.

Ubicación de la distribución de material flotante en un sitio. Se localiza la distribución de material flotante en el cruce de una carretera; la ubicación de los cúmulos puede variar entre las pilas y las luces, por lo tanto el potencial de distribución del material flotante debe ser evaluado en cada pila y en cada luz. En general, el material flotante transita a lo largo de un camino relativamente estrecho definido por corrientes de circulación secundaria que convergen en la superficie del cauce. Las pilas localizadas en esta zona son comúnmente los sitios de mayor acumulación. La ruta típica del material flotante coincide con el eje dinámico o con el centro del canal en tramos rectos. El centro en la ruta del material flotante generalmente se encuentra entre el eje dinámico y la orilla externa en tramos curvos. La ruta del material flotante debe ser evaluada en relación con los desbordamientos, dado que ella puede salirse de los confines del cauce en tramos meándricos durante esos episodios.

La acumulación de material flotante también puede ser fuertemente influenciada por las características del puente. La magnitud de la distancia entre pilas y la elevación de las vigas o losas inferiores afectan la acumulación potencial de material flotante. Algunas partes del material flotante pueden entrar en contacto con algún elemento del puente y girar hacia aguas abajo quedando frente a otro elemento y atrapando más basura. El esviamiento también reduce el ancho efectivo entre pilas e incrementa la retención potencial de basura. Dado que la mayor parte del material flotante es superficial, él puede quedar atrapado entre la superestructura del puente y el fondo cuando el nivel de agua está sobre la cara inferior de la superestructura. El material flotante puede acumularse a lo largo o debajo de la superestructura o puede quedar atrapado entre la superestructura y el lecho en el caso de que presente rotaciones verticales.

Los estrechamientos de elementos estructurales del puente cerca de la superficie del agua hacen que el material flotante sea desviado o atrapado. Las luces múltiples de pilas poco espaciadas, grupos de pilas o las cimentaciones expuestas de las pilas, son ejemplos de estrechamientos que pueden atrapar y acumular material flotante. Cuando el apoyo de una pila o una pila está compuesta de una fila de columnas esviadas respecto al flujo, la basura puede quedar atrapada durante crecientes o caudales normales. Los cúmulos existentes de material flotante también pueden atrapar otros materiales. La superestructura del puente o cualquier otro

elemento de vertimiento sobre o debajo de la superficie también pueden atrapar material flotante si las crecientes son suficientes para ello. El borde libre debe ser suficiente para dejar pasar los árboles más grandes con sus raíces.

Existe considerable evidencia directa e indirecta sobre la generación de material flotante que puede ser recopilada y usada para evaluar su acumulación potencial en un determinado sitio. La mayor parte de esta información puede ser compilada como una parte del reconocimiento del cauce. Diehl presenta una metodología, incluyendo diagramas de flujo, para una estimación posterior del potencial de acumulación de material flotante. Se puede realizar un estimativo cualitativo durante los reconocimientos de campo o durante las labores de mantenimiento del puente con un buen conocimiento del sitio por parte del personal encargado.

3.6 CLASIFICACIÓN DE CAUCES EN RÍOS

3.6.1 Generalidades

Los sistemas de clasificación de ríos dan al ingeniero una información útil sobre las características típicas asociadas a una determinada corriente y establecen un lenguaje común como base de comunicación. La clasificación identifica rasgos generales comunes con el fin de obtener un esquema sencillo. Dada la complejidad de los sistemas naturales, es inevitable sacrificar alguna información en el intento de simplificar una continuidad en las características geomorfológicas del canal dentro de intervalos discretos para efectos de clasificación. Sin embargo, la clasificación de ríos puede producir una información suficientemente útil como para que el esfuerzo sea meritorio.

A pesar de que, en principio, las clasificaciones son útiles para lograr claridad en la comunicación y como un índice de los diferentes tipos de ríos existentes, son las características de un río individual las que resultan importantes al definir los procesos y las respuestas del río. Los sistemas de clasificación por sí solos poseen un bajo valor al definir el significado de los procesos o al definir la respuesta del río (ver por ejemplo Miller y Ritter 1996). Desde una perspectiva práctica, las mediciones de la sinuosidad, de la relación ancho-profundidad, del gradiente, de las dimensiones (ancho, profundidad) y del tipo de sedimento (lecho y orillas), cuando se complementan con mediciones o cálculos del caudal, de la velocidad del flujo y del poder del cauce o competencia, proporciona la información necesaria para conocer y entender un río y el conocimiento requerido para evaluar su estabilidad y predecir cambios futuros. Cuando se dispone de esta información cuantitativa con respecto a un río, las clasificaciones son sólo un primer paso en la evaluación de la estabilidad del canal y en la predicción de sus cambios.

La clasificación básica de ríos más común usa el patrón de cauces en planta o la configuración en planta para definir tres tipos de ríos: rectilíneos, meándricos y

trenzados. Las discusiones sobre los factores geomorfológicos que afectan la estabilidad de los cauces usan esta simple clasificación (figura 2.44) y las características típicas en planta de cada tipo de río. Las definiciones de una simple clasificación pueden ser ampliadas con datos empíricos para alcanzar conclusiones definitivas razonables respecto a un tipo de río. Otros enfoques en la clasificación de ríos usan variables independientes como el caudal y la carga de sedimentos para determinar el tipo de corriente.

3.6.2 Conceptos de clasificación de ríos

Tal como se anotó, los ríos son frecuentemente categorizados como rectilíneos, meándricos y trezados. Esas categorías identifican los tres mayores tipos de ríos aluviales. Un río aluvial es aquel que transita en un cauce cuyo lecho y orillas están compuestos por sedimentos transportados por el mismo río. Además de los tres tipos básicos de ríos, también existen ríos aluviales ramificados o anastomosados y ríos que son llamados erráticos o divagantes. Brice (1975) ilustra el rango de tipos de ríos para cauces meándricos, trezados y ramificados o anastomosados (figura 3.12) que amplía la clasificación simple de la figura 2.44.

La figura 3.12 muestra la diferencia entre una sinuosidad baja, canales rectilíneos y canales meándricos, lo mismo que entre ríos con barras trezadas e islas. También se demuestra que los ríos trezados ocupan un cauce mientras que los ríos ramificados o anastomosados poseen múltiples cauces separados por una llanura de inundación cubierta de vegetación.

La mayoría de los trabajos en corrientes naturales se ha concentrado en ríos aluviales. Con el fin de obtener un conocimiento amplio de esos ríos, es necesario relacionarlos respecto a variables independientes

Grados de sinuosidad	Grados de trezamiento	Grados de anastomamiento
1 1-1.05	0 <5%	0 <5%
2 1.06-1.25	1 5-34%	1 5-34%
3 >1.26	2 35-65%	2 35-65%
	3 >65%	3 >65%
Tipo de sinuosidad	Tipo de trezado	Tipo de anastomamiento
A. Fase simple ancho constante, profundo	A. Barras frecuentes	A. Caudes laterales sinuosos
B. Fase simple constante	B. Barras e islas	B. Meandros cortados
C. Curvas anchas, rápidamente ocasionales	C. Islas frecuentes de forma diversas	C. Caudes divididos con brazos sinuosos
D. Curvas anchas, caídas frecuentes	D. Islas frecuentes, largas y estrechas	D. Caudes divididos subparalelos
E. Fase simple ancho irregular		E. Compuesta
F. Dos fases internas, sinuosidad del cauce principal		
G. Dos fases, sinuosidad bimodal de orillas llenas		

Hec-20,2001

▲ **Figura 3.12** Clasificación de cauces aluviales según Brice (1975).

que controlan el tamaño del cauce y su morfología (forma, patrón, gradiente). El tamaño del cauce está claramente relacionado con el volumen de agua transportada por el río. En promedio, el ancho del canal aumenta hacia aguas abajo como la raíz cuadrada del caudal y el gradiente disminuye hacia aguas abajo en la misma proporción en que se incrementa el caudal. Asumiendo una corriente escalonada que no presente agradaciones o degradaciones progresivas, el tipo de sedimento transportado por el río tiene una mayor influencia en la forma del cauce, en su patrón y en su gradiente. El cuadro 3.14 resume una clasificación de ríos aluviales basada en una proporción relativa de arena y limo arcilloso transportado por la corriente. Basados en estudios de ríos en grandes planicies de los Estados Unidos y en Australia, se ha determinado que las corrientes con carga en suspensión que transportan cargas de fondo muy bajas eran estrechas, profundas, suaves y sinuosas, mientras que las corrientes con altas

Modo de transporte de los sedimentos	Carga de fondo (porcentaje de la carga total)	Estabilidad del río		
		Estable	Depósito (carga de exceso)	Erosión (déficit de carga)
Carga en suspensión	<3	Río con una carga en suspensión estable. Relación ancho/profundidad <10; sinuosidad >2,0; gradiente relativamente suave.	Río con depositación de sedimentos suspendidos. Depósitos considerables en las orillas debido al estrechamiento del cauce; depositación inicial menor en el lecho.	Erosión de material en suspensión. Erosión predominante del lecho y un ensanchamiento menor del cauce.
Carga mixta	3-11	Río con una carga mixta estable. Relación ancho/profundidad >10 y <40; sinuosidad <2,0 y >1,3; gradiente moderado.	Río con depositación de sedimentos mixtos. Depósitos considerables en las orillas seguidos de depósitos en el lecho.	Erosión de material mixto. Erosión inicial del lecho seguida de un ensanchamiento del cauce.
Carga de fondo	>11	Río con una carga de fondo estable. Relación ancho/profundidad >40; sinuosidad <1,3; gradiente relativamente fuerte.	Río con depositación de sedimentos de fondo. Depósitos en el lecho y formación de islas	Erosión de material de fondo. Pequeña Erosión del lecho y ensanchamiento predominante del cauce.

▲ **Cuadro 3.14** Clasificación de ríos aluviales (Schumm, 1977).

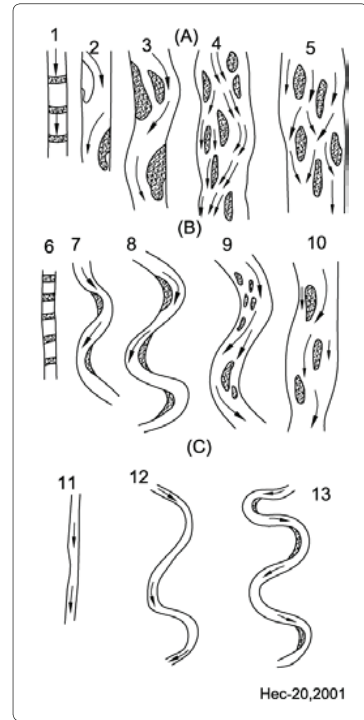
cargas de fondo eran anchas, someras, de pendiente fuerte y relativamente rectilíneas. Esta clasificación relaciona las características del río con el tipo de carga de sedimentos. Durante estudios experimentales se determinó posteriormente que el gradiente del valle ejerce una mayor influencia en los patrones del cauce.

La figura 3.12 sugiere que el rango de ríos desde rectilíneos hasta trenzados forman un proceso continuo, pero los trabajos experimentales y los estudios de campo han indicado que dentro de este proceso se pueden identificar umbrales del patrón de ríos donde el patrón cambia entre rectilíneo, meándrico y trenzado. Los cambios en el patrón se presentan con valores críticos de la potencia de la corriente, del gradiente y de la carga de sedimentos.

Además de los patrones de ríos mostrados en la figura 3.12, existen cinco patrones según la carga de fondo (figura 3.13a) que han sido reconocidos en estudios experimentales sobre este tema. Esos cinco patrones básicos por carga de fondo se pueden ampliar considerando una carga mixta y cargas en suspensión para producir trece patrones (figura 3.13). Como se indica más adelante, los patrones 1-5 representan ríos con carga de fondo (figura 3.13a). Los patrones 6-10 son ríos con carga mixta (figura 3.13b) y los patrones 11-13 corresponden a ríos con carga en suspensión (figura 3.13c). Para cada tipo de río, los cambios de patrón se pueden relacionar con incrementos de la pendiente del valle, en la potencia del cauce y en la carga de sedimentos.

Los diferentes patrones de ríos por carga de fondo (figura 3.13a) se pueden describir como sigue: patrón 1: cauce rectilíneo con un ancho esencialmente igual y con dunas de arena migratorias; patrón 2: cauce con barras alternadas y migración lateral o barras alternadas con un thalweg (vaguada) ligeramente sinuoso; patrón 3: río meándrico de baja sinuosidad y grandes barras alternadas que desarrollan chorros o caídas; patrón 4: río trenzado con transición hacia un thalweg meándrico. Las grandes barras alternadas o barras laterales han sido disectadas por chorros o caídas pero se puede identificar un thalweg meándrico. El patrón 5 es un río trenzado con barras.

En comparación con los patrones de cauces por carga de fondo, los cinco patrones con carga mixta (figura 3.13b) son relativamente angostos y profundos con una buena estabilidad de orillas.

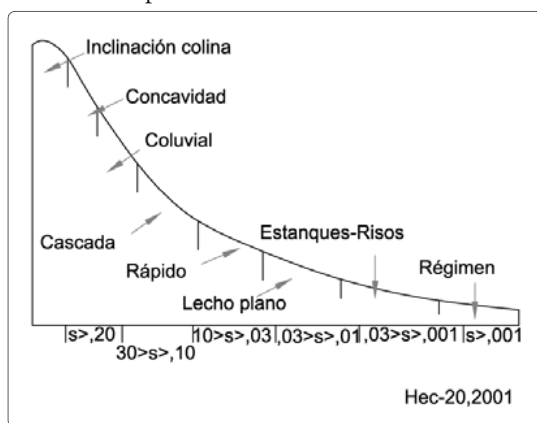


▲ **Figura 3.13** Patrones de ríos aluviales
a) Patrón de cauce con carga de lecho;
b) Patrón de cauce con carga mixta;
c) Patrón de cauce con carga en suspensión.

El alto grado de estabilidad permite la formación de cauces rectilíneos angostos y profundos (patrón 6) y las barras alternadas se estabilizan debido a los sedimentos finos para formar ríos ligeramente sinuosos (patrón 7). El patrón 8 corresponde a ríos verdaderamente meándricos, anchos en las curvas, relativamente angostos en los tramos rectos y sujetos a cortes por chorros. El patrón 9 mantiene la sinuosidad de un río meándrico pero debido al gran transporte de sedimentos, la presencia de barras le imprime una apariencia de trenzamiento sinuoso. El patrón 10 es un río trenzado con islas que es relativamente más estable que el patrón 5 con carga de fondo.

Los ríos con carga en suspensión (figura 3.13c), son angostos y profundos. El patrón 11 de carga en suspensión es un río rectilíneo, angosto y profundo. Con sólo pequeñas cantidades de carga de fondo, este tipo de río tiene la mayor sinuosidad de todos (patrones 12 y 13).

Se debe subrayar que la anterior clasificación aplica a ríos aluviales ajustables con carga de sedimento compuesta básicamente por arenas, limos y arcillas, los cuales han sido considerados como ríos en régimen por Montgomery y Buffington, quienes han considerado el rango completo de ríos desde las corrientes de alta montaña en roca hasta los descritos anteriormente (figuras 3.12 y 3.13). Esta clasificación se inicia en la divisoria de aguas (figura 3.14) y se mueve hacia aguas abajo a lo largo del lecho rocoso y de las depresiones coluviales o caídas, hasta el punto donde se pueden reconocer los cauces aluviales. Se han identificado cinco tramos morfológicamente diferentes: cascada, escalón con pozo, lecho plano, pozo acanalado con rizos y dunas con rizos (en régimen). La mayoría de estos tramos están confinados por las paredes de los valles y terrazas en contraste con los ríos de régimen aluvial. El cuadro 3.15 resume las características más importantes de cada uno de los tipos de ríos.



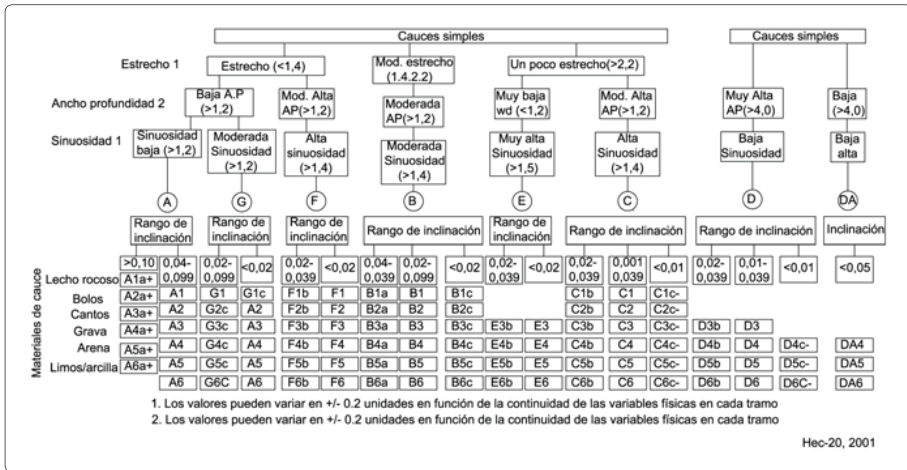
▲ **Figura 3.14** Perfil longitudinal idealizado de laderas y depresiones no canalizadas a lo largo de una red fluvial mostrando la distribución general de tipos de cauces aluviales (Montgomery y Buffington, 1997).

Rosgen desarrolló un sistema extenso para clasificar los ríos naturales. Este sistema divide las corrientes en siete grandes tipos a partir del grado de estrechamiento, del gradiente, de la relación ancho/profundidad y de la sinuosidad. Dentro de cada gran categoría existen seis subcategorías dependiendo del tipo dominante de material en el lecho y en las orillas. El sistema de clasificación muestra una clara preferencia hacia las corrientes que son relativamente pequeñas

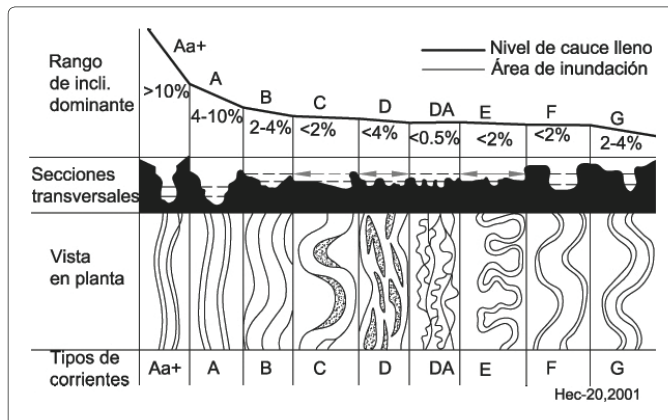
	Dunas y rizos	Rizos	Lecho plano	Rápidas y fosas	Cascada	Lecho rocoso	Coluvial
Material típico del lecho	Arena	Grava	Grava y cantos	Cantos y bolos	Bolos	Roca	Variable
Patrón del lecho	Capas múltiples	Divagaciones laterales	Sin características	Variaciones verticales	Aleatorio	Irregular	Variable
Elementos de rugosidad dominante	Sinuosidad (dunas, formas del lecho, rizos, barras, gravas, orillas)	Formas del lecho (barras y fosas), granos sinuosidad, orillas	Granos, orillas	Formas del lecho (escalones y fosas), granos, orillas	Granos, orillas	Fronteras (lechos y orillas)	Granos
Fuentes dominantes de sedimentos	Fluvial, falla de orillas	Fluvial, falla de orillas	Fluvial, falla de orillas, flujos de lodos	Fluvial, laderas, flujos de lodos	Fluvial, laderas, flujos de lodos	Fluvial, laderas, flujo de lodos	Laderas, flujos de lodos
Elementos de almacenamiento de sedimentos	Sobre orillas, formas del lecho	Sobre orillas, formas del lecho	Sobre orillas	Formas del lecho	Formas laterales de obstrucciones al flujo	Bolsas	Lecho
Confinamiento típico	Inconfinado	Inconfinado	Variable	Confinado	Confinado	Confinado	Confinado
Esparcimiento típico entre fosas	5 a 7	5 a 7	Ninguno	1 a 4	<1	Variable	Desconocido

▲ **Cuadro 3.15** Clasificación de la morfología de tramos de ríos de montaña en el mar-occidente del pacífico (Montgomery y Buffington, 1997)

y de pendiente fuerte. Por ejemplo, de los tipos de corriente basados en el material dominante del lecho, siete son trezados, treinta son encañonados en el sentido de que los desbordes hacia las bancas están confinados con las paredes del valle o de las terrazas, y cuatro son ríos de montaña de tipo curvilíneo, estrecho y sinuoso. En las figuras 3.15 y 3.16 se muestra la estructura básica del método de Rosgen. Esta clasificación es amplia en lo que se refiere a su alcance pero se requiere un estricto conocimiento geomorfológico para aplicarla consistentemente y para que resulte útil.



▲ **Figura 3.15** Claves para la clasificación de ríos en el método de Rosgen (Modificado por Thorne).



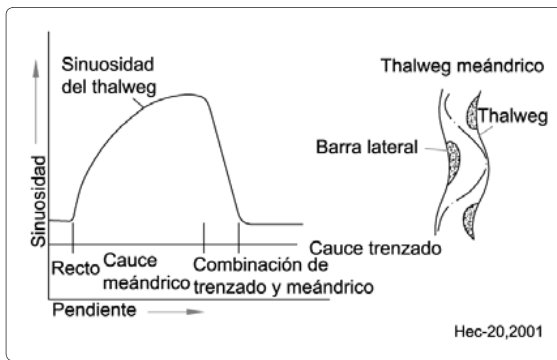
▲ **Figura 3.16** Perfil longitudinal, secciones transversales y vistas en planta de los tipos principales de ríos según el método de Rosgen (Modificada por Rosgen, 1994 y por Thorne).

3.7 EVALUACIÓN CUALITATIVA DE LA RESPUESTA DEL RÍO

3.7.1 Generalidades

Los factores más complejos en los mecanismos de un río son: el gran número de variables interrelacionadas que pueden responder simultáneamente a cambios naturales o impuestos en un sistema fluvial y la evolución continua de los patrones de corrientes, de la geometría del cauce, de las barras y de las formas de rugosidad del lecho con cambios en el caudal y en la carga de sedimentos. Con el fin de entender la respuesta de una corriente a actividades humanas y naturales, aquí se presentan algunos conceptos geomorfológicos.

En la figura 3.17 se ilustra esquemáticamente la dependencia de las formas del cauce respecto a la pendiente, la cual puede ser impuesta independientemente de otras características del cauce. Cualquier cambio natural o artificial que altere la pendiente del río puede producir modificaciones en los patrones existentes del cauce. Por ejemplo, el corte de un meandro incrementa la pendiente del río. Referido a

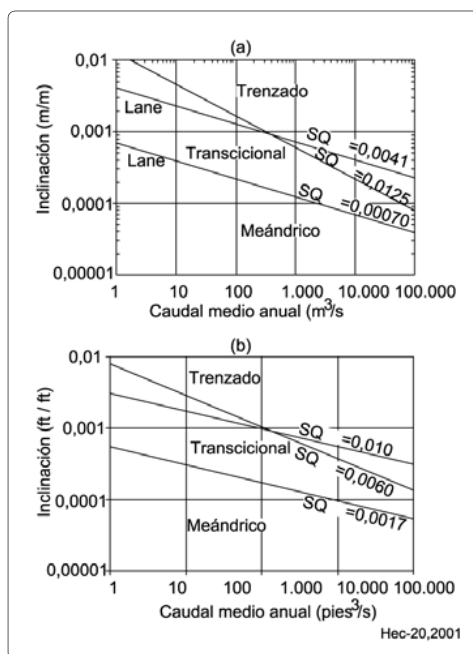


▲ **Figura 3.17** Relación entre la sinuosidad y la pendiente en diferentes tipos de cauce con caudal constante (HIRE).

la figura 3.17, este cambio en la posición mostrada hacia la derecha puede producir una transformación de un patrón meándrico relativamente tranquilo hacia un patrón trenzado que cambia rápidamente con el tiempo, que posee velocidades altas, que está subdividido por barras de arena y transporta cantidades relativamente grandes de sedimento. Al contrario, es posible que una disminución de

la pendiente pueda transformar un cauce trenzado inestable en un cauce meándrico.

Relación de Lane y otros conceptos geomorfológicos. Las diferencias significativas en las dimensiones de los ríos, en las formas y en los patrones asociadas a diferentes valores del caudal y de la carga de sedimentos indican que, respecto a los cambios de esas variables independientes, se pueden anticipar grandes variaciones en la morfología del río. Además, un cambio en la hidrología puede producir transformaciones en la sinuosidad del cauce, en la longitud de onda de los meandros, en el ancho del río y en su profundidad. Es posible que se requiera un largo período de inestabilidad del río con erosiones de orillas considerables y cambios laterales del canal para compensar los cambios hidrológicos. La reacción de un río a cambios en



▲ **Figura 3.18** Relación inclinación (pendiente)- caudal para cauces trenzados o meandricos en el lecho de arena (Según Lane) a) Sistema internacional de unidades, b) Unidades inglesas.

el caudal y en la carga de sedimentos puede ocasionar transformaciones en las dimensiones del río contrarias a las indicadas por muchas ecuaciones del régimen. Por ejemplo, es concebible que una disminución en el caudal, junto con un incremento en la carga de sedimento, pueda causar una disminución en la profundidad y un aumento del ancho. Las figuras 3.18a y 3.18b, ilustran la dependencia de una corriente con formas del lecho en arena respecto a la pendiente del río y al caudal. De acuerdo con Lane, un río con lecho de arena hace meandros cuando:

$$S_o \cdot Q^{0.25} \leq K_u \quad (3.1)$$

$K_u = 0.00070$; S_o - pendiente longitudinal del fondo, m/m; Q - caudal medio anual, m^3/s .

De manera similar, un río con lecho de arena es trenzado cuando:

$$S_o \cdot Q^{0.25} \geq K_u \quad (3.2)$$

$$K_u = 0.0041$$

La zona entre las líneas que definen corrientes trenzadas y corrientes meándricas en las figuras 3.18 a y b es el rango transicional, es decir, el rango en el cual una corriente puede cambiar fácilmente de un tipo a otro.

Muchos ríos en los Estados Unidos son clasificados como corrientes intermedias con lechos de arena y se ubican en esta zona, entre las curvas que limitan las corrientes meándricas y trenzadas. Si una corriente es meándrica, pero su caudal y su pendiente están en los bordes de la zona transicional, un incremento relativamente pequeño en la pendiente del río puede hacerlo cambiar con el tiempo hacia una corriente transicional o trenzada.

Leopold y Wolman representaron la pendiente y el caudal para diferentes corrientes naturales. Ellos observaron que los ríos meándricos y los ríos trenzados pueden estar separados por una línea cuya ecuación es:

$$S_o \cdot Q^{0.44} = K_u \quad (3.3)$$

$$K_u = 0.0125$$

Las corrientes clasificadas como meándricas por Leopold y Colman (1995) son aquellas cuya sinuosidad es mayor que 1,5. Las corrientes trenzadas son aquellas que poseen islas aluviales relativamente estables y, por lo tanto, dos cauces o más. Ellos anotan que el tamaño del sedimento está relacionado con la pendiente y con el patrón del río pero no intentan tomar en cuenta el efecto de este tamaño en la morfología de las corrientes. Posteriormente, indican que las corrientes trenzadas y meándricas se pueden diferenciar basados en las combinaciones de pendiente, caudal y la relación ancho/profundidad, pero respecto al ancho como una variable dependiente principalmente del caudal.

En muchos ríos los tramos altos han alcanzado un estado de equilibrio para propósitos prácticos de ingeniería; esos tramos estables se han denominado como “balanceados” por los geólogos o en “equilibrio” por los ingenieros. Sin embargo, esta condición no excluye algunos cambios significativos en un período corto de tiempo o en períodos de años. Al contrario, muchos ríos contienen tramos largos que se encuentran en proceso de agradación o degradación activa. Esos ríos en agradación o degradación constituyen una amenaza para los cruces de vías y los accesos en comparación con las corrientes en equilibrio dinámico.

Independientemente del grado de estabilidad de un río, las actividades humanas pueden producir grandes cambios locales en sus características o a lo largo de grandes tramos. Con mucha frecuencia, el resultado neto de la adecuación de un río es un gran alejamiento de la condición de equilibrio que existía antes de la adecuación. Los diseños de modificaciones en el cauce de un río deben mantener o mejorar la tendencia natural de los ríos a buscar una condición de equilibrio estable. Esto requiere entender la dirección y la magnitud de los cambios en las características del cauce que se producen por acciones del hombre o de la naturaleza. Este entendimiento se puede obtener de las siguientes maneras:

- Estudiando la corriente en condiciones naturales.
- Teniendo un conocimiento de los caudales líquidos y sólidos.
- Ser capaz de predecir los efectos y la magnitud de actividades humanas futuras.
- Aplicando los conocimientos de geología, geomorfología, suelos, hidrología e hidráulica de los ríos aluviales.

La predicción de la respuesta de un río a ciertas modificaciones es un asunto muy complejo. En el análisis existe un gran número de variables interrelacionadas que pueden responder a cambios en un sistema fluvial dentro de la evolución continua en las formas de los cauces. La geometría de los cauces, las barras y las formas de rugosidad del lecho varían al cambiar los caudales líquido y sólido. Debido a la necesidad de tales predicciones, se han desarrollado métodos útiles para predecir cualitativa y cuantitativamente la respuesta de los ríos a diferentes cambios.

Las predicciones cuantitativas se pueden realizar si se conocen con suficiente detalle, todos los datos requeridos. Sin embargo, con frecuencia no se dispone de la información requerida para las evaluaciones cuantitativas, por lo cual sólo es posible adelantar estimaciones cualitativas. Por ejemplo, Lane estudió los cambios en la morfología de un río causados por los caudales líquido y sólido y desarrolló una relación cualitativa simple con las variables más importantes que describen el comportamiento de un cauce. Leopold y Maddock, lo mismo Schumm y Santos-Cayado, han presentado tratamientos a la respuesta de ríos respecto a cambios en las condiciones de las corrientes de manera similar pero más extensa. Todas esas investigaciones han confirmado la relación propuesta originalmente por Lane:

$$Q \cdot S_o \propto Q_s \cdot d_{50} \quad (3.4)$$

Q – caudal; S_o – pendiente de la línea de energía; Q_s – caudal sólido; d_{50} – tamaño mediano de los sedimentos.

Esta relación proporcional (ecuación 3.4) es muy útil para predecir cualitativamente la respuesta del río a cambios climatológicos, a modificaciones del cauce o a ambos. Esta relación geomorfológica es sólo un paso inicial en el análisis de los problemas de las respuestas a largo plazo por parte de un río. Sin embargo, este paso inicial es útil, dado que indica las posibles dificultades asociadas a las modificaciones de los cauces. En la siguiente sección y según Richardson, E.V, Simons y Lasasse (2001) se presentan ejemplos de este uso.

3.7.2 Respuesta de un sistema fluvial

La agradación o degradación del lecho afecta no solamente al río al cual pertenece sino también a los afluentes y a la corriente a la cual eventualmente entrega sus aguas. Así, el sistema fluvial se encuentra en condición de inestabilidad respecto al suministro de sedimentos y a su capacidad de transporte y deberá buscar un nuevo estado de equilibrio. A continuación se presentan algunos ejemplos para ilustrar el amplio sistema de respuestas de un río a cambios naturales o inducidos por el hombre.

Ejemplo 1. La degradación de un río de orden principal causa el mismo efecto de sus afluentes aumentando el valor de la carga de sedimentos. El caudal sólido adicional disminuye la tasa de degradación en el río principal y puede detener o revertir este fenómeno durante un cierto tiempo si las contribuciones son suficientemente grandes o si un afluente transporta material que puede producir el acorazamiento del lecho en la corriente que se degrada.

Usando la ecuación 3.4, la respuesta básica del río principal se puede expresar de la siguiente manera:

$$Q \cdot S_o^+ \propto Q_s^+ \cdot d_{50} \quad (3.5)$$

Aquí se asume que el caudal líquido (Q) y el tamaño del sedimento (d_{50}) permanecen invariables (nota: cuando ninguno de los signos (+) o (-) aparece como superíndice en la ecuación de Lane indica que la condición permanece constante). Así, el incremento en el caudal sólido (Q_s^+) que resulta a partir del río tributario debe producir un aumento en la pendiente (S^+) en el río principal si se mantiene el balance geomorfológico expresado por la relación de Lane. El incremento en la pendiente disminuye o reversa la degradación original del río principal con el cual se inició la respuesta del sistema fluvial.

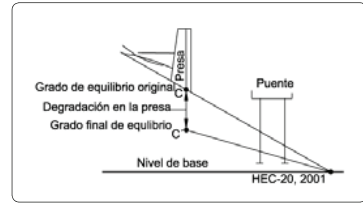
Ejemplo 2. El suministro de sedimento disponible para ser transportado por un determinado tramo de un río puede ser reducido por cambios en la cuenca que reducen la erosión por extracción de arena o de gravas del lecho aguas arriba del tramo, o por la construcción de una presa para almacenamiento aguas arriba de este tramo. En general, para los dos últimos casos, el sedimento transportado por el río se disminuye o se elimina en la zona de extracción o en el embalse, por lo cual el agua conducida por el río aguas abajo resulta más clara. La figura 3.19 ilustra el ejemplo de una presa. En relación con la ecuación 3.4, una disminución del caudal sólido produce un decremento en la pendiente si el caudal líquido y el tamaño de los sedimentos permanecen constantes, es decir:

$$Q \cdot S_0^- \propto Q_s^- \cdot d_{50} \quad (3.6)$$

El gradiente original de equilibrio del río se representa con la línea CA. El nuevo grado de equilibrio, representado por la línea C'A', es el resultado de una disminución en el suministro de sedimentos. La presa es un control que evita la propagación de estos efectos hacia aguas arriba. Excepto para el control creado por la presa, se experimentan efectos similares en cualquier tramo que produzca una reducción en el suministro de sedimentos.

En relación con la figura 3.17, para un río trenzado de baja sinuosidad la disminución de la pendiente abajo de la presa produce un incremento de la sinuosidad y un cambio de la configuración en planta del río hacia la combinación de un río meándrico/trenzado. Si el cauce abajo de la presa era meándrico inicialmente, con una sinuosidad cercana a la máxima y con la pendiente original, la disminución de la pendiente abajo de la presa debe cambiar la configuración en planta del río reduciendo la sinuosidad del cauce meándrico.

De la figura 3.18 se puede derivar un resultado similar para un patrón inicial de río trenzado abajo de la presa. El decremento de la pendiente abajo de la presa puede indicar una tendencia al cambio de la ubicación del cauce hacia abajo, posi-



▲ **Figura 3.19** Cambios en la pendiente longitudinal de un río como respuesta a la disminución en el suministro de sedimentos en el punto C.

blemente dentro de un rango intermedio. Para un río inicialmente meándrico la disminución de la pendiente abajo de la presa puede indicar una tendencia a disminuir el carácter meándrico del río. Se debe notar que, en ambos casos, se ha asumido un caudal líquido constante.

Como se ve, el efecto hacia aguas abajo de una presa es más complejo que una simple reducción en el suministro de sedimentos. Si el embalse es relativamente pequeño y los caudales aguas abajo no se afectan significativamente, en un período inicial se puede presentar una degradación, pero después de que el embalse se colmate con sedimentos puede ocurrir una agradación. Excepto para socavaciones locales aguas abajo de la presa, a la larga, el nuevo grado de equilibrio puede alcanzar la línea CA. Eso también aplica a una presa de derivación o a cualquier otra presa pequeña en un río.

Las presas construidas para embalsar agua con propósitos de control de crecientes o para suministro, generalmente tienen el espacio requerido para un embalse muerto. A lo largo de la vida útil del proyecto hacia aguas abajo se descarga agua relativamente limpia. Para propósitos prácticos, el suministro de sedimentos hacia los tramos de aguas abajo se reduce permanentemente. Sin embargo, los embalses creados para esos propósitos también reducen el caudal hacia aguas abajo. Aplicando la ecuación 3.4, se refleja una reducción en el caudal líquido. Si el caudal sólido o el tamaño de los sedimentos permanecen invariables abajo de la presa (por ejemplo, aguas abajo existe un afluente que aporta caudales sólidos considerables) esto se puede expresar de la siguiente manera:

$$Q^- \cdot S_o^+ \propto Q_s \cdot d_{50} \quad (3.7)$$

Considerando el escenario más probable de la respuesta de un río a una presa, tanto el caudal líquido (Q) como el caudal sólido (Q_s) deben disminuir. Es también posible que el tamaño del sedimento (d_{50}) en el río abajo de la presa aumente debido al acorazamiento o al ingreso de sedimentos a partir del afluente. Usando la ecuación 3.4, este resultado complejo se puede expresar de la siguiente manera.

$$Q^- \cdot S_o^\pm \propto Q_s^- \cdot d_{50}^+ \quad (3.8)$$

Aquí la respuesta resultante en la pendiente ($S^\pm$) puede depender de la magnitud relativa de los cambios en las otras variables de la ecuación.

3.7.3 Respuestas complejas

Generalmente una evaluación cualitativa simple de la respuesta de un sistema fluvial asume que la corriente es “estable” o “equilibrada”, es decir, se trata de una condición de equilibrio permanente. Esta condición en un sistema de proceso-respuesta se mantiene por una autorregulación o una retroalimentación negativa que

opera para contrarrestar o reducir los efectos de cambios externos al sistema y regresa a una condición de equilibrio. Para una evaluación cualitativa de la estabilidad del cauce en una estructura de cruce, esta es una suposición inicial razonable; sin embargo, la respuesta del sistema fluvial puede ser mucho más compleja. Un sistema fluvial puede ser analizado como un sistema físico, donde operan las variables con una determinada relación, o como un sistema histórico, donde los cambios son vistos desde una perspectiva a largo plazo. Tal como lo ha indicado Schumm, en realidad el sistema fluvial es un sistema físico con una historia. Cuando se hace un análisis en un período tan largo como el correspondiente a un ciclo de erosión (escala geológica del tiempo), las características del sistema cambian progresivamente; sin embargo, si se obtiene un balance a largo plazo (en una escala ingenieril de tiempo) entre el suministro de agua y sedimentos por parte de la cuenca y las cantidades transportadas por el sistema fluvial, puede existir un estado de equilibrio dinámico. Cuando existe un equilibrio dinámico se pueden presentar socavaciones, sedimentaciones y migración de orillas, pero en una escala ingenieril de tiempo se alcanzan unas características promedio y se mantiene el balance entre el ingreso y la salida de sedimentos.

Además de la complejidad de la respuesta de un sistema fluvial, algunos cambios pueden ser más de carácter episódico que progresivo. Los sistemas fluviales pueden cambiar a lo largo del tiempo a una condición de inestabilidad incipiente sin cambios de las influencias externas. La excedencia de un umbral geomorfológico durante, por ejemplo, una creciente considerable, puede producir un cambio no progresivo (episódico) potencialmente catastrófico en el sistema fluvial. Schumm cita como ejemplo un valle en una región semiárida en donde la acumulación de sedimentos a lo largo del tiempo incrementa progresivamente la pendiente del valle hasta que se presenta la falla por erosión. Otro ejemplo común de un umbral geomorfológico es el incremento progresivo de la sinuosidad de un río y de la amplitud de los meandros hasta su corte final o avulsión. Esto se debe a la prolongación y la longitud del río que aumenta la resistencia y la reducción del gradiente que acompaña los incrementos de sinuosidad. En la figura 2.43 se muestra la historia del desarrollo y el corte de meandros en dos ríos. La migración de meandros y la forma “óptima” de las curvas se discuten con mayor detalle en los capítulos cuatro y cinco del presente texto.

La figura 2.40 presenta un ejemplo de una respuesta compleja en una escala de tiempo de interés para los ingenieros si el cruce con un puente o las estructuras de una carretera se encuentran dentro del sistema fluvial afectado. Otro ejemplo es la respuesta de una cuenca de drenaje al “rejuvenecimiento”, es decir, el descenso del nivel de base del río principal por degradación a largo plazo. Cuando el nivel de base descende, la erosión y los ajustes del río se presentan cerca de la desembocadura, en realidad el río principal probablemente se ajustará a los cambios antes de que

los tributarios presenten alguna respuesta. Sin embargo, cuando los tributarios se rejuvenecen y se ajustan hasta alcanzar el nuevo nivel de base, la producción de sedimentos incrementada se dirige al río principal que ya se ha ajustado a los cambios del nivel de base pero que no se ha ajustado a las cargas incrementales de sedimentos provenientes de aguas arriba. Así, la incisión original puede no ser el único ajuste realizado por el río principal. En realidad, se debe esperar una secuencia compleja de respuestas antes de que el sistema adopte una nueva condición de equilibrio dinámico, por lo cual todas las estructuras pueden ser afectadas incluyendo los puentes y estructuras de acceso, tanto en la corriente principal como en los tributarios.

En el capítulo cuatro del documento HIRE se presenta un ejemplo de análisis de umbrales en patrones de ríos y de una respuesta compleja utilizando la figura 3.18. En el capítulo nueve del mismo documento HIRE se presentan consideraciones de diseño para accesos de carreteras y cruces de ríos en situaciones de respuestas simples y respuestas complejas.

3.8 EVALUACIONES RÁPIDAS DE LA ESTABILIDAD DE UN RÍO

Dadas las restricciones de tiempo en las inspecciones de puentes y los altos costos de estudios geomorfológicos detallados, resulta deseable disponer de una técnica para evaluar rápidamente la estabilidad de un río. Jhonson y otros después de una revisión detallada, concluyeron que existe un cierto número de métodos para evaluar la estabilidad de ríos. Algunos requieren el concepto autorizado de un geomorfólogo experimentado mientras que otros necesitan solamente de algún período de entrenamiento. Todos esos métodos son, por lo menos en parte, basados en observaciones subjetivas de una gran variedad de parámetros que describen las características del río y de la llanura de inundación que lo rodea.

Por ejemplo, Simon y Downs desarrollaron un método para evaluar la estabilidad de un río que ha sido rectificado. Este trabajo se basa en un antiguo estudio de Simon para la evaluación, modelación y configuración de la socavación potencial de un puente en Tennessee Oeste. En este método se suministra un formato de campo para la toma de datos en un período de 1,5 a 2 horas. Esta información se incluye dentro de una matriz de valoración. A cada categoría de la matriz de valoración se le asigna un peso cuyo valor se ha seleccionado a partir de la experiencia de los autores. Así se produce una calificación sumando los pesos de cada categoría. La mayor calificación corresponde al río más inestable. Se encontró que para las corrientes en Tennessee Oeste, una calificación de 20 o más indica un río inestable que puede amenazar los puentes y el terreno adyacente al río. El sistema de calificación es un método sistemático para evaluar la estabilidad; sin embargo, la calificación final no se puede comparar con la evaluación de corrientes en otras regiones geológicas, geomorfológicas o fisiográficas. Además, muchos de los parámetros son muy di-

fíciles de evaluar, especialmente cuando no existen mediciones en la corriente. Por ejemplo, se asigna un peso considerable a la identificación de la etapa de evolución del río. Para determinar apropiadamente esta etapa, es necesario definir si el río está en proceso de ensanchamiento, degradación o agradación. La determinación de la agradación o la degradación requiere de varios años de información sobre la elevación del fondo, lo cual no puede ser determinado durante una breve visita de campo.

El Departamento de Investigaciones Geológicas de los Estados Unidos (USGS) desarrolló un método para determinar un “índice de socavación potencial” para evaluar y estimar la socavación máxima en ponteaderos ubicados en Iowa. Este trabajo fue realizado en cooperación con el Comité de Investigación de carreteras de Iowa y con el Departamento de Transporte de Iowa y también se basó en el estudio realizado por Simon en el Tennessee occidental.

El índice de socavación potencial utilizado en el estudio del USGS está compuesto de once componentes principales de estabilidad de una corriente. A cada componente se le asigna un valor como resultado de una evaluación en el sitio y el índice de socavación potencial es la suma de estos parámetros. Los valores altos de este índice sugieren una alta posibilidad de que existan problemas de socavación. La evaluación de varios componentes es algo subjetiva y los valores asignados pueden variar dependiendo del juicio y de la experiencia del inspector. Sin embargo, el índice de socavación potencial no resulta dominado por un solo componente y las variaciones en los valores asignados, probablemente tienden a cancelarse una con otra en el momento de sumar los componentes para obtener el índice.

Los 11 principales componentes del índice son:

- Material del lecho.
- Material de protección (por ejemplo enrocado).
- Etapa de evolución del canal.
- Porcentaje de estrechamiento del río.
- Número de pilas del puente en el río.
- Porcentaje de bloqueo por basura.
- Erosión de orillas.
- Proximidad del puente a la influencia de un meandro.
- Esviajamiento de pilas.
- Colapsos masivos (falla de orillas en el puente).
- Ángulo de aducción de flujos altos.

Para ayudar a determinar si un puente puede ser vulnerable a la socavación se utiliza una evaluación del potencial de socavación. A pesar de que la evaluación del potencial de socavación no puede predecir el valor de la socavación real durante una creciente, sí da una medida de la probabilidad de que ocurran problemas de socavación tanto en crecientes como durante el tiempo en que los procesos de

evolución operan sobre el río. La evaluación se acompaña con una valoración en el sitio, usando un formato de inspección por socavación.

Con el método del USGS se realizó la evaluación de la socavación potencial de 130 puentes en Iowa. Las áreas de drenaje aguas arriba de los puentes variaron entre 60 y 20.163 km². Todos los puentes tenían estructuras soportadas en estribos y posiblemente una o más pilas. La edad de los puentes variaba desde menos de cinco años hasta más de setenta años. Los resultados de la evaluación se resumen en el reporte 95-4015 del Departamento de Investigación de Recursos Hídricos del USGS.

Tal como se anotó, Jhonson, después de revisar los métodos y parámetros existentes, desarrollaron un método rápido y sistemático para evaluar la estabilidad de un río con lechos en grava. Ese método está basado en trece indicadores cualitativos y cuantitativos de los procesos geomorfológicos e hidráulicos, los cuales son calificados, sopesados y luego sumados para producir una calificación de estabilidad. Muchos de esos indicadores deben ser identificados durante los reconocimientos del cauce, como se recomienda en el documento HEC-20. En el apéndice D del documento HEC-20 se presenta la evaluación rápida de la estabilidad de ríos según Jhonson.

3.9 TÉCNICAS CUANTITATIVAS PARA EL ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE CAUCES. (APLICACIÓN DE LOS PROCEDIMIENTOS DEL NIVEL DOS DE ANÁLISIS)

3.9.1 Introducción

El diseño de vías y de puentes, los análisis de socavación y de estabilidad de cauces, la rehabilitación de puentes, el diseño de medidas de protección y los proyectos de restauración de ríos, son todos afectados por cambios en las características morfológicas de un cauce. A pesar de que las técnicas cualitativas, lo mismo que la clasificación y el reconocimiento, aportan una buena idea sobre los procesos en el río, puede ser necesaria la aplicación de técnicas geomorfológicas e ingenieriles cuantitativas para evaluar el impacto potencial de los cambios en la morfología del río para efectos de planificación, diseño y rehabilitación de vías.

En general, el ingeniero de vías necesita resolver tres cuestiones en relación con la estabilidad del cauce:

- ¿Cuál es la estabilidad de la orilla en la estructura de cruce?
- ¿Cuál es la estabilidad lateral (configuración en planta) del cauce?
- ¿Cuál es la estabilidad vertical (perfil) del lecho en el río?

Los efectos de la inestabilidad lateral (configuración en planta) de un cauce en el acceso de una vía o en un cruce depende de la magnitud de erosión de la orilla

o de la migración del río y del diseño del acceso o del puente. La erosión de orillas puede socavar las pilas y estribos ubicados por fuera del cauce principal y erosionar los estribos tipo vertedero o destruir los terraplenes de acceso. La migración de una curva a lo largo de la luz de un puente cambia la dirección del flujo (ángulo de ataque) a lo largo de la luz aumentando la socavación local y por contracción. El presente capítulo contiene técnicas cuantitativas para evaluar la estabilidad lateral de un río, incluyendo: características de los meandros y predicciones sobre los efectos de las migraciones laterales del río.

Los efectos típicos asociados con los cambios de la elevación del lecho (vertical) en puentes son la erosión en estribos y la exposición de las pilas por socavación o una reducción del área de flujo y del gálibo por agradación bajo puentes. La agradación y degradación de los ríos también pueden producir cambios de su configuración en planta, erodando potencialmente zonas de la llanura de inundación y de los terraplenes de acceso en esa llanura. En el presente capítulo se presentan procedimientos cuantitativos concretos para estimar la velocidad de umbral en movimiento incipiente y las características de acorazamiento de un lecho. Aplicando la ecuación de movimiento incipiente para un determinado tamaño de partícula, desarrollada a partir del diagrama de Shields se puede obtener un indicador de la estabilidad relativa de río. La determinación de la condición crítica o condición de umbral para la cual las fuerzas hidrodinámicas son suficientes para mover una determinada partícula proporciona un conocimiento sobre las condiciones del flujo que están en capacidad de movilizar el lecho y afectar la estabilidad vertical del río. También se presenta un procedimiento simple desarrollado por la Oficina de Adecuación de Tierras de los Estados Unidos para determinar la profundidad de degradación que se requiere para producir una capa acorazada suficiente para eliminar la estabilidad vertical.

Para ir más allá de una comparación histórica de los perfiles del lecho o de la aplicación de técnicas cuantitativas simples para evaluar la estabilidad vertical de un cauce, se requiere una experiencia considerable en el análisis de transporte de sedimentos. Sin embargo, los análisis de continuidad de sedimentos y los conceptos de pendiente de equilibrio expuestos en este capítulo constituyen un enfoque básico que permite un análisis de estabilidad más detallado. Si se desea hacer un análisis más riguroso de la dinámica vertical de río se puede considerar la aplicación del programa HEC-6 del Cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos (ahora contenido en el programa HEC-RAS) o el modelo FHWA BRI-STARS.

Finalmente, el ingeniero de vías debe conocer la necesidad potencial de restaurar o rehabilitar cauces ambientalmente degradados en el momento de diseñar, construir o hacer el mantenimiento de cruces. El documento HEC-20 contiene una introducción a los conceptos de restauración de ríos y las referencias de guías recientemente publicadas para el diseño de restauraciones.

3.9.2 Estabilidad lateral del río

Bajo condiciones ideales un río estable es aquel que no cambia en tamaño, forma o posición a lo largo del tiempo. Sin embargo, todos los ríos aluviales cambian en alguna medida y, por lo tanto poseen un cierto grado de inestabilidad inherente. Un río inestable es aquel cuya tasa o magnitud de cambio es suficientemente grande como para constituirse en un factor significativo en el diseño y mantenimiento de obras de ingeniería en un río y su medio ambiente.

Aunque un río pueda parecer inestable, esto no indica necesariamente que él no se encuentra en equilibrio o régimen. Basados en las relaciones del ancho, la profundidad y la pendiente respecto al caudal, la mayoría de los ríos aluviales poseen probablemente un estado de equilibrio en uno u otro momento. No obstante, esos ríos migran lateralmente con tasas de movimiento que varían desde imperceptibles hasta muy rápidas. Así, en la ingeniería práctica puede no ser necesario el equilibrio o régimen de ríos. Una migración activa del río puede mantener el equilibrio de la pendiente y de la sección transversal pero aún puede ser una amenaza para las obras de ingeniería. En la figura 3.10 se muestran algunos tipos de inestabilidad lateral.

El retiro de las orillas y la migración activa de meandros producen inestabilidad lateral y un ensanchamiento del cauce. Tal como se indica en el Apéndice B del documento HEC-20, existen dos mecanismos de migración de orillas: ataques fluviales y fallas masivas. El mecanismo de falla concreto en un determinado sitio está asociado a las características del material de las orillas. Comúnmente las fallas masivas y los ataques del río actúan conjuntamente; la erosión fluvial socava la pata de la orilla, produciendo la sobreinclinación de su talud y su posterior falla. La remoción de los escombros producidos por la falla de la orilla se realiza a través de la erosión fluvial y, entonces, el proceso se repite.

El proceso de erosión de orillas puede ser el resultado de la incisión del cauce (degradación), del flujo en curvas, del cambio de dirección del flujo debido a depósitos locales u obstrucciones, de agradaciones o cualquier combinación de los anteriores. El flujo en una curva puede causar erosión en la pata de la orilla exterior (cóncava) y una falla subsecuente de la orilla debido al incremento del esfuerzo cortante en ese sitio. El ataque fluvial que produce desprendimientos de partículas puede ser un proceso significativo en zonas de flujos concentrados con esfuerzos cortantes altos (por ejemplo en la parte externa de las curvas). Sin embargo, los estudios sobre los procesos de erosión de orillas muestran que el principal mecanismo de ajustes laterales consiste en la falla masiva y el subsecuente transporte fluvial del material derrumbado.

Es importante notar que la erosión fluvial del material de orillas que han fallado anteriormente juega un papel significativo al determinar las tasas de migración de orillas. La actividad fluvial controla el estado del control de base y la remoción de

los materiales fallados desarrolla taludes muy inclinados y pueden inducir la erosión de la pata al remover el material a lo largo de ella, el cual actúa como apoyo o contrafuerte. Esos factores rejuvenecen el proceso de erosión de bancas a través de las fallas masivas. Si no se presenta erosión en la base, la falla masiva del material de la orilla produce una reducción en la inclinación del talud y su estabilización después de un corto período de tiempo.

Migración de meandros

Los ríos pueden poseer meandros activos o pasivos. Un meandro activo puede tener un poder suficiente para deformar los contornos del río por medio de una socavación activa del lecho, por erosión de orillas y por crecimiento de barras laterales. Al contrario, un meandro pasivo le imprime un carácter sinuoso al río, no erosiona las orillas y, por lo tanto, no presenta migraciones.

Inicio de los meandros. Aunque no existe una explicación totalmente satisfactoria sobre el origen y el desarrollo de los meandros, se sabe que ellos se inician por el retiro localizado de orillas que se alterna de una orilla a otra del río con un patrón más o menos regular. Además, la deformación del lecho puede ser un pre-requisito importante que modifica el patrón del flujo antes de que se inicie un meandro. Se cree que los flujos helicoidales se desarrollan espontáneamente en canales rectilíneos como un resultado de los vórtices generados en las paredes del río (figura 3.20). También es posible que se formen dos vórtices de eje horizontal a lo largo de cada una de las orillas con flujo descendente en el centro del río. Las diferencias en la rugosidad de las orillas pueden inducir una asimetría en esos vórtices o celdas y una inversión periódica de la celda dominante. La inversión periódica del flujo helicoidal tiene una influencia importante en el patrón de erosión y en la deposición a través de meandros y, de manera más concreta, en la formación del thalweg y de las barras laterales alternadas. Además, el flujo macro turbulento y los procesos oscilatorios, es decir, las fluctuaciones en el campo de velocidades también son componentes importantes en la deformación de orillas.

Patrón del flujo en las curvas de meandros. Las características principales del patrón de flujo en las curvas de meandros son:

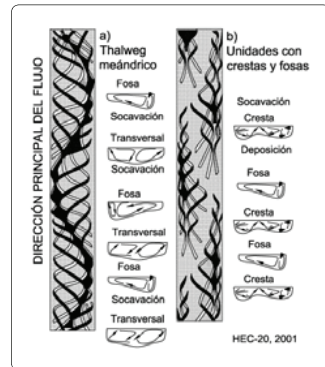
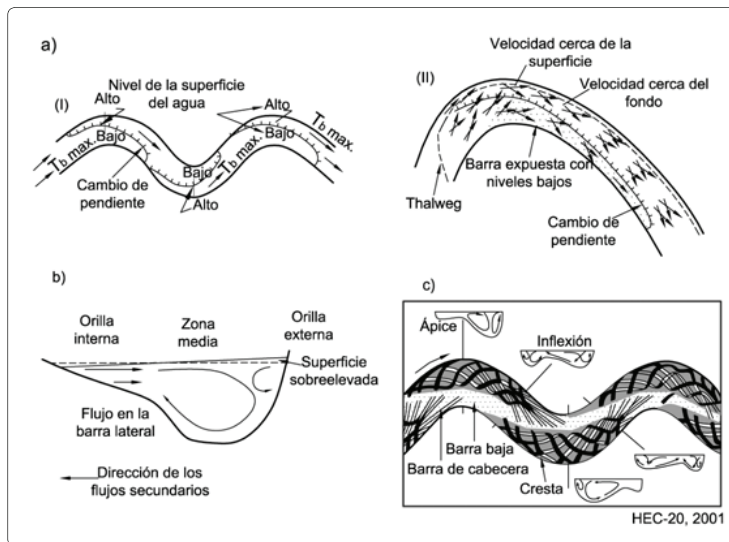


Figura 3.20 Modelos de la estructura del flujo y formas del lecho asociadas a cauces aluviales rectilíneos; a) Modelo de Einstein y Shen con una pareja de vórtices que se acentúan periódicamente; b) Modelo de Thomson con un flujo superficial convergente producido por interacciones entre el flujo y el lecho móvil, creando risos de asimetría alternada. Las líneas negras indican corrientes superficiales y las líneas blancas representan las corrientes cercanas al lecho.

- La sobreelevación de la superficie del agua en la orilla cóncava.
- Un flujo transversal dirigido superficialmente hacia la orilla cóncava y orientado hacia la orilla convexa en las corrientes de fondo produciendo una circulación secundaria adicional a la dirección principal del flujo.
- La corriente de velocidad máxima que se mueve desde la orilla convexa en la entrada de la curva hacia la orilla cóncava al final de la curva cruza el río en la zona de mayor curvatura del meandro.

La fuerza centrífuga que actúa sobre el flujo en la curva produce la sobreelevación de la superficie del agua. Esta sobreelevación aumenta la presión en la orilla cóncava, induciendo un flujo descendente que origina el movimiento circular anteriormente mencionado. La combinación de la corriente transversal y del flujo longitudinal produce el flujo helicoidal en la curva. La sobreelevación en la superficie del agua en la orilla cóncava aumenta el gradiente de energía y se crea, en ese sitio, una zona donde actúa el máximo esfuerzo cortante sobre los contornos (figura 3.21a). La zona de máximo esfuerzo cortante cambia hacia fuera y hacia aguas arriba, influenciada por el perfil del fondo que presenta fosas y crestas, y por la asimetría de la sección transversal, la cual es característica en los meandros.



★ **Figura 3.21** Patrones de flujo en los meandros; a) (i) Localización del esfuerzo cortante máximo de frontera (T_b) y (ii) Campo de flujo en una curva con una barra de punta bien desarrollada (según Dietrich); b) Flujo secundario en el ápice de una curva mostrando el vórtice en la orilla externa y el flujo que indica depositación y la deformación de una barrera de arena en la orilla interna (según Markham y Thorne); c) Modelo de la estructura de la arena en la orilla interna (según Thompson). Las líneas negras indican las corrientes superficiales y las líneas blancas corresponden a las corrientes cercanas al lecho.

Las corrientes secundarias que generalmente son más débiles que las principales influyen en la distribución de velocidades y en el esfuerzo cortante sobre los contornos. Markham y Thorne dividieron la sección transversal de una curva entre regiones asociadas al patrón de flujo secundario (figura 3.21b):

- Región media, a lo largo de la cual pasa el 90% del caudal con flujo helicoidal bien desarrollado.
- Desarrollo de una celda con circulación opuesta en la zona de la orilla externa: el esfuerzo de esta celda aumenta con el caudal, con la inclinación de la orilla y con el grado de curvatura del meandro.
- Zona de la orilla convexa, donde la región de aguas someras sobre la barra lateral induce un flujo hacia afuera, forzando al núcleo de velocidad máxima superficial a dirigirse hacia la orilla cóncava e incrementando ligeramente la profundidad del flujo, lo cual produce una componente de la corriente hacia la parte interna de la curva cerca del fondo y que se dirige hacia la barra lateral en el costado convexo.

La localización y duración del patrón de flujo varía con el caudal, con la contracción en la curva y con la forma de la sección transversal. Las corrientes principales son dominantes con caudales altos debido a que el flujo principal sigue una trayectoria rectilínea, pero las corrientes secundarias son relativamente fuertes con caudales intermedios. El grado de sobreelevación y la influencia de la circulación secundaria aumentan en curvas fuertes (es decir, una relación baja R_c/B). En las curvas donde $R_c/B < 2$ el flujo se choca con la orilla externa en ángulo agudo, causando la separación del flujo y generando un vórtice fuerte a lo largo de la orilla externa cerca del vértice de la curva, induciendo posiblemente una sedimentación en esa orilla pero en la zona de aguas arriba. La relación ancho/profundidad ejerce una mayor influencia en el patrón de flujo. La barra lateral desarrollada es más extensa y el efecto de aguas someras sobre la barra dirige el flujo de la orilla interna radialmente hacia fuera cuando la relación ancho/profundidad es relativamente grande. Sin embargo, en ríos estrechos y profundos, especialmente cuando $B/y < 10$, existe menos tendencia a la formación de barras lo cual reduce el efecto de las aguas someras y permite un movimiento hacia dentro del flujo cerca del fondo.

El patrón de los flujos primarios y secundarios influye en la distribución de la erosión y de la depositación en meandros. En general, la erosión en la curva se concentra a lo largo de la orilla exterior aguas abajo del vértice de la curva cuando las corrientes son más fuertes, mientras que la barra lateral se crea predominantemente con una dirección paralela a lo largo de la barra opuesta con el material suministrado por las corrientes longitudinales y transversales. Esto produce un componente considerable hacia la parte baja del valle de migración de meandros.

Geometría de los meandros. Los meandros se definen por su geometría y, especialmente, por su forma, por el radio de curvatura y por la longitud de onda (figura 3.9). Existen unas relaciones consistentes entre los parámetros de un meandro y el ancho del río. En relación con la configuración en planta de un canal sinuoso, las fosas se ubican en las curvas de los meandros entre los cuales se forman crestas de depósitos aluviales. El espacio entre crestas que generalmente está entre 5 y 7 veces el ancho B , es aproximadamente la mitad de la longitud de onda del meandro (λ) la cual está entre 10 y 14 veces el ancho (figura 2.42). El radio de curvatura (R_c) del meandro está generalmente entre dos y tres veces el ancho.

Langbeim y Leopold caracterizaron la geometría de los meandros en términos de una curva sinusoidal definida con la siguiente ecuación:

$$\theta_R = \varpi_{\max} \cdot \text{sen} \left(\frac{2\pi \cdot x_s}{\lambda_M} \right) \quad (3.9)$$

θ_R - dirección del río, $\varpi_{\max}$ - ángulo máximo entre un tramo de río y el eje medio del valle bajo; X_s - función sinusoidal de la distancia, m; λ_M - longitud de onda del meandro, m.

Esta curva se aproxima casi exactamente a la curva de varianza mínima o al mínimo trabajo en transitar a lo largo de la curva y describe la forma de la trayectoria simétrica del meandro relativamente bien. Sin embargo, los meandros reales son asimétricos y se desvían significativamente de las curvas simétricas perfectas. La asimetría de la curva ocurre debido a que el punto de mayor socavación y de máximo ataque de la orilla (cóncava) en una curva generalmente está localizado aguas arriba del vértice geométrico de la curva. Esto hace que la curva migre hacia aguas abajo a lo largo del tiempo, quedando distorsionada en la parte baja del valle a medida que va cambiando.

Leopold y Wolman establecieron un vínculo entre la longitud de onda del meandro y el ancho del río con varias órdenes de escala del caudal en una gran variedad de condiciones naturales. Sus ecuaciones (expresadas a través de relaciones hidráulicas y geométricas) fueron desarrolladas para meandros de ríos con régimen de flujo libre de la siguiente manera:

$$\lambda_M = 11,0 T_O^{1,01} \quad (3.10)$$

$$A_M = 3T_O^{1,1} \quad (3.11)$$

$$\lambda_M = 4,6 R_c^{0,98} \quad (3.12)$$

$$R_c = 2,3T_O \quad (3.13)$$

λ_M - longitud de onda del meandro medida a lo largo del ancho del canal, m; T_O - ancho superior del cauce con el caudal dominante, m; A_M - amplitud del meandro, m; R_c - radio de curvatura del eje de la curva.

Un reanálisis subsecuente de la información de Leopold y Wolman realizado por Richards produjo una relación lineal aceptable para la longitud de onda del meandro de la siguiente manera:

$$\lambda_M = 12,34T_O \quad (3.14)$$

El coeficiente en esta ecuación es casi exactamente dos veces el espacio sistemático entre fosas y crestas de un río recto, tal como se define por la expresión $2 \cdot \pi \cdot T_O$ ó $5-7 T_O$ (figura 2.42b). Las relaciones geométricas e hidráulicas muestran que el ancho superior del río debe estar directamente relacionado con el caudal en un río aluvial. Así, debe haber una relación entre el caudal y la longitud de onda. A pesar de que se ha establecido bien que el ancho es aproximadamente proporcional a la raíz cuadrada del caudal, la determinación del caudal que físicamente es más determinante en la forma de los meandros aún se encuentra en debate. Es posible que la geometría del meandro esté relacionada con un rango de caudales cuya competencia varía con los materiales de los contornos. Por lo tanto, es muy posible que el grado y magnitud de la inestabilidad lateral en un cauce meándrico dependa de una combinación entre el material de la orilla y el caudal.

Schumm analizó un gran número de datos de ríos en lechos de arena, en un intento de tomar en cuenta el efecto de los materiales de los contornos y la longitud de onda de los meandros de una manera explícita, usando un índice ponderado de limo-arcilla para los sedimentos del lecho y de las orillas. Como se ve en las siguientes ecuaciones, a medida que la proporción de material fino en el lecho y las orillas aumenta, la longitud de onda de los meandros disminuye:

$$\lambda_M = 1.935Q_m^{0,34} M^{-0,74} \quad (3.15)$$

$$\lambda_M = 618Q_b^{0,43} M^{-0,74} \quad (3.16)$$

$$\lambda_M = 395Q_{ma}^{0,48} M^{-0,74} \quad (3.17)$$

Q_m - Caudal medio anual (m^3/s); Q_b - Caudal de orillas llenas (de banca llena) (m^3/s); Q_{ma} - Creciente media anual (m^3/s); M - Porcentaje de limo-arcilla en los contornos del río.

Esto indica que la mayor resistencia a la erosión de las orillas con limos y arcillas produce una sección transversal más estrecha, con orillas inclinadas y curvas pronunciadas, con pequeñas longitudes de onda en comparación con los ríos que poseen orillas con materiales granulares o de baja cohesión, fácilmente erosionables. Además, el trabajo de Fisk en el bajo Mississippi indica que la forma de la mayoría de los meandros está influenciada por las variaciones en la erodabilidad de los materiales en la orilla externa.

Schumm también demostró la relación de la sinuosidad del río respecto al índice ponderado de limo-arcilla y de la forma de la relación ancho/profundidad, usando lo siguiente:

$$P_{SP} = 0,94 M^{0,25} \quad (3.18)$$

$$P_{SP} = 3,50 F_a^{-0,27} \quad (3.19)$$

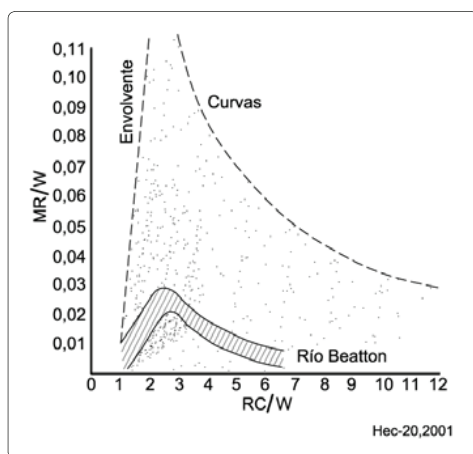
P_{SP} - Sinuosidad del trazado en planta; F_a - Relación ancho/profundidad.

Esas ecuaciones relacionan la longitud de onda de ríos meándricos con el caudal formativo en el cauce con su ancho y con la naturaleza de los materiales del contorno.

La combinación de las relaciones de la longitud de onda, del ancho y del radio de curvatura descritas anteriormente produce la siguiente relación:

$$R_c = (\text{de } 2 \text{ a } 3) T_O \quad (3.20)$$

Para la relación R_c/T_O con valores entre 2 y 3, Vagnold mostró que las pérdidas de energía debidas al cambio de la dirección del flujo en la curva se minimizan. Graficando tanto la tasa de migración de los meandros como la profundidad de socavación en la curva en función del grado de curvatura, también se obtienen valores de R_c/T_O entre 2 y 3 indicando que esas curvas son las más efectivas para erosionar su lecho y orillas (figura 3.22). El hecho de que muchas curvas en la naturaleza desarrollan y conservan una relación R_c/T_O entre 2 y 3, con una migración hacia la llanura de inundación puede ser consistente con la forma hidráulica más eficiente que también maximiza su efectividad geomórfica.



▲ **Figura 3.22** Valor MR/W en función del parámetro R_c/W para diferentes ríos de Canadá. MR- Tasa de migración; W- Ancho del cauce; R_c - Radio de curvatura.

Thorne examinó la distribución de la socavación en la curva con su geometría en un estudio del río Rojo y determinó que en curvas de radios muy grandes ($R_c/T_O > 10$) la profundidad media de socavación de la fosa es cerca de 1,5 veces la profundidad media de las crestas y la profundidad de socavación máxima está entre 1,7 y 2 veces la profundidad media transversal. Las profundidades de socavación varían entre 2 y 4 veces la profundidad media de socavación transversal para curvas con relaciones R_c/T_O entre 2 y 4, con la mayor socavación asociada a un valor de 2

para la relación R_C/T_O . La evidencia sugiere que las profundidades máximas de socavación disminuyen al aumentar el radio de curvatura para curvas extremadamente fuertes con una relación $R_C/T_O < 2$.

Se debe tener especial cuidado al usar esas relaciones para la rehabilitación o restauración de meandros al obtener una forma óptima en sitios concretos. Tal como Knighton establece: “esas diferentes relaciones indican una autosimilaridad de la geometría de los meandros en un amplio rango de escalas y de condiciones naturales. Sin embargo, la regularidad que ellas implica no es evidente en todas partes y el uso único de esos parámetros proporciona sólo una caracterización parcial y frecuentemente subjetiva de la forma de los meandros”.

3.9.2.1 Evaluación y predicción de la migración lateral

En general la mayoría de los ríos son sinuosos hasta cierto grado, muchas de las orillas se retiran y la migración lateral ocurre a lo largo de las curvas de los meandros. En consecuencia, la siguiente discusión sobre la evaluación y predicción de la migración lateral estará enfocada a las curvas de meandros. Se discutirán tres métodos para determinar la estabilidad lateral y la tasa de migración: 1. El análisis multitemporal de fotografías aéreas, mapas y levantamientos topográficos; 2. El uso de la relación de curvatura (R_C/T_O) para determinar la forma óptima de la curva; 3. El uso del concepto de esfuerzo radial para determinar la fuerza máxima por unidad de área en la orilla externa de una curva.

Análisis multitemporal de fotografías aéreas. La forma más cuidadosa de medir cambios en la geometría de un río y de los ajustes naturales es a través de levantamientos repetitivos de la sección transversal del río. Sin embargo, esto casi nunca es posible. El siguiente método sencillo y relativamente exacto para determinar las tasas de migración y su dirección es a través de la comparación secuencial de fotografías aéreas, de mapas y de levantamientos topográficos. Brice presenta una metodología completa para establecer la estabilidad de un cauce y evaluar la migración de meandros usando un análisis comparativo de fotografías aéreas o de mapas.

La exactitud de este tipo de análisis depende mucho del período de evaluación de la migración, de la cantidad y magnitud de perturbaciones internas y externas sobre el sistema a lo largo del tiempo y del número y calidad de las fotografías aéreas disponibles. El análisis será mucho más exacto para ríos que tienen una cobertura de datos múltiples (fotos aéreas, mapas y levantamientos topográficos) que cubran un período de tiempo largo. Las predicciones de migraciones para ríos que han sido modificados extensamente o han experimentado grandes ajustes atribuibles a cambios en el uso de la tierra serán menos confiables que las predicciones en ríos con cuencas estables.

Existen tres métodos generales para evaluar la erosión lateral de orillas y la migración de meandros usando mapas y fotografías aéreas. La siguiente discusión se refiere al uso de fotografías aéreas pero se pueden usar los mismos métodos en las evaluaciones con mapas. En orden creciente en complejidad y exactitud las distancias de retiro lateral pueden ser:

- Estimadas por comparación visual de dos fotografías aéreas en diferentes tiempos.
- Midiendo las distancias a escala directamente de la orilla con respecto a puntos de referencia fijos y comunes a ambas fotografías.
- Midiendo en un dibujo donde aparecen las líneas de las orillas del río a partir de fotografías aéreas llevadas a una misma escala y luego superpuestas.

La longitud de onda de los meandros, la amplitud, la sinuosidad y el radio de curvatura para cada período de tiempo se puede medir sobre las capas superpuestas (figura 3.9).

Forma óptima de una curva. El método preferido para estimar la tasa y magnitud de las migraciones incluye el uso de datos empíricos sobre tasas de migración históricas. Cuando este tipo de información no está disponible o cuando las condiciones futuras son significativamente diferentes a las condiciones históricas, la distancia de migración máxima lateral que puede ser esperada a largo plazo se puede calcular a partir de la forma óptima de la curva (la forma más común en meandros libres, inconfiados de ríos aluviales). La forma óptima puede ser la configuración más natural de la curva que minimiza la resistencia del flujo pero que puede maximizar la migración natural potencial.

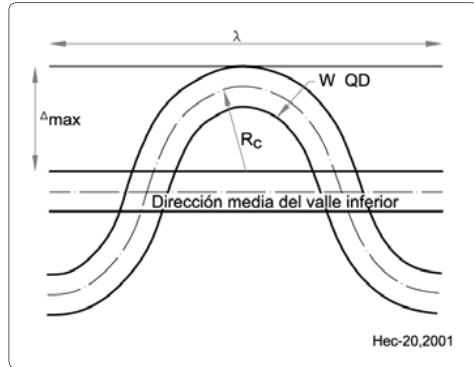
La tasa de migración está bastante controlada por la geometría de la curva y especialmente por la curvatura del río (R_C/T). Hickin y Nanson demostraron a través de estudios detallados de más de 125 curvas en 19 tramos de ríos en Canadá que la tasa de migración alcanza un máximo cuando $2 < R_C/T_O < 3$. Esta tasa disminuye rápidamente en cualquier extremo de este rango (figura 3.22). En el extremo inferior de este rango la disminución puede ser atribuida al gran incremento de la resistencia o a una disminución de la fuerza radial en la orilla externa a medida que la relación R_C/T_O cae por debajo de dos.

Debido a las pérdidas de energía del flujo a lo largo de una curva existe una forma máxima de la misma, después de la cual es poco probable que se presenten erosiones laterales. Se ha mostrado que la tasa de erosión lateral es máxima en la curva de un meandro cuando la relación entre el radio de curvatura y el ancho del río está entre 2 y 4 (figura 3.22). Para valores de $R_C/T_O < 2$ la tasa de erosión se reduce significativamente debido a las pérdidas de energía en la curva; en curvas muy estrechas ($R_C/T_O < 2$) se pueden presentar depósitos a lo largo de la orilla externa; bajo esta condición disminuye significativamente la tasa de migración la-

teral o se suspende la migración y el meandro se puede cortar (es decir, sobreviene un cambio brusco en el curso del río).

Las observaciones indican que los meandros de los ríos tienden a un valor de R_C/T_O entre 2 y 3. Este rango en la forma de la curva está asociado a un valor mínimo de la resistencia al flujo, mientras que cuando los valores de R_C/T_O disminuyen por debajo de 2 esta resistencia aumenta rápidamente. Además, los meandros se desarrollan para minimizar la varianza del esfuerzo y de la fricción a lo largo de la curva. Langbein y Leopold mostraron que la configuración en planta de un meandro de este tipo posee aproximadamente la forma de una curva sinusoidal.

La longitud de onda de un meandro típico está entre 10 y 14 veces el ancho del río. Considerando las características de sinuosidad de un meandro, la máxima desviación de un río respecto a un alineamiento rectilíneo ($\Delta_{máx}$) ocurrirá cuando la relación R_C/T_O sea mínima. Se puede mostrar que el valor mínimo de R_C/T_O (es decir, la configuración máxima de la curva) para una curva sinusoidal se presenta con una sinuosidad de 1,5. El valor medio de R_C/T_O varía de 2,0 para $\lambda_M/T_O = 10$ hasta 2,8 para $\lambda_M/T_O = 14$. Para esas condiciones, la máxima desviación del río respecto a una línea recta para una curva sinusoidal con un radio mínimo de curvatura aproximadamente igual a la cuarta parte de la longitud de onda del meandro o a la mitad de la distancia entre los puntos extremos para una determinada curva del río (figura 3.23). Así, una aproximación gruesa de la distancia de la máxima erosión lateral ($\Delta_{máx}$) se puede presentar de la siguiente manera:



▲ **Figura 3.23** Representación esquemática de la curva idealizada de un meandro en las variables descritas en la ecuación 3.21.

$$\Delta_{máx} = 2,5 \text{ a } 3,5 T_D \quad (3.21)$$

T_D - Ancho del río asociado al caudal dominante, Q_D .

El caudal dominante es aquel que posee la magnitud y frecuencia suficientes para moldear las características y el tamaño del cauce principal de un río y de su lecho. Es el caudal que determina las principales dimensiones y características del canal natural. El caudal dominante o formativo depende de los caudales máximos y medios, de la duración del flujo y de la frecuencia de las crecientes en corrientes perennes que se pueden ajustar completamente. Normalmente se asume que el caudal dominante es aproximadamente igual a la creciente media anual, la cual posee un período de retorno entre 1,5 años en regiones húmedas hasta de 10 años en

regiones áridas. Cuando se consideran las relaciones hidráulicas y geométricas, el caudal dominante se puede tomar como el caudal de orillas llenas (cauce lleno), que posee un período de retorno de 1,5 años, aproximadamente, en muchas corrientes naturales. No obstante, este caudal puede llegar a tener una frecuencia de una vez cada ocho años.

La técnica descrita anteriormente es parte de la guía de diseño por sedimentación y erosión de la entidad de control de crecientes del arroyo metropolitano de Albuquerque (AMAFCA), que establece procedimientos simplificados para uso de instituciones de ingeniería públicas y privadas con el fin de establecer una línea límite de erosión conocida como Línea Prudencial. El concepto de Línea Prudencial se basa en la distancia máxima de erosión lateral ($\Delta_{m\acute{a}x}$) con el objetivo fundamental de mantener los ríos naturales mientras se protegen las zonas adyacentes incorporando barreras a la erosión, obras de disipación y estabilizaciones selectivas.

3.9.3 Estabilidad vertical de un río

3.9.3.1 Generalidades

La estabilidad vertical de un río está relacionada con el concepto de continuidad de los sedimentos y de la relación de Lane ($Q \cdot S_O \propto Q_S \cdot d_{50}$). En la relación de Lane se supone que el río responde a un cambio en el caudal o en el suministro de sedimentos y se mueve de una geometría de equilibrio a otra, ya sea por medio de cambios en la pendiente longitudinal o en el tamaño de los sedimentos. El concepto de continuidad de los sedimentos confronta el suministro de sedimentos desde aguas arriba (ingreso) con la capacidad del río de transportar esos sedimentos (capacidad de transporte). Una diferencia entre el ingreso de sedimentos y la capacidad de transporte produce la agradación o degradación del lecho. Aunque esos dos conceptos conducen a una predicción de la respuesta del río en la vertical (agradación o degradación), ellos no predicen la cantidad de agradación o degradación requerida para alcanzar un nuevo estado de equilibrio y tampoco definen la rapidez con la cual se produce este ajuste.

Los primeros numerales del presente capítulo incluyen una discusión sobre tres niveles de análisis: análisis geomorfológico cualitativo (nivel 1), análisis básico de ingeniería (nivel 2) y estudios con modelos matemáticos y físicos (nivel 3). Esos tres niveles de análisis le proporcionan al ingeniero un conocimiento sobre la dirección más probable de la inestabilidad vertical y le permiten predecir los valores y las tasas de ajustes verticales.

En el nivel uno (análisis geomorfológico cualitativo) se discuten los cambios en el uso de la tierra, la evaluación de la estabilidad vertical y las predicciones de las respuestas del río. Los cambios en el uso de la tierra son una causa común de

la inestabilidad vertical dado que conllevan a grandes cambios en la producción de sedimentos, causando una respuesta del río. Los cambios históricos en la elevación del lecho se pueden determinar comparando los perfiles longitudinales del río o comparando secciones transversales. La evidencia directa de la degradación del río incluye: 1. La exposición de los elementos de un cruce; 2. La exposición de la cimentación de puentes; 3. La falla de las orillas del río debido a su altura excesiva; 4. Las comparaciones de los perfiles del río y de las secciones transversales. Los reportes de las inspecciones de campo que deben incluir observaciones detalladas son una herramienta valiosa para evaluar la estabilidad vertical del río y pueden ser usados para predecir las tendencias futuras. Si se identifica alguna tendencia histórica se puede estimar la futura agradación o degradación por extrapolación a lo largo de la vida útil del puente. Sin embargo, si el río está alcanzando una nueva condición de equilibrio, la extrapolación puede sobrevalorar los cambios futuros. Inversamente, si el río está respondiendo a las condiciones más recientes, la extrapolación de las tasas históricas puede subvalorar las predicciones hacia el futuro.

En el nivel dos (análisis básicos de ingeniería), los cambios en la producción de sedimentos de la cuenca, en el movimiento incipiente, en el acorazamiento y en la curva de calibración, se introducen como factores que influyen en la estabilidad vertical. Los cambios en la producción de sedimentos en la cuenca son uno de los factores que controlan el suministro de sólidos. En lechos de materiales gruesos, los sedimentos del fondo son movilizados sólo con flujos relativamente altos y un análisis de movimiento incipiente proporciona datos sobre la frecuencia de las movilizaciones del lecho y de la estabilidad vertical. Cuando una parte importante del material del lecho no puede ser removida aún durante flujos extremos la degradación puede ser detenida por una capa de acorazamiento. Si cerca del puente existe una estación limnigráfica o limnimétrica, la revisión de las curvas de calibración en esa sección puede servir para analizar la estabilidad vertical. Si el caudal aumenta para un nivel particular (cambio positivo) entonces el río posiblemente se ha degradado.

El nivel tres (estudios sobre modelos matemáticos o físicos) incluye la modelación del transporte de sedimentos. El tránsito de los sedimentos usando modelos de computador es la aplicación más rigurosa del concepto de continuidad de los sedimentos y pueden ser utilizados para determinar un evento singular o cambios a largo plazo en la elevación del lecho de un río.

Esta sección incluye una presentación de los tópicos relacionados con la predicción de agradaciones o degradaciones. Para la degradación se presenta una discusión adicional sobre el análisis de movimiento incipiente y sobre el acorazamiento; al ampliar la explicación sobre las respuestas del río se incluye un análisis sobre la pendiente longitudinal estable para determinar una nueva pendiente de equilibrio después de que el río se haya ajustado a un nuevo suministro de sedimentos. La combinación de los resultados del análisis de continuidad de sedimentos y de las

relaciones del transporte conforma una herramienta útil al predecir las cantidades y las tasas de degradación o de agradación. Esos conceptos son la base para los modelos de tránsito de sedimentos.

3.9.3.2 Análisis de degradación

Movimiento incipiente. El movimiento incipiente es una condición en la cual las fuerzas hidráulicas que actúan sobre una partícula son iguales a las fuerzas que se resisten al movimiento. La partícula se encuentra en condición crítica cuando un pequeño incremento en las fuerzas hidráulicas produce su movimiento. Las fuerzas hidráulicas son la sustentación y el arrastre y usualmente se presentan de manera simplificada por medio del esfuerzo cortante del flujo actuando sobre la partícula. La condición de movimiento incipiente se puede analizar usando el diagrama de Shields o con la siguiente ecuación desarrollada a partir de ese diagrama:

$$d_c = \frac{\tau_o}{\theta_c (\gamma_s - \gamma)} \quad (3.22)$$

d_c - Diámetro de las partículas de sedimento en condición crítica, m; τ_o - Esfuerzo cortante en la frontera, Pa; γ - Peso específico del agua, N/m³; γ_s - Peso específico de los sólidos, N/m³; θ_c - valor crítico del parámetro de Shields.

El parámetro de Shields puede variar de 0,03 a 0,10 para sedimentos naturales en función de la forma de la partícula, de su angularidad, de su gradación e imbricación. Resulta razonable usar un valor de 0,047 para arenas y los valores menores (0,03) para gravas y cantos.

La ecuación 3.22 se puede utilizar para calcular si una partícula se puede mover en una determinada condición hidráulica o para determinar el esfuerzo cortante requerido para mover la partícula. El esfuerzo cortante medio que actúa en el cauce ($\gamma \cdot R \cdot S_f$) incluye todos los factores que contribuyen a la resistencia del flujo. En estos cálculos se debe usar solamente el esfuerzo cortante que actúa sobre una partícula. Para arenas se toma el coeficiente n de Manning como base para representar la resistencia de la partícula; por lo tanto, la resistencia al corte del grano se puede representar de la siguiente manera:

$$\tau_o = \frac{\gamma \cdot n^2 \cdot \bar{U}^2}{R^{(1/3)}} \quad (3.23)$$

n - Coeficiente de rugosidad de Manning; $\bar{U}$ - Velocidad media del flujo, m/s; R - Radio hidráulico, m.

Para materiales granulares gruesos (gravas y mayores) el coeficiente de rugosidad de Manning es una función del tamaño de las partículas y de la profundidad de flujo. El esfuerzo cortante, es decir, la resistencia al corte, se calcula como:

$$\tau_0 = \frac{\rho \cdot U^2}{\left[5,75 \log \left(\frac{12,27 \cdot R}{K_{abs}} \right) \right]^2} \quad (3.24)$$

ρ - Densidad del agua, kg/m^3 ; K_{abs} - Rugosidad absoluta del lecho tomada generalmente como $3,5 d_{84}$, m.

En la ecuación de Limerinos la rugosidad por granulometría es igual a 3,5 veces el valor d_{84} aunque para materiales pobremente gradados la rugosidad por granulometría puede ser tan pequeña como 1,0 a 2,0 veces d_{84} . La profundidad hidráulica puede ser sustituida por el radio hidráulico, R , cuando la relación ancho-profundidad es mayor de 10.

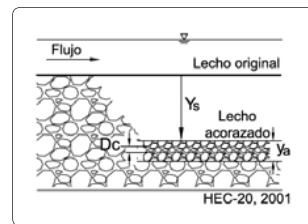
Acorazamiento. El acorazamiento se produce cuando las fuerzas hidráulicas son suficientes para mover una parte del material del lecho pero son insuficientes para mover los tamaños grandes. Bajo esas condiciones, los tamaños menores son transportados y removidos del lecho dejando el material grueso, el cual forma una capa denominada coraza o armadura. Las corazas frecuentemente se forman en ríos con lechos de gravas durante la recesión de las crecientes. Esas capas gruesas pueden alterarse durante la siguiente gran creciente y reacomodarse durante el período de recesión. En un cauce en degradación con una cantidad suficiente de partículas grandes, especialmente aguas abajo de una presa, las partículas grandes pueden formar una coraza permanente (pavimento) el cual es estable bajo todas las condiciones de flujo e impide la degradación posterior. La estabilidad de una coraza o pavimento está relacionada con el caudal que lo forma. Si se excede ese caudal se presentará la degradación ulterior.

Se puede utilizar la ecuación de movimiento incipiente para determinar el tamaño crítico del material que puede resistir una determinada condición hidráulica. La siguiente ecuación se utiliza para predecir la magnitud de la degradación requerida para que sea posible la formación de una coraza.

$$Y_s = y_a \left(\frac{1}{P_c} - 1 \right) \quad (3.25)$$

Y_s - profundidad de degradación o de socavación requerida para formar una coraza, m; Y_a - espesor de la capa acorazada, m; P_c - porcentaje del material grueso o tamaño crítico de la partícula expresado en fracciones de la unidad.

La figura 3.24 ilustra el desarrollo de un acorazamiento. El espesor de la coraza varía desde una a tres veces el tamaño crítico (C_{crit}) determinado con la relación de movimiento incipiente de Shields. Se re-



▲ **Figura 3.24** Acorazamiento de un cauce.

quiere, como mínimo, dos veces el tamaño crítico para formar una capa acorazada relativamente estable.

Análisis de la pendiente de equilibrio. Para la circulación de agua clara en descargas a partir de presas o almacenamientos se espera una degradación del río inmediatamente aguas abajo de la estructura hasta el momento en que la reducción de la pendiente produce un esfuerzo cortante sobre el lecho suficientemente pequeño como para estabilizar el material del lecho. En un lecho de arena, la pendiente del río debe tener una pendiente extremadamente pequeña como para alcanzar la condición de movimiento incipiente y la magnitud de la degradación podría ser significativa. Para un río con lecho de gravas también se puede presentar una degradación aunque, además de la reducción de la pendiente, la formación de un pavimento puede detener la degradación. Dependiendo de los materiales del lecho y de las orillas, el río degradado puede estrecharse a medida que se profundiza o las orillas se pueden tornar inestables y el río puede ensancharse. El ensanchamiento temporal del río representa un reaprovisionamiento en el suministro de sedimentos para la condición de agua clara. Al combinar la relación de movimiento incipiente y la ecuación de Manning se obtiene un estimativo de la pendiente de equilibrio para el momento en el cual se suspende el movimiento del material del lecho:

$$S_{eq} = [\theta_c] d_c \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right)^{10/7} \left(\frac{1}{qn} \right)^{6/7} \quad (3.26)$$

S_{eq} - Pendiente del río para la cual las partículas d_c suspenden el movimiento; q - Caudal unitario del río, $m^3/s/m$; θ_c - valor crítico del parámetro de Shields; n - Coeficiente de rugosidad de Manning; d_c - Tamaño crítico del material del lecho, m.

Esta relación asume que el ancho del canal permanece constante en las condiciones futuras. El tamaño crítico (d_c) usado en esta ecuación debe ser el diámetro d_{90} debido a que el lecho tendrá tamaños más grandes a medida que se presenta la degradación.

El USBR (Oficina de Adecuación de Tierras de los E.U.A.) presenta otro enfoque para determinar la pendiente de equilibrio en condiciones de agua clara usando la ecuación de Meyer-Peter Muller para el inicio del transporte de sedimentos. Sise incluye en la ecuación el ajuste de la profundidad hidráulica debido a la reducción en la pendiente del río; la ecuación del USBR queda de la siguiente manera:

$$S_{eq} = 28 \frac{(d_{50})^{10/7} n^{9/7}}{(d_{90})^{5/14} q^{6/7}} \quad (3.27)$$

La degradación calculada a partir de la reducción de la pendiente debe producir un agostamiento del río o la falla de las orillas y el ensanchamiento del río.

También es difícil seleccionar el caudal apropiado para usar en la ecuación. Existe un cierto rango de caudales que son responsables de la formación del cauce. Si se toman períodos de tiempo largos, los caudales extremos son los responsables de formar el cauce bajo esas condiciones. Un estimativo inicial para la condición de agua clara es usar el caudal de banca llena reconociendo que a medida que el río se degrada las dimensiones se ajustan.

Una situación más típica considera una reducción en el suministro de sedimentos. En este caso se puede predecir la pendiente de equilibrio usando las relaciones del transporte de sedimentos. Tal como se muestra en la relación de Lane, una reducción en el aporte de sedimentos o un incremento del caudal líquido pueden causar una reducción en la pendiente del canal y una degradación. La nueva pendiente de equilibrio producirá unas condiciones hidráulicas para las cuales la capacidad de transporte de sedimentos del río se acomoda o corresponde al suministro de sedimentos desde aguas arriba. Este procedimiento se puede modelar usando directamente las ecuaciones de transporte de sedimentos o a través de relaciones simplificadas. Es frecuentemente útil desarrollar una relación para la capacidad de transporte de sedimentos para el tramo de un río de la siguiente forma:

$$q_s = a_1 \bar{U}^b y^{c_1} \quad (3.28)$$

q_s - Capacidad de transporte de sedimentos por unidad de ancho, $m^3/s/m$; $\bar{U}$ - Velocidad media del flujo, m/s ; Y - Profundidad media del flujo, m ; a, b, c - Coeficientes y exponentes.

Los coeficientes y exponentes se pueden determinar calibrando la ecuación 3.28 con datos observados o con una ecuación para el transporte de sedimentos apropiada a las condiciones del cauce. Si los coeficientes y exponentes se calibran con la ecuación de transporte de sedimentos de Yang para arenas, se producen resultados razonables con las siguientes ecuaciones (generalmente alrededor del 25%):

$$a_1 = \left(0,3048^{(2-d_{50}-c_1)} \right) 0,025 n^{(2,39-0,8 \log(d_{50}))} (d_{50} - 0,07)^{-14} \quad (3.29)$$

$$b_1 = 4,93 - 0,74 \log(d_{50}) \quad (3.30)$$

$$c_1 = -0,46 + 0,65 \log(d_{50}) \quad (3.31)$$

d_{50} - tamaño mediano de los sedimentos, mm ; n - coeficiente de rugosidad de Manning.

En el cuadro 3.16 se muestra el rango de datos usado para desarrollar las ecuaciones 3.29 a 3.31.

Rango de parámetros	
Parámetro	Rango de valores
d_{50} , mm	0,1 – 2,0
Velocidad, m/s	0,61 – 2,44
Profundidad, m	0,61 – 7,62
Pendiente	0,00005 – 0,002
n de Manning	0,015 – 0,045
Número de Froude	0,07 – 0,70
Caudal unitario $m^3/s/m$	0,9 – 18,6

▲ **Cuadro 3.16** Rango de datos usados para desarrollar las ecuaciones (3.29 a 3.31).

Para unos valores dados de a_1 , b_1 , y c_1 , la pendiente de equilibrio se puede calcular de la siguiente manera:

$$S_{eq} = \left(\frac{a_1}{q_s} \right)^{\frac{10}{3(c-b)}} \cdot q \cdot \frac{2(2b_1+3c_1)}{3(c_1-b_1)} \left(\frac{n}{28} \right)^2 \quad (3.32)$$

S_{eq} - pendiente de equilibrio para que el cauce se acomode al aporte de sedimentos desde aguas arriba; q_s - aporte de sedimentos desde aguas arriba por unidad de ancho, $m^3/s/m$; q - caudal unitario, $m^3/s/m$.

En el caso de una reducción en el aporte de sedimentos a un tramo que se encontraba previamente en equilibrio y con todas las demás características invariables (caudal, rugosidad y ancho del cauce), la pendiente de equilibrio se puede relacionar con la pendiente existente del río simplificando la ecuación 3.32 para obtener la siguiente:

$$S_{eq} = S_{ex} \left(\frac{Q_{s(futuro)}}{Q_{s(existente)}} \right)^{\frac{10}{3(b_1-c_1)}} \quad (3.33)$$

S_{ex} - Pendiente del cauce existente; Q_s - Aportes de sedimentos, m^3/s .

El aporte de sedimentos, Q_s , se puede medir o calcular para las condiciones existentes. El aporte de sedimentos para las condiciones futuras se debe calcular usando una relación aplicable directamente a este fenómeno. En las ecuaciones 3.32 y 3.33 también se asume que el ancho del río y el tamaño del material del lecho permanecen constantes a medida que se produce la degradación. El caudal apropiado para usar en esas ecuaciones es el caudal formativo, que se define como el caudal responsable del transporte de la mayor cantidad de sedimentos y, por lo tanto, se considera responsable de la formación del cauce. Si la curva de caudal líquido-caudal sólido se combina con la curva de duración de los caudales líquidos, el caudal que es responsable de transportar la mayor cantidad de sedimentos es el caudal formativo.

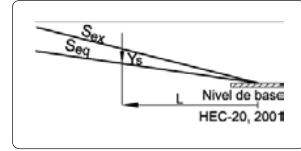
Dado que las ecuaciones 3.32 y 3.33 usan la capacidad de transporte de sedimentos y el aporte de sólidos, donde cada uno es determinado con la misma relación para el transporte de sedimentos, la selección del caudal no afecta considerablemente la predicción de la ecuación de equilibrio. El caudal de banca llena (de orillas llenas) se puede utilizar como una estimación razonable cuando no se cuenta con una información adicional.

Control del nivel de base. Los cálculos de la pendiente de equilibrio dan un estimativo de los ajustes de la pendiente a partir de la relación de Lane pero no constituyen una predicción sobre la magnitud de la degradación o del período de tiempo requerido para alcanzar el equilibrio. En un tramo deficiente en sedimentos la degradación ocurre primero en el extremo de aguas arriba y progresa hacia aguas abajo. La extensión de la degradación hacia aguas abajo resulta limitada por algún control vertical al nivel de base del río (figura 3.25). El control del nivel de base puede ser una protuberancia geológica de un material resistente a la erosión o un material extremadamente grueso. En un río tributario, la confluencia con un río mucho más grande puede actuar como un control aguas abajo. Los lagos y lagunas, los embalses o el océano, también pueden actuar como controles. Las estructuras de control de nivel y los cajones también pueden limitar el desarrollo de la degradación en la zona de aguas abajo. Si no existe ninguno de esos controles, entonces la degradación continuará hasta que el río alcance la pendiente de equilibrio a lo largo de todo el perfil o hasta que se forme una coraza. A medida que los tributarios aportan sedimentos al río de aguas abajo se disminuye el efecto de la reducción del aporte de sedimentos desde aguas arriba. La magnitud de la degradación final en un sitio aguas arriba del control del nivel de base se puede estimar calculando la pendiente de equilibrio de la siguiente manera:

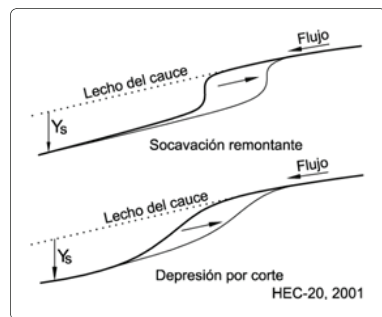
$$Y_s = L_{base} (S_{ex} - S_{eq}) \quad (3.34)$$

Y_s - valor de la degradación completa, m; L_{base} - Distancia hacia aguas arriba respecto del control del nivel de base, m.

Cuando se retira un control o se hace descender en un río principal y la degradación progresa hacia aguas arriba, aparece otra consideración para el control del nivel de base. Cuando un río principal se degrada se presenta un descenso del control del nivel de base para cada uno de sus tributarios y la degradación puede progresar hasta ellos. La figura 3.26 ilustra dos tipos de degradación: una socavación remontante en sedimentos cohesivos y caídas con paredes frecuentemente verticales y pozos de amortiguamiento en la base del escalón o cortes de talud suave en sedimentos granulares en los cuales el tramo de pendiente suave se traslada hacia aguas arriba. En ambos casos la causa de la degradación es un descenso del control del nivel



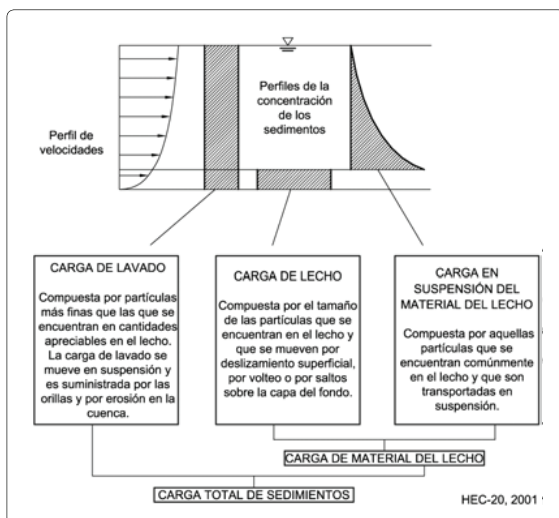
▲ **Figura 3.25** Control de nivel de base y degradación debida a los cambios en la corriente.



▲ **Figura 3.26** Socavación remontante y depresión por corte.

de base ubicado aguas abajo. La socavación remontante y los cortes de talud moderado se identifican mejor a través de reconocimientos del cauce y resulta razonable asumir que la magnitud de la socavación será consistente en todo el tramo del río.

3.9.3.3 Análisis de continuidad de sedimentos



▲ **Figura 3.27** Definición de los componentes de la carga de sedimentos.

Conceptos sobre el transporte de sedimentos. La figura 3.27 muestra los diferentes modos de transporte de sedimentos. La fórmula de transporte de sedimentos se ha desarrollado para predecir la carga de fondo, la carga del material del lecho en suspensión o la carga del material del lecho considerando el tamaño de los sedimentos y las condiciones hidráulicas. La carga de sedimentos no está controlada hidráulicamente si no que depende del aporte de material fino a partir de la cuenca y

de la erosión de orillas. Para concentraciones altas de la carga de lavado la capacidad de transporte de la carga del material del lecho se puede incrementar significativamente. El documento “Vías en el Entorno de Ríos” incluye una discusión profunda sobre los procesos de transporte de sedimentos incluyendo las ecuaciones para predecir el transporte de sedimentos y las recomendaciones para seleccionar una ecuación apropiada. Esta sección se concentrará en dos ecuaciones para calcular la carga del material del lecho de manera relativamente fácil y que pueden ser usadas en el análisis de la continuidad de los sedimentos: se trata de las ecuaciones de Yang para arenas y gravas. La ecuación para arenas es:

$$\log C_p = 5,435 - 0,286 \log \frac{w \cdot d_{50}}{v} - 0,457 \log \frac{U_*}{w} + \left(1,799 - 0,409 \log \frac{w \cdot d_{50}}{v} - 0,314 \log \frac{U_*}{w} \right) \log \left(\frac{\bar{U} \cdot S_f}{w} - \frac{U_{cr} S_f}{w} \right) \quad (3.35)$$

Para gravas:

$$\log C_p = 6,681 - 0,633 \log \frac{w \cdot d_{50}}{\nu} - 4,816 \log \frac{U_*}{w} + \left(2,784 - 0,350 \log \frac{w \cdot d_{50}}{\nu} - 0,282 \log \frac{U_*}{w} \right) \log \left(\frac{\bar{U} \cdot S_f}{w} - \frac{U_{cr} S_f}{w} \right) \quad (3.36)$$

C_p - Concentración de los sedimentos en partes por millón por peso; w - Velocidad de caída de los sedimentos, m/s; ν - Viscosidad cinemática, m²/s; U_* - Velocidad cortante ($\sqrt{gRS_f}$), m/s; $\bar{U}$ - Velocidad media del flujo, m/s; U_{cr} - Velocidad crítica, m/s; S_f - Pendiente de la línea de energía.

En las ecuaciones anteriores la velocidad crítica adimensional se determina de la siguiente manera:

$$\frac{U_{cr}}{\omega} = \frac{2,5}{\log \frac{U_* d_{50}}{\nu} - 0,06} + 0,66 \quad \text{para } 1,2 < \frac{U_* d_{50}}{\nu} < 70 \quad (3.37)$$

Además:

$$\frac{U_{cr}}{w} = 2,05 \quad \text{para } \frac{U_* d_{50}}{\nu} \geq 70 \quad (3.38)$$

El caudal de sedimentos por unidad de ancho es:

$$q_s = \frac{q C_p}{\frac{\gamma_s}{\gamma} \cdot 10^6} \quad (3.39)$$

q_s - se expresa en m³/s/m.

Basados en esa o en otras relaciones para transporte de sedimentos, se puede calcular la capacidad de transporte de sedimentos de la sección transversal individual de un río en el tramo de un cauce. De esta manera se puede utilizar la capacidad de transporte de sedimento para calcular los volúmenes de material que son transportados y, comparándolos con el suministro de sedimentos a un tramo, se pueden predecir las tasas de agradación o de degradación. Para las condiciones concretas de un sitio se pueden calibrar los resultados de la ecuación de equilibrio con otras ecuaciones de transporte más rigurosas y así estimar la pendiente de equilibrio.

Análisis de continuidad de sedimentos para agradación o degradación. Las tasas de transporte se pueden determinar para un rango de caudales y se pueden combinar con la curva de duración de caudales para determinar el caudal efectivo del río. Las tasas de transporte de sedimentos también se pueden sumar para un hidrograma de una determinada creciente para predecir la agradación o la degradación de un evento singular. Con el fin de hacer esto se debe calcular el suministro de sedimentos y la capacidad de transporte del tramo. Como se muestra en la figura 2.50 la diferencia

entre el aporte de sedimentos y su remoción, es decir, entre la entrada y salida de sedimentos, produce una agradación o una degradación. El volumen de material erodado o depositado es:

$$\Delta V = V_{S(ENTRADA)} - V_{S(SALIDA)} \quad (3.40)$$

ΔV - Volumen de sedimentos acumulado o erosionado, m^3 ; $V_{S(ENTRADA)}$ - Volumen de sedimentos suministrado a un tramo, m^3 ; $V_{S(SALIDA)}$ - Volumen de sedimentos removidos de un tramo, m^3 .

Los volúmenes de sedimentos suministrados y removidos son iguales a:

$$V_s = q_s \cdot T \cdot \Delta T \quad (3.41)$$

T - Ancho del cauce, m ; ΔT - Incremento de tiempo, s ; q_s - Caudal unitario de sedimentos, $m^3/s/m$.

La ecuación 3.39 se puede sumar sobre un hidrograma para determinar el volumen de sedimentos durante una creciente o se puede combinar con la curva de duración de los caudales para predecir las tasas a largo plazo. Así, la magnitud de la agradación o de la degradación se puede calcular de la siguiente manera:

$$\Delta Y_f = \frac{\Delta V}{T_o \cdot L(1 - n_p)} \quad (3.42)$$

ΔY_f - Cambio en la elevación del lecho, m ; n_p - Porosidad del material del lecho; L - Longitud del tramo, m .

Debido a que la agradación o degradación del río se acondicionan hasta alcanzar una nueva condición de equilibrio, el modelo hidráulico debe ajustarse al valor calculado con la ecuación 3.42 antes de analizar un nuevo hidrograma de creciente. También se debe evaluar la estabilidad con la nueva altura de las orillas para determinar la posibilidad de un ensanchamiento del río.

Modelación del transporte de sedimentos. El análisis de continuidad de los sedimentos descrito anteriormente puede ser complejo, con una labor muy intensa. Los modelos de transporte de sedimentos utilizan los procedimientos anteriormente descritos para transitar los sedimentos hacia aguas abajo y ajustar la geometría del río y así reflejar el desequilibrio entre el suministro de sedimentos y la capacidad de transporte. Los modelos BRI-STARS y HEC-6 (ahora contenido en el HEC-Ras) son ejemplos de modelos de transporte de sedimentos que se pueden utilizar para eventos singulares o para hacer estimativos de degradación a largo plazo. La información requerida para correr esos modelos incluye lo siguiente:

1. Geometría del río y de la llanura de inundación.
2. Geometría de las estructuras.
3. Rugosidad.
4. Controles geológicos o estructurales.

5. Ecuaciones para la superficie del flujo aguas abajo.
6. Eventos o hidrogramas de caudales a largo plazo.
7. Hidrogramas de entrada por parte de tributarios.
8. Granulometrías del material del lecho.
9. Suministro de sedimentos desde aguas arriba.
10. Suministro de sedimentos desde los tributarios.
11. Selección de la ecuación más apropiada para transporte de sedimentos.
12. Profundidad del aluvión.

El funcionamiento hidráulico de esos modelos y el cálculo del transporte de sedimentos se realizan a partir de una sección transversal y se hacen de tal manera que ajustan la geometría del río antes de continuar con el siguiente paso de cálculo. Debido a que se reingresa un hidrograma real se evita que se deba asumir un caudal formativo. El modelo BRI-STARS también tiene la opción de predecir los ajustes en el ancho del río.

CAPÍTULO 4

Procesos morfológicos en cauces aluviales

NOMENCLATURA

g	Aceleración de la fuerza de gravedad
B	Ancho de la franja de meandros
b	Ancho de un cauce
β	Ángulo de empalme entre meandros
α_{ent}	Ángulo de entrada de un meandro
α	Ángulo de giro de un meandro
α_{sal}	Ángulo de salida de un meandro
A_d	Área de deposición en las orillas
A_A	Área de la sección transversal de un río con barras laterales
A_S	Área de socavación en las orillas
$A_S^{(H)}$	Área de socavación
A_D	Área transversal de la masa de sedimentos relacionada con las deformaciones de una barra lateral
A_π	Área transversal de la masa de sedimentos que sale de una barra lateral
d_{cu}	Cambio de la curvatura de un cauce
d_{so}	Cambio de la pendiente longitudinal del fondo del cauce
d_Y	Cambio de la profundidad de un cauce
d_{se}	Cambio del eje de un cauce

R_f	Cantidad (volumen) de sedimentos del fondo que ingresan a un tramo a partir de la sección de aguas arriba
V_f	Cantidad de sedimentos de fondo que se encuentran en las macro formas y meso-formas de un río
V_s	Cantidad de sedimentos en suspensión que se encuentra temporalmente en las macro-formas y meso-formas de un río
q_s	Carga de sedimentos
$\overline{q_s}$	Carga media de sedimentos
Q_m	Caudal medio multianual
q_f	Caudal (carga) de los sedimentos de fondo
q_s	Caudal (carga) de los sedimentos en suspensión
K_E	Coefficiente de Kresser que varía de 100 a 1.000
C_V	Coefficiente de variación de las longitudes de las macros dunas
K_f	Constante de proporcionalidad de las leyes de Fargue
$V''\pi$	Depósito de sedimentos en la zona interior de la banca
$V''\delta$	Desprendimiento de sedimentos de la erosión de las orillas durante su desplazamiento
σ	Desviación estándar de la longitud de las macrodunas
d_{eim}	Diámetro límite entre sedimentos de fondo y sedimentos en suspensión
ΔV_p	Diferencia entre los volúmenes de suspensión y sedimentación en el cauce durante un año
ℓ_m	Distancia hasta el punto de mayor alejamiento de la línea que diferencia la longitud de un meandro
T_D	Duración del ciclo de movimiento de una barra lateral
Y_d	Elevación de la superficie de una macroduna sobre el punto más bajo del fondo
$f(Cu)$	Función de curvatura
$f(y)$	Función de profundidad
f	Función
$V'\pi$	Ingreso de sedimentos a partir de la socavación de la superficie de las bancas inundadas
R'_s	Ingreso de sedimentos en suspensión a partir de la sección de aguas arriba de un tramo (volumen)
$V'\delta$	Ingreso de sedimentos provenientes de la erosión en las albardones de las orillas
ℓ_s	Longitud de recorrido de las partículas en suspensión desde que ingresan al flujo hasta su deposición
S_π	Longitud de un cauce rectificado

S_M	Longitud de un meandro entre los puntos de cambio de dirección del cauce
λ_e	Longitud de un meandro
λ_π	Longitud de una barra lateral
S_P	Longitud del cauce principal de un río a lo largo de su línea media
S_e	Longitud del eje de un río a lo largo de un meandro
L_d	Longitud del frente de deposición
$L_S^{(H)}$	Longitud del frente de socavación
λ_M	Longitud de una macroduna
λ_M	Longitud media de las macrodunas
T_f	Período de tiempo entre dos fotografías aéreas
Y_π	Profundidad de ahogamiento de la banca
Y_P	Profundidad del cauce con la banca ahogada
R''_S	Salida de sedimentos de un determinado tramo (volumen)
Y_{do}	Sobreelevación del vértice de una macroduna supuesta al punto más bajo del fondo
T	Tiempo
ℓ_f, l_f	Trayectoria de los sedimentos de fondo en cada uno de sus saltos
j_S	Variable independiente que expresa en valores relativos la longitud de la curva de un meandro desde su inicio
Δ_α / Δ_T	Velocidad angular de giro de un meandro
C_π	Velocidad de desplazamiento de una barra lateral
C_M	Velocidad de desplazamiento de una macroduna
C_e	Velocidad de desplazamiento en planta de un meandro
C_π^0	Velocidad de la masa de sedimentos que sale de una barra lateral
C_D	Velocidad de la masa de sedimentos relacionada con la deformación de una barra lateral
C_M	Velocidad del movimiento de las macrodunas
C_{em}	Velocidad máxima de desplazamiento de un meandro
$\bar{U}$	Velocidad media del flujo en un río
$\bar{V}_D$	Volumen de deposición
R''_f	Volumen de sedimentos del fondo que salen de un determinado tramo
V_π	Volumen de una barra lateral
V_{MZ}	Volumen inferior de la macroduna
V_{M1}	Volumen superior de la macroduna
V_M	Volumen total de la macroduna
V_D	Volumen trasladado de una barra lateral durante sus deformaciones

PRESENTACIÓN

Este capítulo está dedicado al estudio de las formas que adquieren los depósitos de sedimentos de fondo y en suspensión en los tramos de piedemonte y de llanura de los ríos y al análisis de la misma configuración que adquieren los cauces a lo largo de su recorrido y los cambios que sufren en la dirección del flujo. Se trata del estudio de las mesoformas y las macroformas como parte importante de los procesos morfológicos que experimentan las corrientes naturales. Se explica de manera secuencial la aparición de macrodunas, barras laterales, islotes y brazos dentro del trenzamiento del cauce, los diferentes tipos de meandros y el trenzamiento de banca como una transformación coherente de las formas generadas por los sedimentos que interactúan con el flujo.

El estudio detallado de las microformas se presenta en el libro del mismo autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación.”

4.1 LOS PROCESOS MORFOLÓGICOS COMO FENÓMENOS DISCRETOS

Los procesos morfológicos son variaciones o deformaciones que sufren los cauces aluviales en función de sus características morfológicas, hidráulicas y del contenido de sedimentos. Como resultado de la interacción del flujo y los sedimentos del lecho aparecen diferentes formas particulares en cada tramo del río. Las características hidráulicas de la corriente determinan la influencia sobre los sedimentos depositados en función de su granulometría y demás propiedades dando lugar a procesos morfológicos, los cuales, a su vez, definen el comportamiento hidráulico del flujo. Es decir, se trata de un efecto biunívoco y simultáneo del flujo sobre los sedimentos de fondo, creando diferentes configuraciones del cauce, y de estas configuraciones sobre el flujo.

En el presente texto se acepta que los *procesos aluviales* están conformados por los fenómenos de desprendimiento, transporte y deposición de sedimentos en un río, mientras que los *procesos morfológicos* son las formas generadas por los sedimentos del lecho que condicionan las deformaciones del cauce y se presentan, en buena medida, como resultado de los procesos aluviales.

Los procesos morfológicos que se desarrollan en los ríos presentan, en la gran mayoría de los casos, una expresión morfológica precisa. Las deformaciones del cauce son una consecuencia del movimiento de grandes dunas de arena (macrodunas) a lo largo de las corrientes. Las pequeñas dunas (microformas) no alcanzan a determinar el aspecto externo de un cauce. Sólo las grandes dunas (mesoformas), comparables con las dimensiones del río, pueden determinar su forma y apariencia. Dependiendo de estas formas, pueden aparecer barras, meandros de diferentes tipos, islotes, cauces trenzados, etc.

De esta manera, los procesos morfológicos reflejan, ante todo, variaciones en las formas y estructuras del cauce y las bancas, las cuales se producen permanentemente bajo la acción del flujo. Los procesos morfológicos se deben entender como fenómenos discretos. Lo anterior refleja la característica de los sedimentos del lecho de dividirse en elementos independientes y formar con ellos unidades homogéneas, las cuales, a su vez, pueden formar agrupaciones más complejas. Cada elemento, unidad y agrupación posee sus propias características y, en consecuencia, requiere de métodos apropiados y diferenciados de investigación. Por lo anterior, con los procesos morfológicos discretos la naturaleza establece una relación dialéctica clara entre la forma y el contenido.

La investigación de los procesos morfológicos desde el punto de vista hidráulico consiste en el estudio de los mecanismos de interacción entre el flujo y los materiales del lecho mientras que la morfología del cauce participa como forma del proceso. En las investigaciones morfológicas, el contenido fundamental del proceso es el desarrollo de las formas, y el tipo de cauce en relación con él es sólo una forma a considerar.

Sin embargo, resulta insuficiente definir los procesos morfológicos sólo como la interacción del flujo y los materiales del fondo y en suspensión, dado que con este concepto se refleja solamente un aspecto del proceso, es decir, el mecanismo de interacción de la corriente y los sedimentos, ignorando el componente morfológico del problema. Por lo anterior, es más acertado concebir los procesos morfológicos como las transformaciones permanentes (pero reversibles, en relación con la vida útil de un determinado proyecto) de la estructura morfológica de un cauce aluvial bajo la acción del flujo. Con esta concepción se consideran los aspectos morfológicos, hidráulicos e hidrológicos del problema, tomando en consideración los factores internos y externos del proceso con las relaciones directas e indirectas.

4.2 PROCESOS MORFOLÓGICOS Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

4.2.1 Erosión y depositación de sedimentos. Deformaciones reversibles e irreversibles

Las deformaciones de un cauce aluvial están ligadas al manejo de sus sedimentos. No es posible concebir las deformaciones de un cauce sin considerar el ingreso y la extracción de sólidos del flujo. Por lo anterior, se puede afirmar que las deformaciones del cauce y de las bancas son, en primer lugar, la expresión del transporte de sedimentos y de su constante reubicación.

Es importante, por lo tanto, considerar el esquema de formación de la carga de sedimentos en la red hidrográfica y diferenciar los diversos tipos de transporte de

sólidos tomando en consideración los procesos aluviales, es decir, la erosión, transporte y depositación, las características de la configuración morfológica de los cauces y bancas, lo mismo que las particularidades en los cambios de estas configuraciones.

El escurrimiento de agua sobre la superficie de las laderas en las cuencas produce la erosión del suelo y parte de la meteorización de las rocas; por lo tanto, el flujo en los cauces de diferente magnitud transporta cierta cantidad de sólidos. En relación con la direccionalidad del movimiento de sedimentos por el flujo, el proceso de erosión que se desarrolla en los elementos superiores de la red hidrográfica se debe diferenciar del transporte de material en los cauces permanentes.

En la erosión se produce un proceso unidireccional de tránsito de materiales no aluviales a un aluvión reciente. Este proceso es irreversible dado que las rocas desintegradas en las laderas no pueden ser restablecidas de ninguna manera.

Dado que el área de una cuenca en donde se desarrolla la erosión es mucho mayor que el área de las corrientes, ésta es indiscutiblemente la fuente principal de ingreso de sedimentos a los ríos. Así, se puede decir que todos los cauces están obligados a transportar la cantidad de sedimentos aportados en concordancia con la naturaleza de sus cuencas. Este transporte está caracterizado por una permanente reubicación de los sólidos. Por lo anterior, es claro que si la erosión es un proceso irreversible, el transporte de sedimentos es reversible, puesto que está constituido por episodios consecutivos en el tiempo y en el espacio de desprendimientos y depósitos de sólidos en el cauce y las bancas. Los procesos erosivos se producen fundamentalmente en las partes superiores de la red hidrográfica pero pueden presentarse en los cauces aluviales expresándose como un corte secular del valle del río y una socavación de las orillas, lo cual produce el ensanchamiento del valle. Sin embargo, es fácil ver que la socavación de bancas y orillas no actúa como fuente principal de suministro de sedimentos dado que, en estos casos, los materiales desprendidos han sido depositados en épocas relativamente recientes y poseen un volumen poco considerable.

Además de los procesos absolutamente irreversibles, existen deformaciones del cauce y de las bancas, las cuales, a pesar de que pueden cambiar la dirección de su desarrollo, se presentan en períodos muy largos cuya duración no se puede comparar con los períodos de las deformaciones reversibles consideradas en este caso particular. Estas deformaciones se pueden considerar como nominalmente irreversibles. Por ejemplo, el proceso de formación de bancas durante las deformaciones en planta de un cauce se considera nominalmente irreversible puesto que en este caso los sedimentos se depositan durante un período muy largo, formando la fundación de las bancas y sus capas superiores. Estos sedimentos comienzan a regresar de nuevo al flujo sólo cuando el cauce se desplaza en planta y regresa a su posición inicial, produciendo la destrucción de las bancas por erosión y socavación de las orillas.

El proceso de formación de los deltas en los ríos consistente en la acumulación de sedimentos, se considera irreversible. Este proceso se presenta a lo largo

de mucho tiempo en una sola dirección. Así, a diferentes tipos de incidencia del flujo le corresponden diversos modos de transporte de sedimentos: a la erosión le corresponde el traslado en una dirección con un proceso irreversible y al transporte en los cauces aluviales le corresponden desprendimientos y depósitos con procesos reversibles. En correspondencia con esto, dentro de las formaciones morfológicas se pueden diferenciar dos grupos: las formaciones por erosión creadas por depósitos no aluviales y las formaciones por socavación-acumulación (degradación-agradación), creadas por los sedimentos de los ríos o aluviones.

Las deformaciones en una sola dirección (corte o acumulación de suelos o materiales) son procesos muy prolongados que producen variaciones irreversibles en la configuración de las cuencas formando el relieve, mientras que las deformaciones reversibles se presentan en los sedimentos con ciclos anuales o estacionales, acusan una duración mucho menor y expresan los procesos morfológicos, tema principal de este capítulo.

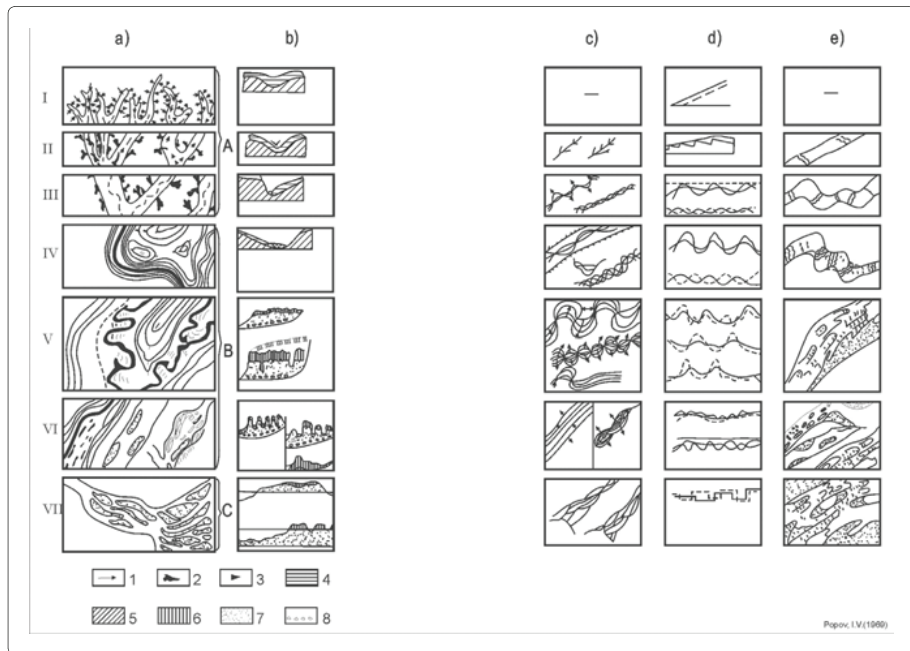
Las formaciones por erosión crean las laderas de los valles, las terrazas estructurales o pseudo-terrazas, algunas bases de erosión constituidas por rocas o suelos duros, derrubios, etc. Las formaciones por socavación-acumulación están formadas por terrazas acumulativas, las bancas de los ríos y todas las formaciones del cauce conformadas por sedimentos, es decir, acumulaciones móviles de sedimentos.

La importancia de las formaciones por erosión en los procesos morfológicos consiste en que su acción se convierte en una fuente principal de aporte de sedimentos a los ríos, lo cual es fundamental para pronosticar las condiciones de variación de la cantidad y composición de los sólidos que debe transportar un flujo y para considerar ese material como elemento constituyente de las diferentes formas acumulativas. Además, cuando las formaciones por erosión son más resistentes que los depósitos de sedimentos, ellas ejercen un efecto limitante en el libre desarrollo de los procesos morfológicos y, por lo tanto, en los tipos de formaciones acumulativas en el cauce y las bancas. Finalmente, el estudio de las formaciones por erosión ayuda a entender las tendencias generales y a largo plazo y las características del desarrollo de los procesos morfológicos, lo mismo que el desarrollo de los valles, es decir, la historia general de los procesos morfológicos. Esto, ante todo, es importante para establecer las formas que le corresponden a los procesos morfológicos contemporáneos en función de las condiciones hidrológicas y geomorfológicas y las formas antiguas creadas por factores iguales o diferentes a los actuales. Así, la relación entre los procesos morfológicos y sus factores determinantes queda mejor expresada. En este análisis, los procesos irreversibles y reversibles se deben entender de una manera relativa y asociada a la duración de una obra en particular o a la duración de ciclos hidrológicos, generalmente anuales. En rigor, todos los fenómenos en la naturaleza son irreversibles si se toma en consideración la flecha del tiempo.

4.2.2 Movimiento de los sedimentos en las diferentes partes de la red hidrográfica

Si se considera la influencia de los procesos de erosión y transporte de sedimentos en la composición de los diferentes tramos de la red hidrográfica, la relación entre las particularidades del movimiento de sedimentos y la estructura de las formaciones morfológicas se presenta de una manera bastante clara en todas las regiones donde se produce erosión o denudación. Su análisis permite formular un esquema básico que muestra la relación entre el carácter del movimiento de los sedimentos y las particularidades de las formaciones por erosión-acumulación asociadas a ellos (figura 4.1).

No existe una clasificación universal de las formas del relieve por erosión. Sin embargo, A. S. Kozmienko dividió de una manera clara las formas por erosión en antiguas y contemporáneas, lo cual es importante, puesto que las dimensiones de las erosiones actuales son muy pequeñas en comparación con las antiguas, forma-



▲ **Figura 4.1** Formación de la carga de sedimentos en los diferentes elementos de la red hidrográfica en ríos de llanura. a) Elementos principales de la red hidrográfica; b) Secciones transversales típicas de cada elemento de la red; c) Carácter de las deformaciones en planta; d) Deformaciones en perfil; e) Formas de los depósitos en el cauce de cada elemento; I- Surcos; II- Cañadas; III- Quebradas; IV- Valles de primer tipo; V- Valles de segundo tipo; VI- Valles de segundo tipo cerca a los deltas; VII- Deltas; A- Zona de formación de la carga de sedimentos; B- Zona de transporte y de sedimentación; C- Zona de acumulación; 1- Erosión laminar; 2- Socavación de orillas; 3- Socavación de fondo; 4- Roca superficial de cubrimiento; 5- Rocas de basamento; 6- Aluvión de banca; 7- Aluvión de lecho; 8- Horizonte o nivel basal.

das por grandes flujos glaciares, por ejemplo. Este autor subraya la imposibilidad de la transición de las formas actuales a las grandes formas antiguas, es decir, de la transición de una cárcava a un cañón y de un cañón a un valle. Este concepto es acertado puesto que le da la debida importancia a un factor tan relevante en la erosión como el caudal. Es evidente que las formas creadas por caudales o flujos muy diferentes se deben diferenciar fuertemente y se deben considerar como independientes. Además de lo anterior, la clasificación de Kozmienko posee las siguientes ventajas:

1. Se diferencian las formas de manera nítida, fundamentándose no sólo en indicativos externos sino que relaciona estas formas con la composición geológica, con el caudal y la carga de sedimentos,
2. Evita demasiadas subdivisiones y conserva una buena relación con las particularidades de los procesos morfológicos y las formas de erosión,
3. Aporta un entendimiento claro de los términos empleados.

En calidad de elementos principales de la red hidrográfica se adoptan las formaciones morfológicas propuestas por Kozmienko.

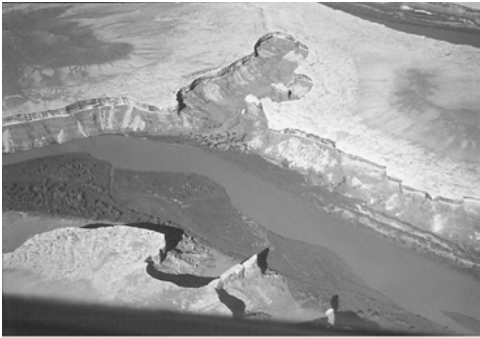
Los elementos más altos que están sometidos a denudación en la red hidrográfica contemporánea son los *surcos*. Estos surcos se formaron en épocas de mayores caudales por efecto del deshielo de grandes glaciares, después de lo cual quedaron cubiertos por morrenas y, en consecuencia, se trata de formas heredadas. Actualmente en ellos se presenta una escorrentía de aguas lluvias y el transporte sólo de aquellos sedimentos producidos por la erosión concentrada y la erosión laminar, con ausencia de erosiones considerables. Como consecuencia, los surcos poseen laderas tendidas, un fondo no definido, un perfil rectilíneo y carecen de depósitos aluviales. El área de las cuencas en los surcos es bastante pequeña, del orden de 5 ha. Sin embargo, a causa de su múltiple presencia en las cuencas, los sedimentos que ingresan a ellos juegan un papel importante en la formación de la carga total. La determinación de esta carga es un problema complejo que se ha tratado de cuantificar por medio de la fórmula universal y procedimientos similares pero con éxito relativo. Los valores obtenidos varían enormemente. En el cuadro 4.1 se muestra la producción de sedimentos en diferentes cuencas, medida a partir de la carga de sedimentos en suspensión.

La unión o confluencia de los surcos produce la aparición de una forma erosiva denominada *cañada*. Se trata de una formación mejor definida que la anterior. En ella aparecen, además de los flujos laminares, erosiones concentradas temporales asociadas a denudaciones de fondo y orillas. Esto produce laderas más inclinadas y antisimétricas, el perfil se torna escalonado y en planta el cauce comienza a ser trenzado. La sección transversal es cercana a la trapezoidal con laderas irregulares que reflejan las diferentes etapas erosivas creadas por la socavación del fondo. Para pendientes pequeñas ($S < 0,02$) la sección transversal condicionada por la socava-

Cuenca	Duración de la erosión de una capa de 1 mm (años)	Capa de erosión anual en mm	Cuenca	Duración de la erosión de una capa de 1 mm (años)	Capa de erosión anual en mm
Volga	140,0	0,0071	Temza	61,0	0,0110
Don	50,0	0,0200	Rona	3,7	0,2700
Dunai	11,0	0,0910	Sulak	0,6	0,6700
Elba	59,0	0,0170	Rion	6,0	0,1700
Maasa	37,0	0,0270	Nilo blanco	558,0	0,0018
Po	4,1	0,2400	Nilo azul	14,0	0,0710

▲ **Cuadro 4.1** Producción de sedimentos en diferentes cuencas.

ción del cauce posee generalmente una profundidad entre 1 y 3 m y un ancho entre 1 y 20 m. En la figura 4.2 se muestra una fotografía aérea donde aparece la erosión lateral. En los cauces se encuentran depósitos ocasionales que se producen en verano y son evacuados en los inviernos. Estos cúmulos no crean formas definidas y generalmente aparecen en las confluencias de los afluentes laterales. El área de las cuencas de las cañadas comúnmente es mayor a 5 ha. Estos elementos también son muy profusos en las cuencas y su papel en la formación de la carga de sedimentos es bastante notable, especialmente si se considera el aumento de su densidad. En las grandes cuencas las áreas ocupadas por socavaciones de fondo y de orillas constituyen generalmente un 0,5 %, llegando hasta un 5% de la cuenca. Sin embargo, la socavación de fondo alcanza hasta un 45% en longitud de las cañadas y caños. Aproximadamente en la mitad del área ocupada por socavación de fondo y de orillas se observa un desarrollo intenso de cárcavas, surcos, canales y fosas. El crecimiento lineal anual de los surcos laterales generalmente varía entre 0,5 m y 5,0 m por año. Kózmienko considera que la socavación de fondo y orillas se inició en el momento en que se intervinieron los bosques primarios y la vegetación silvestre. En el cuadro 4.2 se ilustra el crecimiento lineal de los surcos laterales en diferentes zonas.



▲ **Figura 4.2** Cauce intermitente y erosión de ladera en el valle de un río.

Las quebradas son un elemento de transición entre las formas anteriores y el valle de los ríos propiamente dicho, en las cuales se presenta una erosión del cauce

Región	Crecimiento anual lineal (m)	Años
Eletski	0,5	30
Dimitri	0,4	20
Starop	4—6	10
Ulian	2—4	25
Sirán	2	2
Sierdov	0,6	10
Penze	0,8—3,5	13
Lubien	5	24
Uman	1,2	9
Kirov	1,5	39
Kishin	4	60
Artiem	3,2	23
	0,6	25

▲ **Cuadro 4.2** Crecimiento lineal de los surcos en diferentes zonas.

y las orillas de una manera mucho más clara y definida. La erosión en sus laderas también es laminar. En ellas se forman cauces trenzados o sinuosos con flujos temporales o permanentes. La sección transversal es típicamente asimétrica. En la ladera más inclinada generalmente se observa la roca expuesta, sin coberturas que formen aluviones. El cauce sinuoso permite la formación de aluviones y por primera vez en la red hidrográfica aparecen depósitos de sedimentos de poco espesor, agrupados en las orillas cóncavas y en la transición entre curvas. El perfil longitudinal forma dunas similares a las de un río bien formado. El área de la cuenca en las quebradas es superior a $1,5 \text{ km}^2$ y su caudal medio es inferior a $1,0 \text{ m}^3/\text{s}$.

Dado que en los tres elementos anteriores se presenta un proceso unidireccional de erosión y transporte de material, el área aferente a ellos es una zona de alimentación de sedimentos al cauce. De esta manera, los sedimentos recibidos por el río forman una carga permanente que produce cúmulos o depósitos con deformaciones reversibles, es decir, procesos morfológicos. Después de que se reúnen varias quebradas, se forman los valles de los ríos.

Los *valles* de los ríos son formas labradas por el agua, relativamente estrechas y alargadas con una inclinación común y que contienen el cauce del río sin que se produzcan intersecciones entre ellos. Cuando dos valles se encuentran, se produce su unión y continúan como un valle común, único.

En los valles sin bancas las deformaciones en planta son producidas fundamentalmente con la participación de sedimentos gruesos de fondo, los cuales forman grandes dunas mientras que los sedimentos en suspensión son transportados de manera continua. Por el contrario, en los valles con bancas los sedimentos en suspensión tienen la posibilidad de depositarse en ellas y de desprenderse nuevamente para integrarse al flujo principal ocasionando deformaciones reversibles dentro del contexto de los procesos morfológicos. El proceso de intercambio de sedimentos entre el cauce y las bancas es permanente. La formación de las bancas y su posterior desgaste se prolonga por siglos. Generalmente, cuando las condiciones naturales son invariables en la cuenca, todos los depósitos de sedimentos desaparecidos vuelven a aparecer con formas ligeramente diferentes. Así, la reversibilidad de las deformaciones (manejo de los sedimentos) aparece de una manera más clara.

Es evidente que los valles con bancas y sin bancas son elementos de la red hidrográfica de manejo y transporte de sedimentos, en donde se observa una secuencia de socavación, transporte y deposición.

Deltas. En las partes inferiores de los valles con bancas generalmente aparece un tercer tramo caracterizado por la acumulación de sedimentos. El aumento del caudal está acompañado por un incremento de la carga de sedimentos y una disminución de la pendiente longitudinal y, a pesar de que el tamaño de los sólidos disminuye, los sedimentos en suspensión se convierten en material de fondo, los cuales se mueven dentro de grandes dunas que posteriormente se

depositan formando islas y deltas y generando cauces trenzados con un número considerable de brazos. La acumulación de material se presenta durante períodos prolongados de tiempo. Los deltas se forman cuando una corriente entrega sus aguas al mar, a un lago, a un embalse, etc. En el cuadro 4.3 se muestra el crecimiento anual (en metros) del límite exterior de algunos deltas, es decir, del aumento en la longitud de los ríos en virtud del movimiento hacia el mar de los deltas.

Debido a condiciones locales relacionadas con la conformación de las cuencas, variaciones en las condiciones hidrológicas, en las características de los afluentes, etc, es posible que algunos ríos no presenten los tramos descritos en el orden estricto; sin embargo, ellos conservan las propiedades fundamentales de todos los ríos.

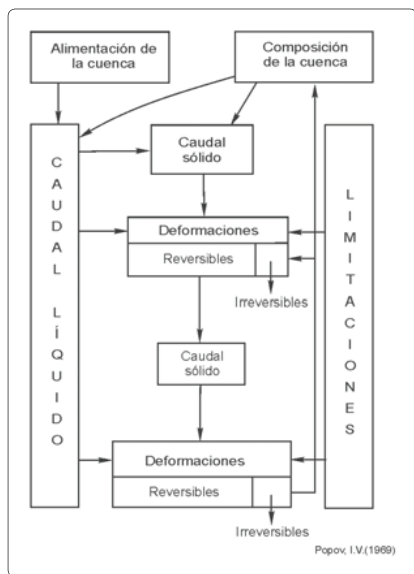
Río	Incremento de la longitud del río (m/año) a causa del movimiento exterior del delta
Ural	82
Sidaria	97
Kura	20—30
Mississippi	80—350
Yantzé	60—83
Volga	94—370

▲ **Cuadro 4.3** Crecimiento anual de algunos ríos por movimiento del delta.

4.2.3 Factores básicos de los procesos morfológicos

Todo lo anterior muestra claramente la relación entre los procesos morfológicos en un determinado tramo y las condiciones naturales de toda la cuenca en ese tramo.

N. E. Kondrátiév propuso el siguiente esquema que explica el puesto que ocupan y el papel que juegan las condiciones naturales de la cuenca (factores climáticos, geomorfológicos e hidrológicos) en el desarrollo de los procesos morfológicos (figura 4.3). De acuerdo con este esquema, las condiciones climáticas de la cuenca (alimentación de la corriente) y los factores geomorfológicos (composición de la cuenca en relación con la topografía y la geología) determinan las particularidades del flujo, sus volúmenes, el régimen de ingreso y, por lo tanto, las dimensiones y la duración de la acción sobre la superficie del terreno en la cuenca. El trabajo del agua y otros elementos sobre las rocas que componen la cuenca es el agente creador de sedimentos. El manejo de estos materiales por parte del río ocasiona deformaciones



▲ **Figura 4.3** Esquema propuesto por Kondratiev, N.E., (1953) para explicar el puesto que ocupan y el papel que juegan las condiciones naturales de la cuenca en el desarrollo de los procesos morfológicos.

reversibles del cauce y de las bermas. Simultáneamente se desarrollan deformaciones unidireccionales e irreversibles expresadas como una degradación del perfil longitudinal. El caudal líquido influye en la carga de sedimentos y determina las dimensiones y el régimen de las intervenciones hidráulicas locales. Las deformaciones del cauce y de las banquetas se producen dentro de un marco de limitaciones entre las cuales las principales son las características geológicas del valle y los factores antrópicos. Estas limitaciones producen cambios notables y deformaciones respecto al desarrollo normal de los procesos, condicionado por una determinada combinación de las características del flujo y de los sedimentos.

Las deformaciones irreversibles conllevan a ciertas modificaciones en la configuración de la cuenca dado que son formadoras del relieve y a través de los cambios en el

relieve influyen en el carácter de los caudales y de la carga sólida. Estas acciones deben considerarse en el caso de que se estudien en términos de tiempos geológicos. Así, los factores preponderantes que definen el aspecto exterior de los cauces de los ríos y de las bermas, es decir, de los procesos morfológicos, son el caudal líquido y la carga de sedimentos. En su desarrollo y en lo que se refiere a la relación causa-efecto, se conserva la independencia de estos factores. El caudal líquido, lo mismo que los factores limitantes, no dependen de los procesos morfológicos. Respecto a la carga de sedimentos, es preciso anotar lo siguiente: la interrelación del flujo con el cauce susceptible a la socavación determina la carga de sedimentos en un tramo sin afluentes. Sin embargo, los procesos morfológicos considerados como el manejo de los sedimentos en ese tramo, inevitablemente sufren variaciones en función del ingreso de sedimentos provenientes del tramo superior. Por eso, ese ingreso se debe analizar como un factor independiente y como una de las causas del desarrollo de los procesos morfológicos en un determinado tramo.

Precisamente, debido a que en muchas investigaciones de laboratorio no se consideró el ingreso de sedimentos de la zona de aguas arriba, no fue posible reproducir las formas correctas del cauce.

En lo que se refiere a la división de sedimentos de fondo y en suspensión, Kresser llama la atención sobre lo siguiente: “si la curva que representa la granulometría

de los sedimentos en suspensión se ubica bajo la granulometría de los depósitos de fondo utilizando una escala común para los diámetros, los depósitos de fondo quedan conformados por sedimentos gruesos con un porcentaje bajo de partículas pequeñas. De la misma manera, dentro de los sedimentos en suspensión aparece un porcentaje pequeño de partículas gruesas. Si se unen las dos curvas anteriores con una línea punteada, como se ve en la figura 4.4, el punto de intersección de esta línea con la horizontal caracteriza el diámetro de las partículas que limita las dos categorías de sedimentos; en la figura 4.4 este diámetro es de 0,34 mm.”

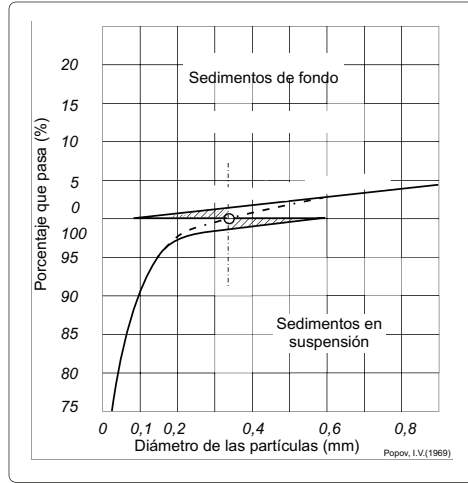
La generalización de datos obtenidos en diferentes ríos permitió a Kresser proponer la fórmula 4.1 para determinar el diámetro límite d_{lim} , en función de la velocidad del flujo (m/s):

$$d_{lim} = \frac{\bar{U}^2}{gk_f} \quad (4.1)$$

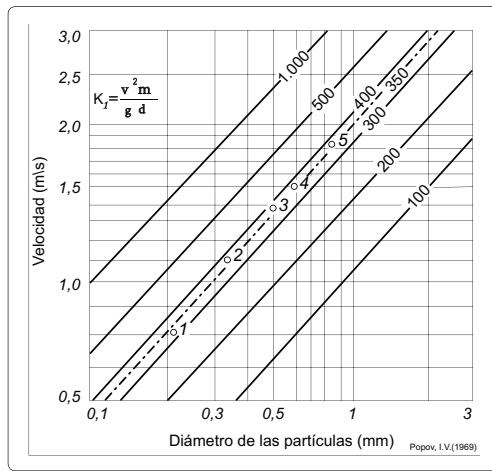
d_{lim} - diámetro límite entre sedimentos de fondo y sedimentos en suspensión; $\bar{U}$ - velocidad media del flujo; g - aceleración de la fuerza de gravedad; k_f - coeficiente igual a 360. De esta manera: $d_{lim} = 0,28U^2$.

El coeficiente k_f puede variar de 100 a 1.000. Para determinar d_{lim} con diferentes valores de k_f se da una serie de curvas empíricas (figura 4.5).

Es fácil ver que para diferentes velocidades del flujo el diámetro en la transición es diferente, es decir, la relación entre sedimentos de fondo y en suspensión cambia de acuerdo con las fases del régimen de caudales; sin embargo, esa



▲ **Figura 4.4** Determinación del diámetro límite de las partículas que dividen el material transportado entre sedimentos de fondo y sedimentos en suspensión en una sección dada (de acuerdo con Kresser, V).



▲ **Figura 4.5** Curvas propuestas por Kresser, V. para determinar el diámetro límite de las partículas de acuerdo con la velocidad media del flujo, para $k=360$. 1- Dunai y Orlov; 2- Gail; 3- Río Aje y Venta; 4- Rein; 5- Dunay aguas arriba de Press burg.

relación es bastante estable, especialmente si se considera la estratigrafía de los depósitos de fondo.

En lo que se refiere a los procesos morfológicos, la división en sedimentos de fondo y en suspensión es de gran importancia puesto que intervienen en diversas formaciones del cauce y presentan diferentes patrones de movimiento condicionados por fuerzas distintas. Lo anterior permite entender la estructura de las formas del cauce y determinar la carga total de sólidos. La carga de fondo se mueve en forma de grandes depósitos (lecho móvil). La carga de sedimentos en suspensión posee otra estructura, más compleja, aunque parcialmente está relacionada con los sedimentos de fondo. Esto se debe a que los sólidos en suspensión se transportan con el flujo en largas trayectorias y, ocasionalmente, se depositan integrándose a la carga de fondo y haciendo parte de su granulometría. Con las posteriores erosiones y/o socavaciones estas partículas se desprenden y continúan su movimiento en suspensión. De esta manera, las microformas y mesoformas también alimentan al flujo con sedimentos en suspensión.

En razón de que la longitud del recorrido de las partículas en suspensión l_s desde que ingresan al flujo hasta su depositación en el fondo generalmente es decenas e, incluso, miles de veces mayor que la trayectoria de los sedimentos de fondo l_f , el caudal de los sedimentos en suspensión q_s obtenido a partir de la alimentación de los depósitos de fondo (material del lecho) puede superar varias veces el caudal de estos sedimentos q_f incluso en el caso en que los sedimentos en suspensión depositados sean un porcentaje muy bajo de los sedimentos de fondo (fórmula 4.2).

$$q_s = q_f \frac{l_s V_s}{l_f V_f} \quad (4.2)$$

$\frac{V_s}{V_f}$ - es la relación cuantitativa entre los sedimentos en suspensión y los de fondo

que se encuentran en las microformas y mesoformas (material del lecho). Esta fórmula fue deducida por Kondrátiev partiendo de la igualdad de permanencia en las formas de fondo de ambos tipos de sedimentos.

4.3 TIPIFICACIÓN GENERAL DE LAS FORMAS DEL CAUCE

Las formas típicas de un cauce aluvial obtenidas como resultado de los procesos morfológicos se han definido fundamentalmente en la antigua Unión Soviética bajo el concepto de la *teoría hidrogeomorfológica* y como resultado del análisis de una información muy extensa a lo largo de muchos años de investigación de campo y laboratorio. Estas formas aparecen generalmente como modificaciones más o me-

nos considerables de las macrodunas en el cauce de un río, consideradas como los elementos básicos de deformación bajo la influencia de los factores fundamentales de formación del cauce (cuadro 4.4), es decir, del caudal líquido y de sedimentos afectados por limitantes naturales y artificiales.

El esquema de tipificación elaborado en el Instituto Hidráulico de Moscú se presenta en el cuadro 4.5 y las características detalladas de conformación correspondiente a cada tipo de proceso se presentan en los siguientes párrafos. Como conclusión de este numeral es necesario tener en cuenta lo siguiente:

El gran número de posibles combinaciones de los factores naturales que influyen en los procesos morfológicos y, en primer lugar, las variaciones de caudal líquido y caudal sólido hacen que las características morfológicas e hidráulicas propias de cada proceso morfológico puedan cambiar dentro de un rango muy grande. No obstante lo anterior, se puede señalar que, en general, existe una disminución de la pendiente longitudinal del flujo desde las macrodunas hasta los meandros incipientes. Simultáneamente se puede señalar también una disminución en la misma dirección anterior de la carga de los sedimentos de fondo transportados por el flujo, lo mismo que un aumento de la influencia de los sedimentos en suspensión en los procesos de formación y deformación del cauce. La influencia de estos últimos se

Microformas	Mesoformas	Macroformas
Distribución masiva en los cauces con dimensiones no comparables del cauce.	Macrodunas solitarias con dimensiones comparables a las del cauce.	Determinan el aspecto externo del cauce y de las bancas.
Determinan el grado de rugosidad del fondo.	Determinan al aspecto del cauce.	Están condicionadas por los factores de los procesos morfológicos, por el caudal y por las condiciones limitantes.
Su aparición está asociada a la turbulencia.	Están relacionadas con el campo medio de velocidad.	Estos factores combinados definen el tipo de proceso morfológico. Se caracterizan no sólo por variaciones estacionales sino por ciclos anuales de deformación.
Determinan las pérdidas de energía en el flujo.	Poseen una inercia considerable.	
Representan la carga de sedimentos de fondo.	Se desarrollan por estaciones en función del régimen de caudales.	
Varían rápidamente como consecuencia de las condiciones hidráulicas en el flujo.		

▲ **Cuadro 4.4** Propiedades fundamentales de las formas del cauce.

Tipo de proceso morfológico	Deformaciones del cauce	Variaciones en las bancas y su influencia en la formación de cauces	Propiedades de la carga de sedimentos de fondo	Influencia de los sedimentos en suspensión	Propiedades del hidrograma de la creciente	Influencia de las condiciones limitantes	Propiedades de la distribución de las pendientes longitudinales a lo largo del río
1. MACRODUNAS	Deslizamiento de grandes dunas que ocupan todo el ancho del cauce. La altura de las dunas varía en las estaciones del año. No se presentan deformaciones del cauce en planta.	No se presentan	Alta capacidad de transporte del flujo y cargas relativamente altas de los sedimentos de fondo.	No se presentan grandes depósitos de los sedimentos en suspensión dado que existe un intercambio constante de estos sedimentos entre el flujo y el fondo a causa del movimiento de las dunas.	El hidrograma influye en las dimensiones de las dunas y en sus variaciones estacionales.	Propician el desarrollo de los procesos morfológicos.	Pendientes longitudinales considerables
A. Desarrollo de las grandes dunas con transición hacia meandros							
2. BARRAS LATERALES	En creciente se presentan deslizamientos de grandes dunas oblicuas respecto a la dirección del flujo. En verano se secan sus partes mas altas formando fosas y un cauce sinuoso. Se inicia una pequeña erosión de las orillas entre las fosas. Se suspende la socavación de orillas en crecientes con el deslizamiento de las crestas.	No se presentan	Transporte relativamente lento de sedimentos de fondo que produce un cambio en la orientación de las dunas.	No se presentan grandes depósitos de los sedimentos en suspensión dado que existe un intercambio constante de estos sedimentos entre el flujo y el fondo a causa del movimiento de las dunas.	No existe influencia notoria de crecientes en verano.	Propician el desarrollo de los procesos morfológicos.	Valores menores que en el caso anterior.

▲ **Cuadro 4.5** Propiedades fundamentales de los diferentes procesos morfológicos y factores determinantes.

3. MEANDROS CONFINADOS	Deslizamiento de meandros débilmente expresados durante el cual se conservan su forma y sus dimensiones. No existe deslizamiento de dunas o barras. Las fosas se convierten en tramos con orillas convexas que se mueven junto con el meandro.	Aparece un proceso en las bancas. El ancho de la banca es igual a la franja de los meandros. La banca se transforma totalmente durante el deslizamiento de los meandros.	Transporte aún mas lento de pequeños volúmenes de sedimentos de fondo con partículas relativamente pequeñas.	Participan en la formación de los tramos de la banca más alejada del fondo.	El proceso se desarrolla coincidiendo con las fases anuales del caudal. Las propiedades de la creciente determinan la intensidad del proceso de desarrollo de las bancas.	Es uno de los factores más importantes que determinan este tipo de procesos morfológicos.	Suavización de las pendientes en comparación con los procesos anteriores.
4. MEANDROS LIBRES	Giro de tramos del cauce en forma de S creados por dos curvas vecinas alrededor de puntos cercanos a la transición. Variaciones sucesivas de la forma del grado de expresividad, del desarrollo de la simetría, de los meandros que forman un bucle del cauce. Terminación del ciclo de deformaciones en plantas con el corte del meandro a causa del acercamiento de las orillas.	Desarrollo intenso durante las deformaciones en planta, se forman bancas más amplias que la franja de meandros, los cuales se pueden desplazar durante la rotura de los bucles. Formación de barras en las orillas cóncavas condicionadas por un desarrollo del meandro en planta. Intercambio intenso de sedimentos entre la banca y el cauce. Los sedimentos en la banca poseen dos fracciones del aluvión: en la base se encuentra un aluvión del cauce y en la parte superior un aluvión más fino. Este último se forma en todo el ancho de la banca.	Predominio de las fracciones pequeñas. Tendencia a la erosión de orillas en ingreso a las margenes de los sedimentos del cauce debido a la socavación. Desarrollo de muchos tipos de depósitos móviles formados por sedimentos de diferentes dimensiones. Grandes variaciones de la carga de sedimentos de fondo durante la rotura de los meandros.	Incremento de la carga de sedimentos en suspensión. Ingreso irregular de sedimentos en suspensión al flujo a lo largo del río, debido a la socavación del aluvión en las bancas.	Crecientes bien definidas que producen una erosión irregular de las orillas, formación de curvas por desplazamiento del cauce e intercambio intenso de sedimentos entre la banca y el cauce.	El proceso se desarrolla en ausencia de factores limitantes.	Pendientes pequeñas del cauce grande. Grandes variaciones de la pendiente después de la rotura de los bucles. Nivelación de las pendientes longitudinales durante las crecientes y distribución irregular de las pendientes en los veranos.

▲ **Cuadro 4.5** Propiedades fundamentales de los diferentes procesos morfológicos y factores determinantes. *Continuación*

5. MEANDROS INCIPIENTES	Lo mismo que en los meandros libres, pero el ciclo se termina con una rectificación del cauce que evacúa paulatinamente todo el caudal y abandono, deposición y colmatación del cauce principal antiguo. La aparición de un cauce rectificado, en función del grado de inundación de las bancas en diferentes etapas de desarrollo de los meandros. En las rectificaciones frecuentemente aparecen barras laterales y una transición a los meandros.	Lo mismo que el anterior pero con mayor desarrollo. El gran papel de la socavación de la superficie de la banca generalmente es más limitado que en los meandros libres.	Lo mismo que el anterior pero la irregularidad del flujo a lo largo del río está relacionado con el desarrollo de las rectificaciones, el cual se presenta paulatinamente.	Carga relativamente pequeña de los sedimentos en suspensión que forman pequeños albardones debido al desbordamiento en las bancas.	Las grandes crecientes causan inundaciones en las bancas, lo cual es una condición indispensable del desarrollo de este tipo de procesos morfológicos.	El proceso se desarrolla en ausencia de factores limitantes.	Pendiente longitudinal pequeña y variaciones menores en las rectificaciones.
B. Desarrollo de grandes dunas con transición a un trenzamiento del cauce							
6. ISLOTES EN CAUCES TRENZADOS	Movimiento a lo largo de un cauce ensanchado, con un gran número de dunas y barras aisladas: las partes más altas de ellas se secan en el verano formando islotes, el crecimiento y acumulación de depósitos hacen que se conviertan en islas. Los brazos entre ellas frecuentemente empiezan a formar meandros, lo que aumenta la posibilidad del movimiento de los islotes y las barras no sólo a lo largo del río sino en dirección transversal.	Bancas con islas y albardones a lo largo del cauce. Es posible la acumulación de grandes depósitos y de islas altas.	Grandes volúmenes de sedimentos de fondo con diámetros considerables. Tendencia a la acumulación de estos sedimentos.	Es posible un depósito intenso de los sedimentos en suspensión y también un rápido retorno de ellos al flujo con deformaciones intensas de islas.	Cuando no se presentan veranos largos las islas presentan gran movilidad con divagaciones del cauce y con veranos bien expresados se forman islas claras o islas nítidas.	No tienen significado especial.	Tramos de grandes disminuciones de la pendiente en comparación con los tramos anteriores pero que conservan grandes caídas con variaciones significativas de las pendientes longitudinales y transversales.

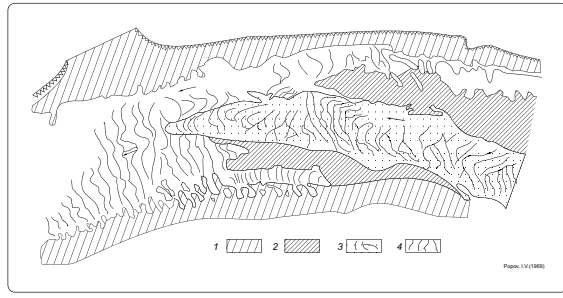
▲ Cuadro 4.5 Propiedades fundamentales de los diferentes procesos morfológicos y factores determinantes.

incrementa cuando existen meandros libres en condiciones de intercambio intenso entre los sedimentos del cauce principal y los de las banquetas.

4.3.1 Procesos morfológicos básicos

Las posibilidades de identificar diferentes procesos morfológicos en los cauces de los ríos y en sus banquetas aumentaron notablemente al introducir nuevas técnicas de investigación de cauces y en particular con el uso de ecosondas, de la fotointerpretación y de las imágenes de satélite. En trabajos de autores como I. V. Popov se han estudiado mucho más de quince mil macro dunas en ríos de llanura de diferentes tipos. En muchos países se ha producido suficiente información sobre procesos de degradación y agradación en cauces y en banquetas, los cuales han sido suficientes para adelantar su correspondiente tipificación. Existe un alto porcentaje de ríos que en verano transportan agua relativamente clara, la cual permite ver bien el fondo en las fotografías aéreas.

En la figura 4.6 se muestra el esquema de macrodunas de diferentes dimensiones en el río Ajtuba elaborado con la ayuda de fotografías aéreas. N. E. Kondrátiev dividió todas las mesoformas en ríos de llanura en dos grupos fundamentales: 1. Formas sencillas, y 2. Formas complejas.

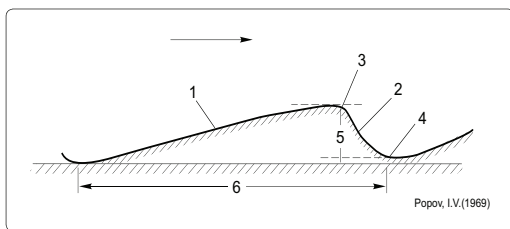


▲ **Figura 4.6** Relieve del fondo del río Ajtuba (Rusia) en una fotografía aérea. 1. Playas desecadas que muestran un micro relieve suave; 2. Tramos con dunas desecadas; 3. Grandes dunas sobre las cuales se deslizan pequeñas dunas y risos; 4. Serie de dunas medianas con diferentes dimensiones en el centro del flujo y en las orillas.

4.3.2 Formas sencillas del cauce (Grandes Dunas)

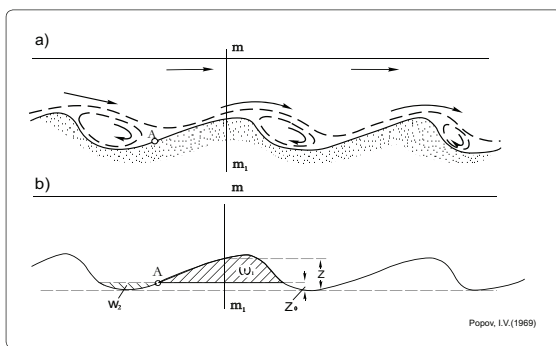
El desplazamiento de las macrodunas de arena es la forma más común de transporte de los sedimentos de fondo. Para la aparición de estas formas en un fondo de arena es suficiente que la velocidad del flujo en las zonas profundas alcance cierto valor crítico con el cual las partículas de fondo pierden su estabilidad. Esta velocidad es generalmente del orden de 0,3 a 0,6 m/s.

A diferencia de las formaciones morfológicas complejas, para cuya aparición se requiere de ciertas combinaciones de los factores naturales que las producen, todos los tipos de macrodunas de arena se pueden unir con el nombre genérico de formas sencillas del cauce. En las grandes dunas se diferencian los siguientes elementos básicos (figura 4.7).



▲ **Figura 4.7** Elementos principales de una macroduna. 1. Talud Superior; 2. Talud inferior; 3. Cresta; 4. Sótano (sima); 5. Altura de la duna; 6. Longitud de la duna.

no) (5). La longitud de la macroduna es igual a la distancia horizontal entre dos crestas seguidas (longitud de onda de la macroduna) (6). El flujo sobre la duna se desprende de su cresta y forma en la parte inferior o fondo una zona de vórtices o remolinos más o menos estables.



▲ **Figura 4.8** a) Patrón del flujo sobre una macroduna; b) Esquema de cálculo de la carga de sedimentos de fondo.

(figura 4.8). Aquí las partículas se encuentran estáticas o, cuando la zona de vórtices es bastante desarrollada, se desplazan hacia el talud de aguas abajo de la macroduna y ahí quedan alojadas. Como resultado de la erosión del talud de aguas arriba y el depósito de sedimentos en el talud aguas abajo se realiza el movimiento de toda la macroduna en el sentido del flujo. En este proceso se puede presentar un transporte de sedimentos a partir de la zona del fondo hacia el talud superior de la macroduna ubicada inmediatamente aguas abajo o, incluso, pueden pasar a lo largo de ella.

Si se desprecia este último fenómeno, para las macrodunas que se mueven con una velocidad, C_M , sin cambiar su perfil, el valor instantáneo del caudal de sedimentos de fondo por unidad de ancho del flujo, q_f , a través de una sección estática, mm_1 , (figura 4.8) con una elevación de la superficie de la macroduna sobre el punto más bajo del fondo igual a y_d , tiene la expresión 4.3:

$$q_f = C_M (y_d - y_{d0}) \quad (4.3)$$

Talud Superior (1). Es la superficie de la macroduna dirigida contra el flujo y posee una inclinación más suave que el talud inferior. El punto más alto de la macroduna forma la cresta (3) (cima) y el más bajo forma el fondo (sima) (4). En un perfil longitudinal la altura de la duna corresponde a la elevación de la cresta sobre el fondo (sótano) (5).

En el talud superior y en la zona de velocidades coincidentes con la dirección general del flujo se presenta un transporte permanente de partículas hacia la cresta. Después de alcanzarla, las partículas ruedan hacia el fondo de la macroduna y forman el talud inferior. La velocidad del agua en el fondo dentro de la zona del vórtice tiene una dirección contraria a la general del flujo

En donde y_{d0} , es la sobreelevación del punto A sobre el sitio más bajo del fondo, el cual divide dos direcciones diferentes de los sedimentos. La primera orientada hacia la cresta, es decir, hacia aguas abajo y la otra hacia el talud inferior de la macroduna ubicada aguas arriba, es decir, en dirección contraria al flujo.

De la fórmula 4.3 se desprende que en el tramo ubicado sobre el punto A la carga de sedimentos aumenta a medida que se acerca a la cresta. En el tramo del fondo ubicado por debajo del punto A la carga de sedimentos se torna negativa ($y_d < y_{d0}$) y aumenta al acercarse al punto más bajo del fondo. La carga media de sedimentos durante un tiempo igual al período de la macroduna, es decir, el tiempo durante el cual la macroduna se moviliza en toda su longitud es:

$$\bar{q}_s = \frac{V_{M1} - V_{M2}}{T} \quad (4.4)$$

$\bar{q}_s$ - carga media de sedimentos; V_{M1} - volumen superior de la macroduna; V_{M2} - volumen inferior de la macroduna; T - tiempo.

Los valores de y_{M0} y de y_{M2} en la mayoría de los casos son tan pequeños en comparación con la altura total de la macroduna, y_M y con su volumen total V_M , que se pueden despreciar (fórmulas 4.5 y 4.6):

$$q_s = C_M \cdot y_M \quad (4.5)$$

$$\bar{q}_s = \frac{V_{M1}}{T} \quad (4.6)$$

En los ríos se encuentra una cantidad enorme de dunas diferentes por sus dimensiones y formas e, incluso, formaciones semejantes a dunas. Las macrodunas tienen una longitud muchas veces mayor que la profundidad del flujo. La altura de algunas de estas dunas se aproxima y a veces supera la profundidad media de la corriente. Dentro de sus límites todas las características hidráulicas del flujo (la profundidad, la velocidad media, el diagrama de distribución de velocidades en la vertical y las características de turbulencia del flujo) sufren variaciones sensibles. Se produce un flujo variado, el cual determina todas las particularidades de interrelación de él con el fondo erosionable. Sin embargo, en medio de estas macrodunas tanto en flujos reales como en condiciones de laboratorio se encuentran también aquellas cuya longitud y altura son pequeñas en comparación con las dimensiones del flujo. Su aparición no produce variaciones de las características hidráulicas generales de la corriente dentro de los límites de una duna (excepto su influencia en la rugosidad). El deslizamiento del agua sobre estas dunas está acompañado de algunas alteraciones que abarcan sólo la parte del fondo del flujo y a veces se desarrollan en todo su espesor causando una macroturbulencia. De esta manera, las dunas que hacen parte de las microformas pueden aparecer en

flujos en los cuales, desde el punto de vista hidráulico, se pueden relacionar como uniformes y turbulentos.

Las consideraciones anteriores permiten dividir las dunas de arena en dos grandes grupos:

- a. Formas del lecho pequeñas (dunas) o microformas no relacionadas con el patrón del flujo pero sí con su régimen e interrelacionadas con pulsaciones macroturbulentas.
- b. Formas más grandes de dunas (macrodunas) asociadas a un flujo variado que hacen parte de las mesoformas.

Dado que el fin fundamental de este capítulo es la investigación de las mesoformas y macroformas, las propiedades de las microformas se presentan a continuación sólo de una manera resumida. Sus características y comportamiento se exponen detalladamente en el libro sobre socavación elaborado por el autor del presente texto.

4.3.3 Propiedades de las formas complejas del cauce

Los procesos morfológicos se desarrollan con variaciones interanuales de caudales y con un determinado volumen de sedimentos que ingresan de la cuenca en el transcurso del año a un determinado tramo. De tal manera, los procesos morfológicos en un cauce de longitud considerable están relacionados con el volumen anual de sólidos. Si un cierto tramo no está en capacidad, en su estado actual, de dejar pasar todo el volumen anual de sedimentos, se inicia su transformación morfológica y cambia la capacidad de transporte del flujo. Esta transformación se da hasta cuando la capacidad hidráulica del tramo considerado corresponda con el volumen de los sedimentos que ingresan. Las transformaciones morfológicas del cauce en este sector pueden incidir en los tramos cercanos a él y, por lo tanto, crean cierta redistribución en la carga de sedimentos en toda la longitud del río. Sin embargo, esta redistribución sólo en un pequeño grado influye en los procesos erosivos en las partes superiores de la red hidrográfica.

El carácter cíclico de las variaciones interanuales de los caudales y de la carga de sedimentos condiciona la aparición de un ciclo interanual en el desarrollo de los procesos morfológicos. Las variaciones sucesivas en el transporte de sedimentos en el tiempo y en el espacio crean formaciones morfológicas singulares que expresan el desarrollo de los procesos morfológicos en su conjunto y constituyen los eslabones de los cuales se compone el cauce de un río. Estos eslabones se denominan formas complejas o mesoformas aluviales.

Dado que las mesoformas y macroformas representan en todo su desarrollo el ciclo completo de los procesos morfológicos, en ellas aparecen ciertas particula-

ridades que las caracterizan. La causa fundamental de la diferencia entre las formas complejas y las sencillas está en que estas últimas se desarrollan en condiciones de flujo permanente y reflejan la carga de sedimentos, mientras que las complejas se desarrollan con variaciones interanuales de los caudales líquidos y representan toda la variedad de características del flujo y de la carga de sedimentos. Por eso, en comparación con las formas sencillas, en las mesoformas la composición es más irregular y dan lugar a una gran variedad de cúmulos.

Para las formas complejas es característica una variación interanual de las formas sencillas activas que se encuentran dentro de ellas. Las mesoformas que aparecen bajo la influencia de las características hidráulicas de una creciente son de mayores dimensiones. En verano suspenden su desarrollo y se conservan como relictos o desaparecen. Ellas influyen notablemente en el desarrollo de las formas sencillas que se observan durante este período. Las grandes variaciones interanuales del nivel propician la formación de unas formas complejas de relativo poco movimiento, es decir, de las bancas, las cuales se pueden considerar como un cauce periódicamente activo, es decir, elementos que reflejan directamente los procesos morfológicos.

La formación de bancas está directamente relacionada con una nueva forma de transporte de sedimentos: en el período de inundaciones, sobre la banca se depositan sedimentos fundamentalmente en suspensión, los cuales regresan al flujo principal como resultado de posteriores deformaciones en planta del cauce y las consecuentes erosiones de las laderas.

El intercambio de sedimentos entre el cauce y las bancas posee un carácter cíclico, por lo cual se puede hablar de una duración media de las partículas haciendo parte de las bancas, desde el momento de su depositación hasta que regresan al flujo principal.

Los ciclos de desarrollo de las formas complejas, por duración, superan los ciclos anuales de deformación y no tienen una periodicidad tan rígida. Esta situación aparece de una manera especialmente clara durante el desarrollo de una forma compleja denominada meandro, de la cual se hablará posteriormente.

En la mayoría de ríos en estado natural se han creado formas complejas que corresponden a un régimen multianual medio de caudales líquidos y sólidos. Sus deformaciones tienen un carácter claramente reversible. Este estado del río se puede denominar como de equilibrio dinámico. Cuando se producen incongruencias entre la carga de sedimentos y las formas locales complejas (por variaciones cíclicas de los caudales, movimientos tectónicos, regulaciones del flujo, etc.) es posible su redistribución a lo largo del río. Este tipo de fenómenos se encuentra con bastante frecuencia.

La incongruencia de la carga de sedimentos con las formas locales complejas puede estar relacionada con el hecho de que la duración del ciclo de intercambio de sedimentos entre el cauce y las bancas resulta mayor y comparable con las variaciones del ingreso de sedimentos de sus fuentes principales, es decir, de la parte superior de la red hidrográfica.

En estas condiciones, incluso en ríos muy antiguos aparecen tramos en los cuales, además de deformaciones reversibles, aparecen deformaciones irreversibles, dirigidas en un solo sentido.

En ríos con régimen no controlado o no intervenido, el número de deformaciones irreversibles es pequeño en comparación con las reversibles y, sin embargo, los procesos unidireccionales pueden influir en el carácter general de los procesos morfológicos. De tal manera, en los ríos pueden aparecer tramos de gran longitud con diferentes direccionalidades y diversas características de los procesos morfológicos. Además de lo anterior, las limitaciones locales también influyen notoriamente en el carácter de los procesos morfológicos.

Las desviaciones especialmente grandes del equilibrio dinámico se presentan en ríos regulados a causa de la presencia de embalses, los cuales pueden introducir variaciones radicales en el caudal líquido y de sedimentos. Como resultado de la destrucción de un régimen antiguo, el cauce y la banca del río experimentan una transformación profunda con la cual pueden aparecer no sólo variaciones cualitativas de las características de las formas complejas sino variaciones de un tipo de forma a otro tipo diferente desde el punto de vista cualitativo.

Así, las consideraciones fundamentales de la teoría hidromorfológica de los procesos morfológicos son:

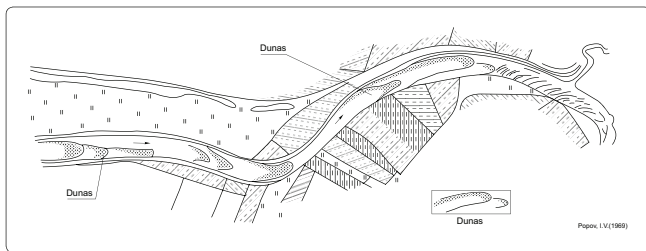
1. Existen dos tipos de deformaciones de la superficie creadas por el movimiento del agua: las irreversibles (con cierta dirección), deformaciones de siglos y las deformaciones reversibles, susceptibles de ser normalizadas o compensadas y las que redistribuyen los sedimentos transportados por el flujo. Las dimensiones de las deformaciones reversibles son sustancialmente grandes en comparación con las irreversibles y, además, poseen ciclos interanuales y, en muchos casos, multianuales. Por estas razones las deformaciones reversibles poseen un significado práctico en el diseño, construcción y operación de diferentes estructuras hidráulicas.
2. Las deformaciones de los cauces aluviales son una forma de transporte de sedimentos por parte del flujo y se expresan como una redistribución de los depósitos aluviales de un río. En los tramos superiores de la red hidrográfica se presenta un proceso unidireccional de erosión, es decir, de pérdida de suelos, el cual es el origen fundamental de su ingreso al flujo de los ríos. De esta manera cada río obtiene una determinada cantidad de sedimentos que ingresan a él desde la cuenca y debe transportarlos hacia su desembocadura.
3. La cantidad de estos sedimentos, su composición granulométrica y su régimen de movimiento son determinados por las particularidades naturales fundamentales de la cuenca, dentro de las cuales las principales son el régimen del flujo, la carga de sedimentos y las condiciones limitantes, es decir, las particularidades de la composición geológica del valle del río que impide el desarrollo de las deformaciones del cauce.

4. El transporte de sedimentos, lo mismo que su deposición y, por lo tanto, las deformaciones de los cauces aluviales y de las bancas, generalmente se presentan como un proceso discreto, es decir, se realiza en forma de movimiento de determinadas formaciones morfológicas. Los diferentes tipos de estas formaciones, y especialmente sus posibles deformaciones, dependen de las condiciones naturales bajo las cuales se realiza el transporte de sedimentos.
5. En el transporte de sedimentos participan dos tipos: los de fondo y los sedimentos en suspensión. Ellos construyen diferentes formaciones morfológicas y poseen diferentes mecanismos: las deformaciones del cauce fundamentales están conformadas por sedimentos de fondo y las formaciones en las bancas aumentan considerablemente la influencia y el papel de los sedimentos en suspensión. Al mismo tiempo, la carga de sedimentos en suspensión se determina en gran medida por el movimiento de los sedimentos de fondo. Por eso, los sedimentos de fondo se deben estudiar e investigar tanto para evaluar los procesos morfológicos como para calcular la carga total, aún cuando la parte fundamental de ellos está conformada por sedimentos en suspensión.
6. Dentro de las formaciones del cauce se deben diferenciar microformas, mesoformas y macroformas. Las primeras dos categorías de deformaciones morfológicas se deben solamente a la hidráulica del flujo, mientras que las macroformas reflejan las particularidades del complejo de condiciones naturales de toda la cuenca. Las formas de estudio deben ser diferentes; en las primeras se debe realizar un análisis hidrodinámico, mientras que en el estudio de las macro-formas se debe hacer un estudio completo hidromorfológico (incluyendo el hidrodinámico).
7. La posibilidad de tipificar los factores básicos de la formación de cauces permite homogenizar el estudio de las deformaciones de los cauces. Debido a que diferentes formas morfológicas poseen diversos medios de deformaciones, la identificación de determinadas estructuras morfológicas simultáneamente facilita la caracterización de los procesos morfológicos.

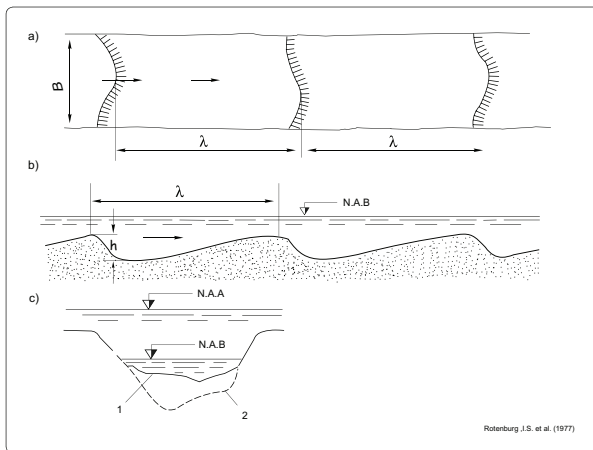
4.4 MACRODUNAS Y BARRAS LATERALES

Una de las formas más sencillas de transporte de sedimentos de fondo por parte del flujo crea una configuración externa determinada del cauce aluvial, debida al movimiento de grandes masas denominadas macrodunas (figura 4.9). Esta forma de transporte de sedimentos de fondo se ha identificado utilizando fotografías aéreas en ríos con aguas claras y en tramos de longitud considerable, lo cual ha sido la base para diferenciarlo como un tipo independiente de mesoforma dentro de los procesos morfológicos (figuras 4.10, 4.11 y 4.12).

Se entiende como macroduna un cúmulo de sedimentos, fundamentalmente arenosos, que ocupan todo el ancho del río y se mueven en forma de ondas consecutivas.



▲ **Figura 4.9** Grandes dunas en el cauce de un río.



▲ **Figura 4.10** Aspecto que presentan las macrodunas en un cauce. a) Planta; b) Perfil longitudinal; c) Secciones transversales del cauce en la cresta de la duna (Sección 1) y en el sódano (sima) (Sección 2); λ - Longitud de la duna; B - Ancho del cauce en estiaje; N.A.A - Nivel de aguas altas; N.A.B - Nivel de aguas bajas; h - altura de la duna..

El proceso morfológico denominado macroduna, igual que las dunas comunes de arena, conserva su integridad tanto en períodos de verano como en invierno cambiando un poco en correspondencia con los caudales en lo que se refiere a sus dimensiones y velocidad de movimiento.

En el proceso morfológico denominado barras laterales las macrodunas que se forman en períodos de aguas altas cambian sensiblemente de forma en verano. El movimiento de este tipo de dunas en aguas altas generalmente se realiza de tal manera que la cresta aparece oblicua o inclinada en planta y las barras se ubican a lado y lado de las márgenes una

después de la otra, de manera alternada. Por eso, a diferencia del movimiento de sedimentos en una macroduna propiamente dicha en la cual las ondas se desplazan normalmente una después de la otra a lo largo del río, en este caso es posible distinguir algo así como dos tipos diferentes de formas: dunas de margen derecha y dunas de margen izquierda. En verano cada una de las dunas o barras que se forman en invierno suspenden su movimiento y se deforman.

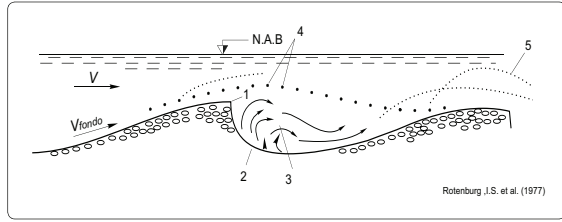
La parte más alta de la macroduna que se encuentra cerca a la orilla se libera de agua, se conserva y se convierte en barra lateral y la otra parte de la gran duna queda sumergida durante todo el verano y poco a poco se transforma en la cresta de una barra transversal o transición. En el siguiente invierno la barra deformada inicia de nuevo su movimiento y se desliza como una macro duna completa.

De lo dicho anteriormente se desprende que cada transición o barra transversal, cuando se presentan barras laterales, es la parte sumergida de la misma gran duna

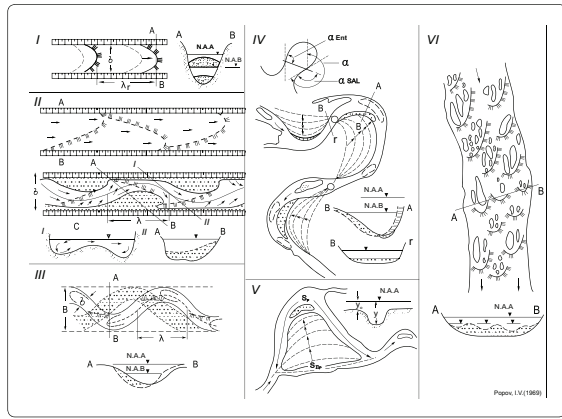
que formó la barra lateral. El fondo de esta macroduna es precisamente una fosa. De tal manera el concepto de que una transición o curva en planta es la formación de dos barras laterales con una duna (o barra transversal) entre ellas, en este caso no corresponde a las particularidades estructurales del movimiento de los sedimentos de fondo. La denominada barra lateral superior es una parte de la macroduna ubicada aguas arriba que se mueve a lo largo de la orilla contraria y no tiene una relación directa con la cresta de la transición o curva mencionada.

El movimiento de macrodunas solitarias o grandes dunas transversales con la formación en verano de barras laterales se presenta cuando no existen deformaciones generales en planta del cauce o son de poca consideración y, por lo tanto, no existe intercambio de sedimentos entre la banca y el cauce principal. Hablando rigurosamente, en los ríos con las formas indicadas de movimiento de sedimentos no se forman bancas. Ellas sólo pueden existir como formas residuales o relictos. En el caso en que el flujo sea capaz de erosionar la orilla y formar meandros, las grandes dunas se unen a las orillas y terminan su movimiento formando playas en la margen convexa.

Aún cuando exista un origen común de las dunas solitarias y de las barras laterales, de todas maneras se observan grandes diferencias entre estas formas de transporte de sedimentos de fondo que se traducen en diferencias en la composición del cauce aluvial y en la estructura del flujo. Por eso, es útil considerar estas dos formas de manera separada y dividir las en dos tipos diferentes de procesos morfológicos denominados macrodunas y barras laterales como procesos autónomos en gran medida.



▲ **Figura 4.11** Perfil longitudinal de una macroduna. 1. Cresta; 2. Sótano (sima); 3. Remolino (vórtice); 4. Partículas que se transportan de duna en duna; 5. Sedimentos en suspensión; N.A.B.- Nivel de aguas bajas..



▲ **Figura 4.12** Cauces de un río con diferentes procesos morfológicos (mesoformas). I - Grandes dunas; II - Barras laterales; A) Creciente; B) Estiaje; C) Esquema del flujo en la sección I-II; A - B. Sección transversal de un río en una cresta; III - Meandros confinados; IV - Meandros libres; V - Meandros incipientes; VI - Trenzamiento de cauce; N.A.A - Nivel de aguas altas, N.A.B - Nivel de aguas bajas.

4.4.1 Procesos morfológicos en forma de macrodunas

Las transformaciones fundamentales del cauce, tal como se explicó, se expresan como un deslizamiento de grandes dunas solitarias de arena que ocupan todo el ancho del cauce (figuras 4.9 a 4.11). En este caso no se presentan deformaciones en planta, la velocidad de deslizamiento de estas macrodunas frecuentemente alcanza entre 200 m y 300 m al año y a medida que se deslizan en cualquier sección del río se produce una variación periódica de las cotas del fondo. El aumento de los niveles del lecho en cualquier sitio tiene lugar cuando a él se acerca la parte inferior de la macroduna que generalmente posee un talud bastante inclinado. Después de que la cresta de la macroduna pasa por una sección determinada, las cotas de fondo empiezan a disminuir gradualmente. Esta disminución se observa hasta el momento en que aparece en el sitio el fondo de la siguiente macroduna. Dado que el talud de aguas arriba es más tendido que el de aguas abajo, el aumento de las cotas de fondo como resultado de deslizamientos de estas macrodunas se presenta mucho más rápido que su disminución.

La altura de las macrodunas y, por lo tanto, la variación de las cotas del fondo se pueden expresar en metros (m). Además, las mayores dimensiones de las dunas se presentan durante grandes crecientes. En verano la altura de las macrodunas, en comparación con la que se presenta en invierno, disminuye. En función de las condiciones del flujo y de las particularidades de los sedimentos de fondo, es decir, de su granulometría y composición, las macrodunas creadas durante crecientes, en verano pueden disminuir o desaparecer y los sedimentos de fondo empiezan a transportarse en forma de pequeñas barras que se pueden conservar en el verano como formaciones remanentes, prácticamente inmóviles. Cuando se presentan variaciones tales como disminuciones rápidas del nivel, las macrodunas también pueden formar islotes aislados. El mecanismo de transformación de las macrodunas, es decir, su deslizamiento, su disminución o aumento de dimensiones, es diferente en las diversas fases del régimen de caudales (Q). El deslizamiento de una macroduna con grandes crecientes se puede presentar como un transporte o movimiento completo de la formación morfológica. En verano éste se puede presentar a causa de depósitos en el talud inferior creando dunas mucho más pequeñas que se mueven sobre las macrodunas, lo cual produce el movimiento de la macroduna no sólo en invierno sino en verano.

4.4.2 Procesos morfológicos en forma de barras laterales

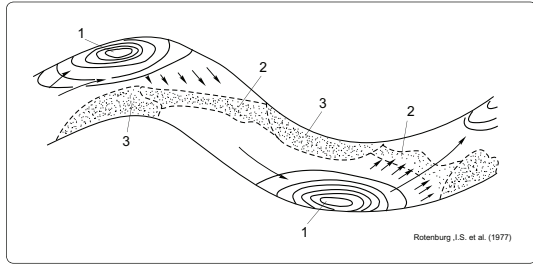
Las barras laterales son una forma más compleja de transporte de sedimentos y se puede decir que este proceso aparece cuando el flujo es incapaz de transportar sedimentos de fondo en forma de dunas o grandes dunas solitarias, ya sea porque

aumenta la carga de sedimentos de fondo o por que la capacidad de transporte se disminuye a causa, por ejemplo, de una disminución de la pendiente longitudinal del flujo (figura 4.13).

Las barras laterales fueron descritas por primera vez de una manera clara en 1947 en el trabajo de K. I. Rossinsky e I. A.

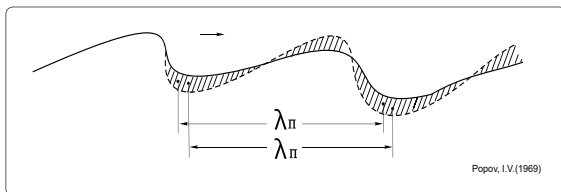
Kuzmin. Las barras laterales son un caso particular de las macrodunas que ocupan todo el ancho del cauce y que tienen una cresta o barra transversal en planta. El esquema de transporte de estas macrodunas se muestra en la figura 4.12, esquema IIA. Cuando descende el nivel del agua se descubre la parte más alta de la macroduna que sobresale hacia adelante y que crea una barra propiamente dicha. Esta forma se ve no solamente en las fotografías aéreas sino en cualquier tipo de cartografía que refleje las curvas de nivel (isóbatas).

La velocidad del movimiento de las barras laterales varía desde decenas hasta centenas de metros al año. Si en las grandes dunas la composición esencial del campo de velocidades del flujo en planta, del invierno al verano, no cambia sustancialmente, con las barras laterales la estructura completa del flujo en esos períodos es esencialmente diferente. En crecientes esta estructura es cercana a la que se observa cuando se tienen grandes dunas y sólo el eje dinámico del flujo se caracteriza por una curvatura suave. En verano el flujo, al pasar alrededor de obstáculos secos que sobresalen, se diferencia por una curvatura claramente expresada. El cuadro de velocidades en verano cambia totalmente: el flujo adquiere un carácter de vertimiento desde una fosa hacia otra a través de crestas o barras transversales pertenecientes a las macrodunas. El agua que sale de la cresta se dirige hacia la línea de la orilla en la fosa bajo un ángulo cercano al recto (figura 4.12). Al encontrar un obstáculo por parte de la orilla, el flujo se dirige hacia el fondo realizando un giro alrededor de un eje horizontal paralelo a la orilla y de nuevo sale a la superficie en la siguiente cresta. De tal manera, a lo largo de un flujo en curva se presenta un movimiento alternado de una capa de agua sobre la cresta y de dos capas en las fosas. Es importante recordar que, según las leyes de Fargue, en los ríos de llanura se observa un determinado patrón en la distribución de las profundidades en función de la configuración en planta del cauce. Los ríos de llanura son una secuencia de fosas asociadas a las curvas en planta y de crestas o barras transversales asociadas a tramos rectos que funcionan como transiciones entre curvas consecutivas en planta. Como resultado, el río presenta en planta curvas consecutivas unidas por tramos rectos cortos y, en perfil, exhibe fosas consecutivas relativamente profundas, unidas entre sí por crestas o barras transversales.



▲ **Figura 4.13** Río con barras laterales. 1. Fosa; 2. Cresta o transición; 3. Barras laterales.

El flujo, cuando presenta vertimiento en verano a través de la cresta, la socava y transporta el material erosionado a la fosa siguiente. La reposición del material erosionado en la cresta de la transición se realiza en la siguiente creciente cuando se produce una erosión de la fosa y un desprendimiento del material hacia la cresta siguiente.



▲ **Figura 4.14** Esquema para determinar el volumen de sedimentos de fondo transportados por una macroduna. Los puntos son los centros de gravedad de las figuras achuradas que representan las deformaciones del volumen ω_o/B .

De tal manera, además del movimiento de todo el cuerpo de la barra lateral, cuyo mecanismo se puede considerar análogo al de las grandes dunas analizadas anteriormente, se presenta un desplazamiento de ciertas masas (figura 4.14), condicionado por las deformaciones mencionadas que se unen al movimiento general en su conjunto. La carga de sedimentos de fondo en este caso se compone de la carga producida por el movimiento de toda la barra lateral más la carga debida a las deformaciones. La expresión para la carga total se puede obtener a partir de las siguientes consideraciones: por unidad de tiempo, a través de cierta sección transversal se presentan dos masas de sedimentos: una que sale del cuerpo de la barra lateral y otra que se relaciona con los sedimentos durante las deformaciones. Representando el área transversal de estos volúmenes correspondientemente como A_π y A_D y las velocidades como: C_π y C_D , se obtiene la ecuación 4.7:

$$q_s = A_\pi C_\pi + A_D C_D \quad (4.7)$$

Al promediar el caudal para un período largo, las áreas consideradas en la expresión 4.7 se pueden representar como áreas medias de la sección transversal de la barra lateral y de la sección transversal del volumen de deformaciones. La longitud de las proyecciones de ambas figuras en un plano longitudinal vertical será igual a la longitud de la barra, es decir, la distancia entre puntos vecinos, λ_π :

$$A_\pi = \frac{V_\pi}{\lambda_\pi} \quad \text{y} \quad A_D = \frac{V_D}{\lambda_\pi} \quad (4.8)$$

V_π y V_D , son, correspondientemente, los volúmenes de la barra y volumen trasladado durante las deformaciones. Al mismo tiempo, la velocidad C_D se puede expresar como la longitud λ_π sobre la cual se mueven las masas deformadas en un ciclo para un hidrograma monomodal de caudales. Este ciclo será de un año con un valor T_D . De tal manera, la expresión final para determinar la carga media para un cierto período considerado se puede escribir de la siguiente manera:

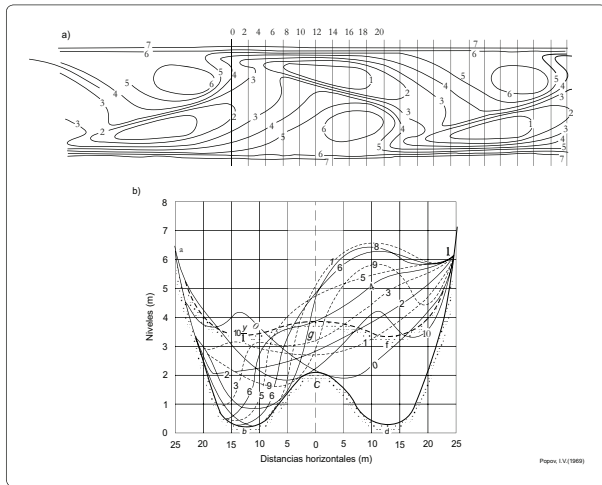
$$\bar{q}_s = \frac{V_\pi C_\pi}{\lambda_\pi} + \frac{V_D}{T_D} \quad (4.9)$$

Para una carga media anual, el valor se debe tomar igual a la unidad:

$$\bar{q}_s = \frac{V_\pi C_\pi}{\lambda_\pi} + V_D \quad (4.10)$$

Todos los valores que entran en esa expresión se pueden determinar a partir de mediciones de campo. El valor λ_π se define en un plano del cauce de verano. El valor τ_D , para un hidrograma monomodal de caudales es igual a un año. La velocidad de movimiento de la barra se puede determinar a partir de la confrontación de levantamientos topográficos del cauce con curvas de nivel o isóbatas del fondo en diferentes años. Los volúmenes y V_π y V_D , se pueden calcular con unas mediciones convenientes. Para evaluar el volumen de los movimientos V_π las mediciones se deben realizar en el período de mayor desarrollo de las grandes dunas, es decir, cuando se inicia el descenso de una creciente y la fosa se encuentra erosionada en una profundidad somera mientras la cresta de la transición alcanza su mayor altura. Al superponer todos los perfiles transversales haciendo coincidir el eje del flujo como se muestra en la figura 4.15; se puede trazar una envolvente inferior correspondiente a la línea a-b-c-d-e que limita la zona de movimiento de los sedimentos de fondo de la zona de depósitos estacionarios. Los niveles medios tomados para todos los perfiles transversales en los puntos ubicados a iguales distancias del eje del flujo dan una línea superior a-h-g-f-e que caracteriza la ubicación de la superficie media de la barra. Toda la masa de depósitos que se encuentra entre esas dos líneas se mueve hacia abajo con una velocidad media C_π^O .

En la figura 4.15 b, para simplificar el dibujo y para facilitar su entendimiento, no se han colocado todos los 20 perfiles mostrados en planta de la figura 4.15 a. Solamente se han mostrado los primeros 10 perfiles. Los 10 perfiles ausentes tienen una configuración similar pero están orientados en sentido contrario al eje del flujo, dado que el tramo abarca dos fosas ubicadas en orillas opuestas. La ubicación de las curvas superior e inferior se muestra considerando todos los 20 perfiles.



▲ **Figura 4.15** Esquema para determinar el volumen de sedimentos de fondo transportados por el flujo cuando se forman barras laterales. a) Planta; b) Secciones transversales.

Así, si el área limitada por la curva a-b-c-d-e-f-g-h se representa como A_A , entonces $V = A_A \lambda_\pi$ y, por lo tanto:

$$\bar{q}_s = A_A C_\pi^o + \frac{V_D}{T_D} \quad (4.11)$$

Para evaluar V_D se requiere realizar de nuevo las mediciones durante el período de mayor degradación de la cresta en la transición y de mayor depositación en la fosa, es decir, durante el período que antecede a la época de crecientes.

Confrontando estos perfiles con los obtenidos anteriormente, se puede calcular el volumen de socavación de la cresta o el volumen de depositación de la fosa. Estos valores en el caso ideal deben ser iguales y cada uno de ellos, tomado por separado, representa el volumen de deformaciones, V_D .

En una evaluación más estricta, el valor calculado con las fórmulas 4.7, 4.8 y 4.10 no se puede considerar como la carga de sedimentos de fondo, dado que los volúmenes V_π y V_D siempre tienen cierta cantidad de fracciones pequeñas, las cuales, al liberarse del cuerpo de la barra y al caer en el flujo, se mueven en suspensión y no se depositan ni en el fondo de las dunas ni en las fosas, sino por fuera de ellas a una distancia considerable. Como consecuencia, la carga de sedimentos de fondo se encuentra en la misma relación respecto $\bar{q}_s$ a que la que presenta en los depósitos de fondo la cantidad de partículas grandes que se mueven como sedimentos de fondo respecto a la cantidad de partículas pequeñas en suspensión. Por lo tanto, es más correcto llamar a la cantidad $\bar{q}_s$ carga de depósitos de fondo o carga del material del lecho.

Cuando se forman barras laterales, la carga de sedimentos en suspensión está relacionada con el desarrollo de dunas de arena. Las partículas más pequeñas que se encuentran en los depósitos de fondo, cuando se erosionan estos depósitos, pasan a un estado en suspensión y son trasladados por el flujo a grandes distancias L_B , las cuales dependen de la velocidad de caída de las partículas y las características hidráulicas de la corriente y luego caen al fondo de nuevo, mezclándose con los depósitos del lecho.

La relación 4.2 da la posibilidad de determinar la carga de sedimentos en suspensión a partir de la carga de sedimentos de fondo calculada con la fórmula 4.7 ó 4.10. Sin embargo, al realizar esta operación se tienen ciertas dificultades. Ante todo, se ha estudiado poco el punto relacionado con las longitudes recorridas por los sedimentos en suspensión. Además, la expresión 4.2 es válida para condiciones constantes o estables de las deformaciones del cauce en tramos bastante largos y para una condición constante en la composición de los depósitos de fondo. Estas dos condiciones en la vida real no se cumplen y, por lo tanto, para utilizar la fórmula 4.2 en ríos se requiere su perfeccionamiento.

El posterior desarrollo de grandes dunas y barras laterales, al variar las particularidades del transporte de sedimentos, se puede presentar en dos direcciones

fundamentales. Al aumentar la cantidad de sedimentos de fondo que debe transportar el flujo, las grandes dunas y barras laterales se transforman en islotes, para los cuales se presenta un cauce ancho, aplanado, con un movimiento complejo de sistemas de macrodunas, las cuales, al secarse en verano, forman un gran número de islotes distribuidos a todo lo ancho del río, que en condiciones favorables forman islas y crean un cauce trenzado con un gran número de brazos. Estos cauces trenzados se consideran como formas del cauce a diferencia de los cauces o brazos que se forman en las bancas durante su inundación.

Si el flujo tiene la posibilidad de transportar una gran masa de sedimentos que ingresan a él con una intensidad suficiente, entonces los islotes se convierten en cauces divagantes, es decir, en un sistema complejo con un gran número de dunas móviles o barras.

Otra línea en el desarrollo de grandes dunas y barras laterales es la transición a las diferentes formas de meandros. La condición obligatoria para el desarrollo de este tipo de proceso morfológico es un alto contenido de sedimentos en suspensión, la posibilidad de construir bermas en el fondo del valle del río (con una influencia débil de los factores limitantes) y la presencia de unas estaciones bien definidas, en lo que se refiere al caudal líquido y caudal sólido.

La descripción anterior conduce a las siguientes conclusiones sobre las propiedades de las grandes dunas y de las barras laterales.

1. Todas las deformaciones se encuentran dentro de la zona del cauce principal y se presentan como un deslizamiento en la dirección del flujo de barras solitarias o de macro-dunas y una erosión estacional de sus crestas acompañada de una socavación de las fosas.
2. No se presentan deformaciones en planta del cauce, las orillas no se erosionan y no participan del intercambio de sedimentos con el flujo; la ausencia de movimientos en planta conlleva a una ausencia de bancas simultáneas con estos tipos de procesos.
3. Los sedimentos en suspensión ingresan al flujo a partir de los cúmulos de fondo y, en general, no forman propiamente ningún tipo de depósito.
4. La no erodabilidad de las orillas o la compensación de sus erosiones con el movimiento de las barras laterales es una condición necesaria de aparición de macrodunas y barras laterales. Por eso, las barras laterales, como un proceso morfológico puro en condiciones naturales, se observan con muy poca frecuencia. Se encuentran generalmente en los tramos de los ríos controlados por estrechamientos de las laderas en sus valles o en combinación con otros tipos de procesos morfológicos. Aparecen también en los diferentes cauces cuyas orillas se han protegido artificialmente o, incluso, en los canales.

4.5 MEANDROS CONFINADOS

En este proceso se observa una secuencia sistemática de curvas débilmente expresadas que se deslizan conservando su configuración en planta durante el movimiento, es decir, manteniendo la forma y las dimensiones, lo cual le permite al flujo realizar de una manera más sencilla el intercambio de sedimentos entre la banca y el cauce principal.

Las bancas son depósitos de sedimentos que se alternan a lado y lado de las orillas del río durante el deslizamiento de los meandros. El ancho de la banca es igual al ancho de la franja de los meandros y se encuentra entre las líneas trazadas a través de las partes exteriores o vértices de los meandros situados a izquierda y derecha. Los meandros confinados generalmente se desarrollan cuando hay un estrechamiento del cauce con las laderas del valle por salientes de terrazas antiguas, por laderas muy resistentes, o depósitos que han resultado estables. La velocidad de deslizamiento de un meandro en ríos medianos y grandes alcanza de 5 a 15 m al año y algunas veces valores mayores.

El proceso de deslizamiento de los meandros fue descubierto por Fargue; sin embargo, él, tal como otros investigadores, hasta hace algún tiempo consideró el fenómeno de deslizamiento como una ley universal de desarrollo de todos los meandros, incluyendo aquellos que sufren variaciones grandes durante las deformaciones en planta en lo que se refiere a sus dimensiones y a su forma, lo cual no es correcto. Además de lo anterior, ellos no relacionan el proceso de deslizamiento con la influencia de las condiciones limitantes o de confinamiento.

El análisis de fotografías aéreas y la confrontación de planos de diferentes años han mostrado que el deslizamiento de los meandros es sólo un caso particular de su proceso de formación.

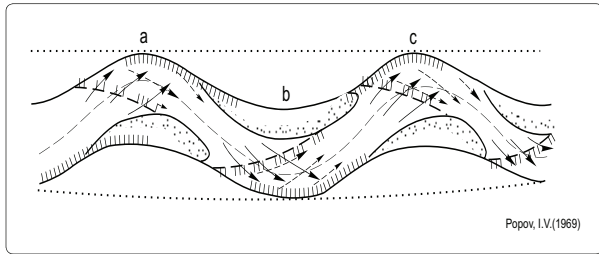
Los meandros confinados difieren de las barras laterales por su apariencia exterior, por una mayor curvatura del flujo o del cauce que se puede observar de una manera clara no solamente en verano sino también en invierno durante crecientes, por la estricta ubicación de las barras o depósitos laterales en las orillas convexas y su desplazamiento junto con todo el meandro (figuras 4.12-III).

La teoría de los procesos morfológicos en su estado actual no da una explicación completa sobre la aparición de los diferentes tipos de configuraciones en planta del cauce. Sin embargo, no hay duda que el flujo rectilíneo en un cauce erosionable con determinadas condiciones hidráulicas resulta inestable. Esto significa que las curvas en el cauce que aparecen por uno u otro motivo con la acción posterior del flujo no tienden a tornarse rectas sino que, por el contrario apuntan a aumentar su curvatura. No obstante, estas curvas no se pueden desarrollar indefinidamente. Simultáneamente con la aparición de la tendencia a formar curvas aparecen las condiciones o requisitos para que se produzca su rectificación o desprendimiento. En un

río real se presenta una interacción permanente de estas dos tendencias contrarias y una sucesión de los factores preponderantes de curvatura o de rectificación.

En los meandros confinados estas dos tendencias se conjugan y se compensan y el meandro que se forma se mueve aguas abajo sin cambiar su forma y dimensiones. En relación con la formación de los meandros, aparecen espacios que son inundados en crecientes pero tan suficientemente alejados de la corriente principal que las velocidades del flujo en ellos son insuficientes para transportar los sedimentos de fondo. Estas zonas se convierten en sitios de depositación de sedimentos y, precisamente, de esta forma es como aparecen las bancas. La figura 4.16 representa las características morfológicas generales del cauce formado por bancas limitadas por la línea a-b-c.

El cauce del río con meandros confinados, por sus características, es similar al cauce de un río con barras laterales. Aquí también se tienen macrodunas o barras transversales que se deslizan hacia abajo con el flujo y también se presentan deformaciones estacionales con crestas o transiciones y fosas. En



▲ **Figura 4.16** Meandro confinado en el tramo de un río.

verano las crestas de las barras transversales se erosionan parcialmente y las fosas se colmatan y en crecientes se restablecen tanto las crestas como las fosas.

El campo de velocidades del flujo también es similar al que se presenta en las barras laterales y se diferencia en la dimensión de los detalles. La zona de flujo circular o vórtices que aparecen en la parte inferior de las dunas abarca en los meandros confinados casi todo el ancho del cauce y forma un tipo de movimiento que en las investigaciones hidrodinámicas obtuvo el nombre de *flujo helicoidal* en una curva. El desarrollo de este flujo ejerce una acción de desviación de la corriente hacia la orilla y se expresa especialmente en los tramos cóncavos ubicados abajo del punto de mayor curvatura del cauce. Aquí el movimiento se presenta según el esquema mostrado en la figura 4.12. En este sitio se observa la mayor profundidad, lo mismo que la máxima erosión de la orilla del río.

A pesar de la semejanza descrita, en el campo de velocidades del flujo en meandros confinados se tienen diferencias fundamentales. Éstas consisten en que las barras laterales presentan curvatura del flujo sólo en verano y con pequeños caudales, característicos de este período, se presenta una reflexión o rebote del flujo de la orilla en la zona de la fosa junto con su depositación de sedimentos que se originan en las crestas de las transiciones. En los meandros confinados el flujo principal presenta curvatura también en invierno durante crecientes en el momento en que posee mayor energía cinética. En este período aparece la reflexión más clara

del flujo a partir de la orilla, la cual, en este caso, está relacionada con la erosión de las fosas. Durante el período de niveles bajos disminuye la energía cinética y el giro del flujo se presenta con una participación fundamental de las fuerzas de gravedad con un esquema cercano al de un remolino en el cual las velocidades aumentan hacia el centro de curvatura, es decir, de la orilla cóncava hacia la convexa.

Las leyes sobre la ubicación de fosas en los meandros fueron descubiertas por Fargue en 1908. Él formuló seis leyes empíricas conocidas como las leyes de Fargue, que se describen a continuación:

1. *Ley de desviación.* La cresta en un meandro se encuentra en su extremo final, es decir, en el punto de inflexión de la curva y la fosa está desplazada hacia aguas abajo en relación con el vértice del meandro. Así, la cresta se encuentra inmediatamente aguas abajo del punto de inflexión del meandro y la fosa se localiza inmediatamente aguas abajo del vértice de la curva. En el río Garonne, en promedio, este desplazamiento es de $\frac{1}{4}$ la longitud de la curva pero es menor en los tramos someros.
2. *Ley de la mayor profundidad.* La fosa es más profunda mientras más clara sea la expresión de la curvatura en el vértice del meandro.
3. *Ley del trazado.* Para obtener las profundidades media y máxima óptimas, la longitud del meandro no debe ser ni muy pequeña ni muy grande. Para el río Garonne la longitud preferencial es de 1,3 km, con variaciones del 50%.
4. *Ley del ángulo.* Para longitudes iguales del meandro, la profundidad media en un tramo será mayor mientras mayor sea el ángulo exterior formado por dos tangentes trazadas en los extremos del meandro, es decir, mientras mayor sea su curvatura.
5. *Ley de continuidad.* El perfil longitudinal del fondo será uniforme o suave sólo en el caso en que la curvatura del meandro cambie gradualmente. Cada variación brusca crea un cambio en la profundidad del cauce.
6. *Ley de la pendiente del fondo.* Si la curvatura de un meandro varía permanentemente, entonces el ángulo de inclinación de la tangente a la curva determina la pendiente longitudinal del fondo. Dicho de otra manera, si la curvatura de un meandro varía permanentemente, un incremento en el radio de curvatura produce una reducción en la profundidad y un aumento en el grado de curvatura está acompañado de una profundización.

Las ideas de Fargue relacionan el grado de libertad que posee un río de llanura en perfil con el grado de libertad en planta. Como se dijo, se cumplen mientras no existan restricciones en la dinámica fluvial y mientras la acción modeladora del caudal sea duradera, es decir, aplican mejor en los grandes ríos aluviales.

Las leyes de Fargue describen la geometría de los meandros. Sabiendo que el eje de un río (S_e) es la línea en planta que une sus puntos medios entre orillas y la vaguada o thalweg es la línea que une los puntos más profundos del fondo, Fargue

señaló la correspondencia entre la curvatura del eje de un río, en valor absoluto, y la profundidad del agua a lo largo de la vaguada o thalweg. Esta correspondencia muestra un desfase máximo de $\lambda_e/8$; siendo λ_e la longitud del meandro. Tanto la función de curvatura, $f(C_U)$, como la función de la profundidad, $f(y)$, son sinusoidales. A partir de estas relaciones se puede representar el fondo del río a lo largo de la vaguada, el cual muestra que las fosas ubicadas en las partes cóncavas de las curvas van seguidas de crestas situadas en la inflexión de esas curvas, observándose un fondo permanentemente ondulado.

Las leyes de Fargue se pueden representar con la fórmula 4.12:

$$\frac{dC_U}{dS_O} = kf \frac{dy}{dS_O} \quad (4.12)$$

Esta ecuación se lee de la siguiente manera: la pendiente local de la vaguada (thalweg) (dy/dS_O) es proporcional (kf - constante de proporcionalidad) a la variación de la curvatura del eje (dC_U/dS_O).

Estas reglas empíricas posteriormente se aplicaron a todos los tipos de meandros. Sin embargo, ellas fueron establecidas para el río Garonne, que es un río con un cauce rectificado con orillas revestidas y, por lo tanto, son válidas sólo para los casos de meandros confinados, cuando la configuración en planta del cauce posee forma sinusoidal.

La erosión parcial de la orilla cóncava ubicada un poco aguas abajo del punto de mayor curvatura del cauce (figura 4.12) también conlleva a un deslizamiento hacia abajo de todo el meandro, durante el cual se presenta la erosión y desaparición de los tramos superiores de las bancas y, simultáneamente, se presenta un crecimiento de los tramos inferiores de estas bancas como resultado del depósito de sedimentos en estos sitios. Con este desarrollo de las bancas inferiores, los tramos más jóvenes o recientes poseen menor altura que los tramos altos, expuestos a la erosión. Estos últimos están limitados desde el lado del cauce con un borde claramente expresado, el cual no se presenta en los tramos inferiores de estas bancas.

La variación de la carga de sedimentos con las deformaciones del cauce en este caso se complica por el intercambio de sedimentos entre la banca y el cauce, lo cual no sucede con las barras laterales.

Las siguientes son las características de los meandros confinados:

1. A diferencia de las macrodunas y de las barras laterales, las deformaciones abarcan no sólo el cauce del río sino que, como resultado de los movimientos en planta, se desarrollan también en las bancas. Aparece un proceso de intercambio de sedimentos entre el cauce y las bancas, el cual no se observa en los dos primeros casos.
2. Las deformaciones en planta del cauce se presentan en forma de deslizamientos de meandros hacia abajo, débilmente expresados, sin una variación notable de su forma y dimensiones.

3. Los tramos con meandros confinados se ubican en los sitios donde las laderas del río ejercen una influencia limitante en el desarrollo de las deformaciones en planta, a causa de lo cual el ancho de la franja de los meandros generalmente es igual al ancho del fondo del valle. Sin embargo, esto aparentemente no elimina la posibilidad de desarrollo del cauce con un esquema de meandro confinado también en tramos con fondos anchos del valle cuando se combinan de una manera adecuada los elementos del balance de sedimentos.
4. Dado que las condiciones más favorables para el depósito de sedimentos en suspensión se presentan en los sitios más alejados del cauce, entonces es correcto esperar que en el caso de meandros confinados se deben formar barras inclinadas hacia el cauce. Esto debe propiciar el deslizamiento de las laderas de los valles que limitan el contorno exterior de las bancas.

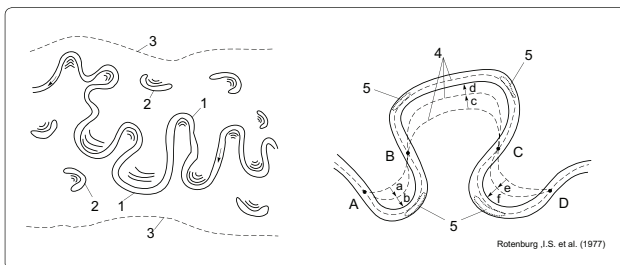
4.6 MEANDROS LIBRES Y MEANDROS INCIPIENTES

4.6.1 Meandros Libres

4.6.1.1 Características principales del proceso

En muchos ríos con tramos donde las laderas de los valles no limitan el movimiento del cauce se observan unos meandros mucho más desarrollados y complejos que en el caso de meandros confinados cuando el cauce del río, incluso en sectores de gran longitud, presenta una forma muy cercana a la sinusoidal. La formación de estos meandros complejos se considera como un desarrollo posterior en la evolución de los procesos morfológicos y se denominan meandros libres (figuras 4.12-IV, 4.17 y 4.18).

La particularidad más importante de los meandros libres, que la diferencia de los demás tipos de procesos morfológicos, es el carácter cíclico en su desarrollo,



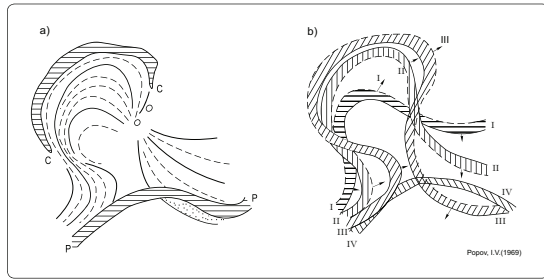
▲ **Figura 4.17** Meandros libres. 1. Curvas del cauce; 2. Madre-vieja; 3. Límites de la banca; 4. Ubicación de la línea media del cauce de verano en diferentes etapas de desarrollo del meandro; 5. Fosas profundas; A,B,C,D - puntos de inflexión de la línea media del cauce de verano (las flechas a,b,c,d,e,f indican la dirección del desplazamiento de los meandros durante su desarrollo).

el cual consiste en una transformación de su forma en planta cercana a la sinusoidal a una configuración en bucle y la terminación del proceso de deformaciones por medio del rompimiento del cuello entre dos meandros vecinos y la colmatación de la parte desprendida

del cauce, llamada madreveija o media luna. Después del rompimiento del cuello aparece un nuevo meandro que repite el anterior ciclo de desarrollo.

La segunda particularidad de los meandros libres consiste en que, como resultado de las deformaciones en planta del cauce, se observa un movimiento no sólo de meandros

individuales sino un desplazamiento de toda la franja de meandros, a causa de lo cual el río puede ocupar diferentes posiciones respecto al eje de su valle. Por ejemplo, en algunos tramos se puede ubicar a lo largo de la parte media del fondo o recostarse hacia las laderas, o interceptar el valle bajo cierto ángulo. En grandes ríos el cauce bajo la influencia de la fuerza de Coriolis puede ocupar una posición estable, acercándose hacia la orilla derecha o hacia la izquierda. El río puede rodear directamente algunos obstáculos que sobresalen de las laderas del valle bajo la influencia de movimientos tectónicos locales. En estos casos el flujo, al rodear las laderas del valle, forma meandros cortando los vértices de estas laderas que pueden estar compuestos por diferentes tipos de rocas. Por eso, los tramos cortados de los meandros son estables en planta. Sin embargo, esto no excluye la posibilidad de un corte del cuello en estos meandros y el alejamiento del río de las laderas del valle y su posterior acercamiento en un tramo contiguo con un nuevo ciclo de desarrollo del meandro. Esto hace que en las orillas se presente un gran número de madreveijas o medialunas.

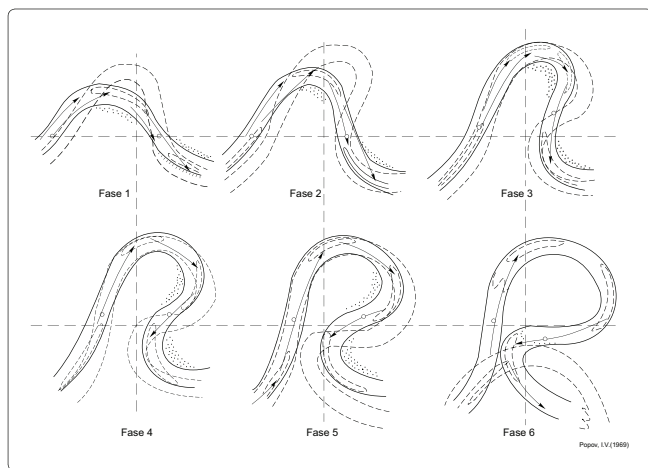


▲ **Figura 4.18** Esquemas de meandros libres indicando la dinámica de su desarrollo.

4.6.1.2 Desarrollo de los meandros libres

En una etapa de un cauce relativamente rectificado con una forma cercana a la sinusoidal los meandros pueden expresar la tendencia a deslizarse de acuerdo con el esquema de meandros confinados. Cuando los ángulos de giro de los meandros alcanzan valores superiores a 120° ó 150° , el deslizamiento se transforma en una inflexión alrededor de puntos cercanos al cambio de dirección del cauce. Como resultado, el meandro adquiere una configuración circular asimétrica y se transforma en un bucle.

En la figura 4.19 se muestran las etapas sucesivas de desarrollo de meandros libres. En un meandro confinado, dentro de sus límites se ubica solamente una fosa. Por el contrario, en un meandro libre a medida que se presenta su desarrollo se observa una especie de subdivisión y en la última etapa aparecen dos o más fosas bien definidas.



▲ **Figura 4.19** Desarrollo secuencial de un meandro libre, según Kondrátiev, N.E.(1953).

De la misma forma que en los meandros confinados, las fosas se ubican un poco más abajo del vértice del meandro y la erosión de las orillas en el tramo de la fosa se presenta con mayor intensidad que en los siguientes. En meandros confinados esta erosión produce un deslizamiento del propio meandro y en meandros libres, desde

el momento de la subdivisión de la fosa, se presenta su ensanchamiento y un giro de sus tramos extremos alrededor de los puntos de cambio de dirección. La asimetría de los meandros está relacionada con el hecho de que generalmente una de las fosas resulta más desarrollada y, por lo tanto, en ese sitio se presentan mayores deformaciones del cauce.

Las reglas o leyes de Fargue presentadas anteriormente en el caso de meandros libres son aplicables sólo en ríos que se encuentran en la etapa inicial de desarrollo con una sola fosa. Las leyes de ubicación de las fosas en otras etapas de desarrollo de los meandros libres presentan características mucho más complejas que aún son materia de investigación. Por el momento sólo se puede constatar que la presencia de sistemas complejos de fosas dentro de un mismo meandro que se observan en las últimas etapas de desarrollo no se puede explicar por la influencia del flujo helicoidal. Al solucionar este tipo de problemas puede resultar muy útil utilizar la teoría de reflexión o de impacto que ha sido desarrollada por algunos autores como Garbrielt en 1953.

La presencia de puntos o tramos fijos que aparecen durante el giro de meandros se ha descrito desde hace bastante tiempo. Por ejemplo, el esquema de Berto que se muestra en la figura 4.20. Sin embargo, en épocas anteriores no se le ha dado la suficiente importancia a la presencia de esos puntos fijos. Dado que algunos investigadores han tenido la posibilidad de utilizar datos de fotografías aéreas a lo largo de períodos bastante considerables en tramos relativamente cortos, como resultado llegaron a la conclusión errónea de que los meandros durante todas las etapas de su desarrollo se desplazan.

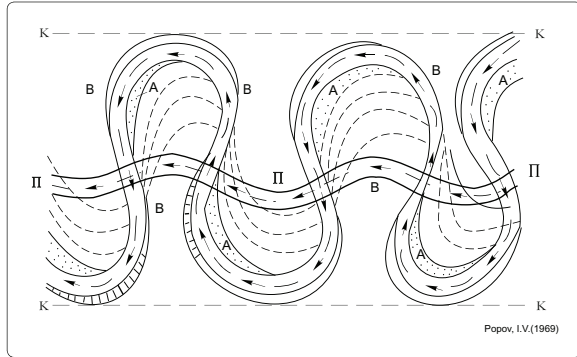
En general, el tema del desarrollo de meandros libres en sus últimas etapas se ha estudiado relativamente poco y sólo en los últimos años. Cuando apareció la posi-

bilidad de restablecer el curso de las deformaciones en planta del cauce del río durante largos períodos ha sido posible descifrar el relieve de la superficie con fotografías aéreas. Precisamente con estos procedimientos se ha establecido la suspensión de los desplazamientos del cauce durante el desarrollo de meandros libres y su transformación en giro de algunos tramos del cauce alrededor de puntos cercanos a los sitios de inflexión.

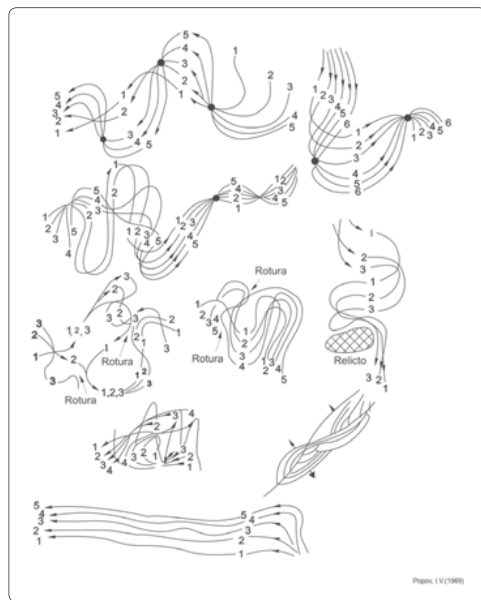
En la figura 4.21 se muestran diferentes esquemas de deformaciones en planta de un cauce con meandros libres en los cuales se ve bien, tanto en los tramos más estables, como en aquellos que se deforman más intensamente, la aparición de la asimetría de los meandros en sus etapas finales de desarrollo y los fenómenos de rompimiento de los cuellos en los bucles, la variación de los tiempos de deslizamiento en planta y los períodos posteriores al rompimiento, en los cuales se forman las madrevejas.

Bajo la influencia de fenómenos locales, el proceso de desarrollo en condiciones naturales se presenta de una manera más compleja que la descrita anteriormente y que corresponde a meandros libres puros o teóricos. En particular, en el transcurso de su desarrollo se observa la unión de dos meandros vecinos en uno de mucho mayor tamaño a causa del rompimiento de los cuellos de los bucles, de la sub-división de grandes bucles en otros más pequeños y el cambio de dirección de las deformaciones en planta en un sentido contrario a causa de estas mismas roturas desarrolladas en los tramos de aguas arriba.

Las leyes de los meandros libres en su expresión cuantitativa se consideran más adelante.



▲ **Figura 4.20** Desarrollo de un meandro según Berto. Con las líneas a trazos se indican las posiciones intermedias.



▲ **Figura 4.21** Diferentes tipos de deformaciones en planta, obtenidas del análisis del relieve de bancas con fotografías aéreas.

4.6.1.3 Elementos morfológicos de los meandros y particularidades de sus deformaciones

A continuación se caracterizan de una manera más detallada los elementos básicos morfológicos de los meandros libres. Los componentes fundamentales, lo mismo que en las barras laterales que se deslizan e igual que en los meandros confinados, son los siguientes:

En el cauce del río se ubica una macroduna transversal (oblicua) de tamaño considerable y formada por arenas. La parte más desarrollada y alta, lo mismo que en los meandros confinados, se encuentra en la orilla convexa y la parte más baja se alarga hacia aguas arriba e intersepta el cauce ubicándose un poco más abajo del punto de giro. La parte más elevada forma una barra estática, que de una manera más acertada se denomina playa. La cresta de la duna que se encuentra sumergida en verano forma una transición y en su fondo aparece una fosa. En una posterior subdivisión de esta fosa dentro del desarrollo del meandro, las transiciones o crestas vecinas se transforman en elevaciones del fondo y ya no constituyen escalones. El desarrollo de la playa ubicada en la orilla convexa aparece en la parte más alta como un desplazamiento de la orilla cóncava. Al alejarse la duna obtiene la posibilidad de ensancharse y su cresta sigue el movimiento del borde en la orilla cóncava. Dado que la erosión de esta orilla ocurre de una manera irregular en función de los caudales de crecientes y dependiendo de las particularidades del verano, la superficie de la playa en la orilla convexa generalmente se presenta como una serie de macrodunas alargadas en dirección del flujo cuya localización corresponde a la anterior ubicación de la cresta de la gran duna inicial que se desliza mientras la orilla cóncava se erosiona. Dado que la parte inferior de la duna que forma la playa es convexa hacia aguas abajo, entre sus extremos exteriores y la línea de la orilla se forma un pequeño depósito de material.

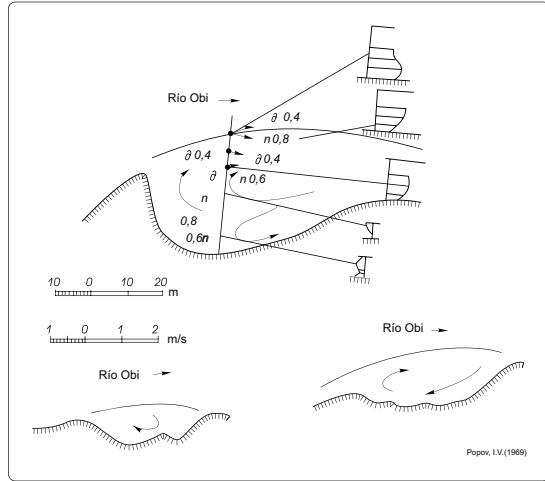
Respecto a la forma de erosión de la orilla cóncava en el meandro existen algunos puntos oscuros y este tema todavía es materia de investigación. Se observan algunos aspectos no claros, por ejemplo, en relación con el papel del flujo helicoidal respecto a la erosión del cauce, lo cual se comentará de manera detallada más adelante.

El mismo proceso de erosión también posee puntos por aclarar. Generalmente se considera que la erosión de las orillas está condicionada por las corrientes en el cauce principal y alcanza su máximo en un momento cercano al pico de una creciente. Sin embargo, se tienen datos reales sobre el hecho de que en una serie de ríos las mayores erosiones de las orillas se producen al final de las crecientes cuando se presentan vertimientos desde las bancas que no son causados por el flujo principal en el cauce. Se conocen casos cuando, en verano, la erosión de la orilla cóncava resulta considerable.

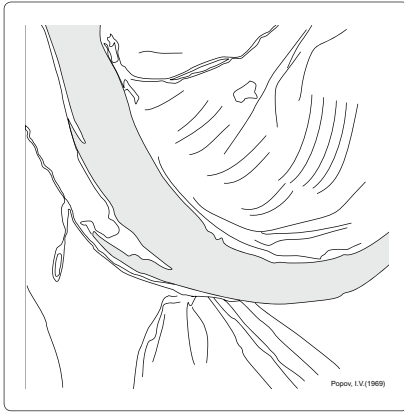
Se ha descubierto que en una serie de ríos la erosión se presenta en forma de semicírculos a lo largo de la línea de la orilla cóncava y luego la erosión se subdivide en forma de pequeños vórtices. En la figura 4.22 se dan esquemas de flujo en este tipo de semicírculos obtenidos por Liapin. Estos esquemas confirman de nuevo la complejidad de la estructura del flujo y aún deben ser relacionados con los esquemas típicos comúnmente aceptados en las curvas de los ríos. La formación de este tipo de semicírculos, es decir, de este

tipo de socavación de la margen cóncava, se puede relacionar tanto con la formación de determinadas estructuras hidrodinámicas en el cauce principal como con la influencia del relieve ondulado de la superficie de las bancas sobre el flujo en ese sector y, en particular, con el hecho de que cuando se presenta vertimiento de agua desde las bancas, las corrientes más intensas aparecen en las fosas y los depósitos surgen entre ellos formando cúmulos. En los tramos donde durante el desarrollo de los meandros los depósitos se presentan de manera abierta hacia el río, estas condiciones pueden resultar decisivas.

El material que aparece como resultado de la socavación de la margen cóncava se puede transportar parcialmente hacia la orilla convexa ubicada inmediatamente aguas abajo en la misma orilla y otra parte puede llegar a la parte inferior de la margen opuesta con un movimiento transversal dentro del cauce. Al moverse en forma de pequeñas dunas este material se deposita en la cresta de la parte superior de la macroduna. Esto conlleva a la formación de la parte de aguas abajo de la playa (que generalmente es estrecha), de un depósito de arena alargado en el sentido de la corriente (barra). Cuando se tiene un gran volumen de material de socavación de la orilla cóncava, o cuando existen buenas condiciones para su depositación, estos cúmulos llegan a formarse lejos hacia aguas abajo de la corriente y con cierta frecuencia llegan incluso hasta la siguiente orilla cóncava formando una barra bastante larga (figura 4.23). El ancho de estas barras está relacionado con la duración del movimiento de la orilla cóncava. Mientras más rápido se mueva esa orilla desde el río, más ancho será el depósito en forma de barra, es decir, más lejos se encontrará



▲ **Figura 4.22** Patrones de flujo en los semicírculos formados por la socavación de la margen cóncava del río Obi en la ciudad de Barnaul (Rusia *ϕ*). Velocidades de fondo; n - Velocidades superficiales.



▲ **Figura 4.23** Huellas formadas durante la evolución de un meandro libre.

la cresta aguda de la barra respecto a la orilla del cauce.

Además, cuando la orilla cóncava se mueve de manera rápida, la barra alargada se torna más ancha, lo mismo que la playa en su parte inferior. Esto se observa de manera más clara en tramos rectificadas que se forman después de que se rompen algunos meandros como resultado del acercamiento de los vértices de dos bucles cercanos en el cauce. Después que se presenta el rompimiento a causa de una variación grande del ángulo de ingreso de la corriente al tramo rectificado, la corriente encontrada presenta

la posibilidad de una socavación rápida en la orilla opuesta cuando existe una carga suficiente de sedimentos de fondo, dando lugar a la formación de una playa ancha. Cuando la carga de sedimento de fondo es pequeña se posibilita una ampliación local del cauce en un tramo similar.

De tal manera, a diferencia de los meandros confinados, cuando se presenta un meandro libre, además del movimiento directo de la macroduna oblicua, que forma una transición a continuación del movimiento de las orillas, se observa un proceso secundario de cambio en las formas de esta macroduna. Este cambio está condicionado por el acercamiento a su parte inferior de dunas más pequeñas de arena formadas como resultado de la socavación de la orilla cóncava opuesta y que se deslizan bajo cierto ángulo hacia el cauce.

Ya en la rama descendente de una creciente y, con mayor razón, en verano, en el cauce del río aparece una serie de pequeñas dunas que se mueven a lo largo del límite inferior de la macroduna oblicua y que forman una transición. Cuando desciende el nivel la parte de la orilla de la duna se seca y forma una playa característica que se observa bien en verano con niveles bajos (figura 4.6).

De la descripción anotada anteriormente en relación con el desarrollo de meandros y sus transiciones, se deduce que la cresta de la macroduna oblicua con el desarrollo conjunto del meandro gira con él y, en este caso, la parte media de la transición ubicada cerca del sitio de cambio de dirección del cauce permanece relativamente quieta y se mueven solamente sus puntos extremos alejándose de la tangente en su punto de giro, y las fosas cada vez se acercan más, una después de otra. Por eso, la transición a partir de una etapa normal inicial de desarrollo ulteriormente resulta en una barra transversal oblicua. Dado que el meandro, durante su desarrollo, aparece de manera asimétrica, uno de sus tramos unido al punto de giro puede conservar durante mucho tiempo una configuración rectilínea; por lo

tanto, el esquema mostrado anteriormente de variación de la transición se refiere a tramos en los cuales el giro del cauce se presenta de una manera más fuerte.

Además del ciclo de desarrollo unidireccional del meandro, en lo que se refiere al movimiento de la cresta de la transición se presentan variaciones contrarias anuales de su cota o altura. Al principio de una creciente se comienza la socavación de la cresta. Esta socavación termina cuando aparece la rama descendente de la creciente y se transforma en un descenso en la cresta y un aumento de las profundidades en ella, que se observa al final de las crecientes y también en verano.

El crecimiento de la cresta es causado por el material que viene de la fosa ubicada arriba, la cual se profundiza durante ese período liberando material dentro de ella. Además de las fosas, durante crecientes se desprende una cierta cantidad de material que ha ingresado de la socavación en las orillas cóncavas, la cual alcanza su valor máximo en este sitio.

En general, se puede considerar que la depositación en la siguiente erosión de la cresta en la transición se equilibra y las profundidades en la transición, después del paso de las crecientes, se restablecen aproximadamente al valor que presentaba al principio del invierno o de una creciente. Sin embargo, dado que el desarrollo de las cotas en el fondo de la transición, en general, repite el desarrollo de los niveles (en la fosa este desarrollo es contrario al desarrollo de los niveles) las particularidades del desarrollo de los niveles en un determinado año o durante una serie de años pueden introducir correctivos fundamentales en las variaciones de las profundidades en la transición, lo cual a su vez puede conllevar a que en ellos no se alcancen aquellos niveles o cotas que se presentaban al inicio del invierno o, incluso, puede hacer que estas cotas sean superadas.

A pesar de que la relación de las profundidades en las transiciones con las cotas del nivel del agua tiene una historia larga y las relaciones obtenidas se usan ampliamente en la navegación, este tema no se ha resuelto totalmente y requiere de mayores investigaciones. La solución de este aspecto aparentemente se ha dificultado porque al analizar las relaciones entre los niveles del agua y sus profundidades en la transición (cresta) no se han considerado las particularidades de las deformaciones del cauce y, por lo tanto, no se han incorporado en el análisis los procesos morfológicos.

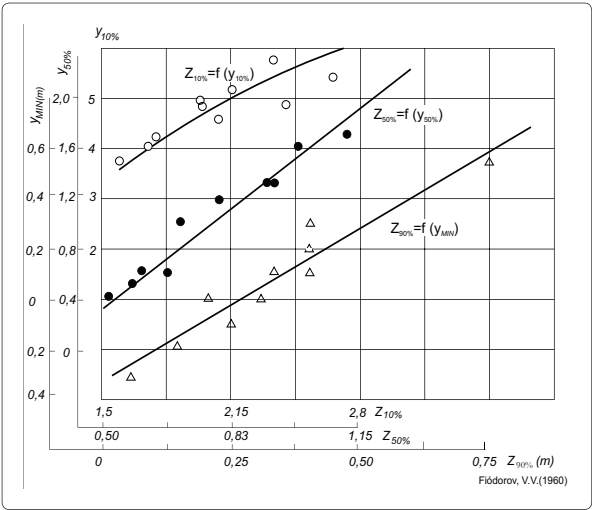
Parece que, a raíz de esto, se han obtenido diferencias muy grandes en estas relaciones, lo cual ha dificultado la solución de este problema.

La relación estrecha del transporte de sedimentos con el régimen hídrico conlleva también a que, en relación con la presencia de ciclos en el desarrollo hídrico del río, se puedan observar también variaciones cíclicas en las cotas del fondo de las fosas y de las crestas que abarcan, no sólo uno, sino una serie de años, es decir, que se pueden observar tendencias unidireccionales a lo largo de varios años en la variación de las cotas del fondo de las fosas y de las crestas en las transiciones.

Río	Tramo	Variación de los niveles del fondo en las transiciones (crestas) por navegación
Ural	1	3,0
Don	2	2,3
Dniéper	3	2,1
Volga	4	1,8
Kama	5	1,3
Bielaya	6	0,9
Vetluga	7	0,7
Suvona	8	0,1
Amudaría	9	1,5

▲ Cuadro 4.6 Variación de las cotas del fondo de las crestas.

fondo del cauce se han obtenido para un número relativamente pequeño de ríos, incluyendo algunos sin meandros libres. Sin embargo, el orden de las variaciones posibles del fondo se ve de una manera clara.



▲ Figura 4.24 Profundidad del agua en un río (y) en función de la mayor altura del fondo (Z) en las crestas, según Fiódorov, V.V.(1960).

En la figura 4.25 se da el desarrollo entre las cotas del fondo y los niveles de agua del río Kura-Sabid-Abad en diferentes años consecutivos, medidos en una misma sección transversal. Se ven bien los períodos con desarrollos paralelos de las cotas del fondo y los niveles del agua, correspondientes a la cresta. Además, llama la atención que en ciertos años este paralelismo desaparece y el cauce del río en la sección de mediciones se comporta como si fuera un tramo con fosa. En este

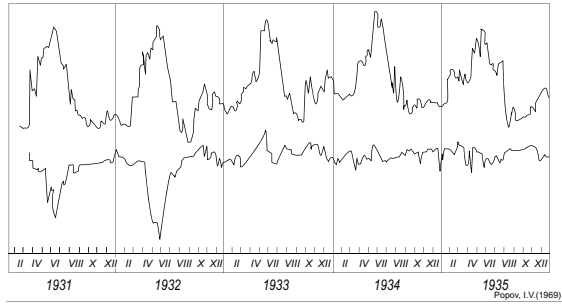
Las variaciones de las cotas del fondo de las crestas en períodos de navegación se muestran en el cuadro 4.6. Se conocen también valores mucho mayores de variación del fondo de las crestas que los mostrados en el cuadro 4.6. Para ciertas crestas se han reportado variaciones de las cotas del fondo de 3 m en el río Don y hasta de 5 m en río Volga. Los datos sobre variaciones de las cotas del

En la figura 4.24 se da la relación entre la mayor altura del fondo de las crestas, (Z), y la altura del nivel del agua, (y), en una sección de observación de acuerdo con Fiódorov. La altura del fondo aquí se expresa respecto a una superficie tomada convencionalmente como datum. El gráfico muestra la presencia de relaciones desiguales por su carácter, no sólo para diferentes crestas sino para los niveles con diferentes períodos de retorno.

caso, esto se explica porque, en relación con la protección de orillas en los meandros que antes eran libres, se desarrolla un proceso de barras laterales y la sección de medición se ubicó en el tramo entre la cresta y la barra que se desliza, por lo tanto en la parte baja de esta macroduna se presenta un desarrollo inverso. En un río con meandros libres, donde la ubicación de la cresta y las fosas es fija, este tipo de comportamiento ya no se observa.

Este ejemplo tiene como fin mostrar el gran significado que tiene el estudio de los procesos morfológicos cuando se quiere establecer la relación que existe entre la variación de las cotas del fondo y de los niveles del agua y, en general, para determinar diferentes tipos de relaciones morfológicas o hidrológicas.

Un elemento importante de los meandros libres es la barra de orilla que acompaña al cauce del río a lo largo de la margen convexa. El proceso de formación de esta barra se describe en el momento en que se explica la formación de bancas. Aquí solamente se indica que el significado de las barras de orilla consiste en que su aparición constituye el nacimiento de nuevas bancas. Además, las barras de orilla juegan un papel importante en la relación que existe entre los flujos del cauce y las bancas cuando se presentan inundaciones que determinan, en gran medida, la resistencia hidráulica de la superficie y condicionan la aparición de flujos locales en la banca. Tal como se mostrará más adelante, el interés en estudiar las barras de orilla se justifica no sólo por lo explicado anteriormente sino porque al conocer su ubicación es posible restablecer tanto las condiciones precedentes del río como el esquema de desarrollo de los meandros a lo largo de períodos muy largos, que se miden en siglos.

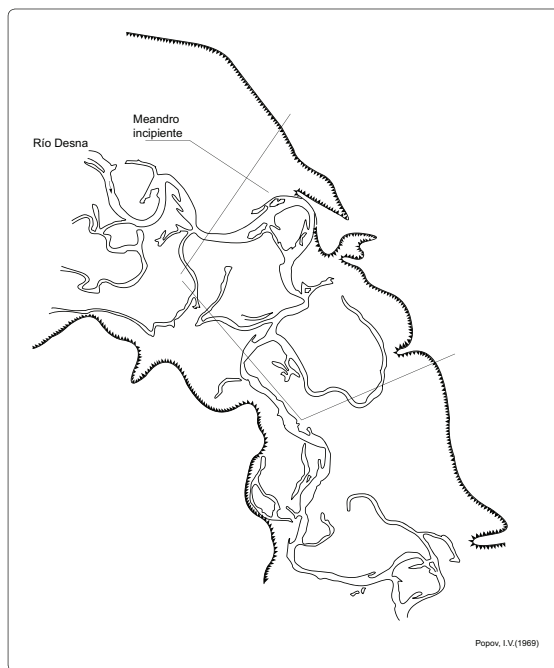


▲ **Figura 4.25** Evolución relativa de las cotas del fondo y de los niveles del agua del río Kura (Sabir-abad) (Azerbaiyán).

4.6.2 Meandros Incipientes

4.6.2.1 Desarrollo del proceso

En los ríos donde el asentamiento de sedimentos en suspensión es pequeño y cuando se presentan inestabilidades, es decir, cuando existe una diferencia grande entre el diámetro de los sedimentos en suspensión y de los sedimentos de fondo, las bancas se tornan bajas y sobre éstas se observan grandes profundidades de inundación. En estas condiciones el desarrollo de los meandros adquiere un carácter especial. En este caso el meandro al principio se desarrolla como un meandro libre, pero poco



▲ **Figura 4.26** Cauce de un río con un meandro incipiente.

tiempo después su desarrollo se desacelera y luego se presenta un frenado total gracias a la formación de un cauce rectificado hasta que el meandro cumple su ciclo completo de deformación en planta. De tal manera, la destrucción del cuello en el bucle como resultado del acercamiento de los vértices de dos meandros cercanos en este caso no se observa (figura 4.26).

La formación de un cauce rectificado produce en el río la aparición de dos brazos. A medida que se desarrolla el tramo rectilíneo en él se inicia el ingreso de la mayor parte del caudal líquido y se convierte en cauce principal mientras

que el cauce viejo desaparece poco a poco. De esta manera se termina el proceso de desarrollo de un meandro incipiente. El siguiente ciclo se repite igual que el anterior.

Así, en un meandro incipiente, junto con el proceso morfológico propiamente dicho, se presenta un desarrollo especial consistente en la socavación de la superficie de las bancas en el cuello del meandro, lo cual conlleva a la formación de cauces rectificados. En función del grado de inundación o ahogamiento de la banca y de la socavación de los suelos que la forman, la creación del cauce rectificado se observa con el paso de meandros en diferentes etapas de desarrollo. En ciertos tramos la rectificación aparece directamente a lo largo de la primera barra de orilla y conlleva a una separación de la playa en etapas tempranas de desarrollo del meandro cuando su forma es cercana a la sinusoidal. En otros casos la rectificación se presenta en las partes altas de la banca entre las barras de orilla y, como resultado, se separa una serie de pequeñas barras. Finalmente, la rectificación puede aparecer en el tramo cercano a la terraza de la banca a lo largo de una línea que une la parte alta de dos meandros vecinos o puede llevar a la separación de una serie completa de meandros en un tramo de longitud considerable.

El desarrollo de una rectificación generalmente se presenta de una manera relativamente lenta. Así, por ejemplo, en el río Oke se han identificado tramos rectilíneos desarrollados en el transcurso de 50 a 60 años, en el río Obi en la región baja

y en el río Volga aguas abajo de la ciudad de Volgogrado los tramos rectificados se desarrollaron en el transcurso de 25 a 30 años.

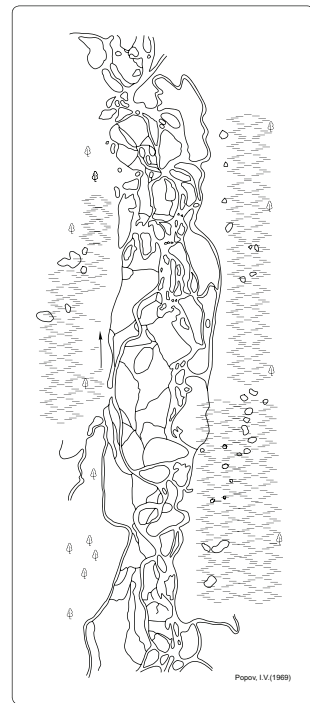
4.6.2.2 Bancas trenzadas

El desarrollo intenso del proceso de meandros incipientes crea unas condiciones favorables para la formación en la banca de una gran serie de brazos y, como resultado, el cauce y la banca adquieren un aspecto especial. Esto da fundamento para considerar este tipo de proceso morfológico como un elemento independiente que se denomina bancas trenzadas. En este caso, además de los brazos formados como resultado de la subdivisión de meandros, en el cauce principal se forman también los denominados cauces secundarios, cuyo desarrollo no tiene relación directa con las deformaciones en el cauce principal del río.

Cuando se presenta una afinidad considerable de estos flujos secundarios en los cauces principales de los ríos se desarrollan procesos morfológicos de diferente tipo. De esta manera se puede afirmar que en los ríos con bancas bien desarrolladas a veces se crean las condiciones que pueden hacer cambiar el tipo de banca, la cual se desarrollaría en correspondencia con el tipo de transformaciones en planta que aparecen en el cauce principal. Esto da fundamento para considerar a este proceso secundario como independiente. Esta concepción tiene sentido en la teoría hidromorfológica, dado que permite analizar de una manera detallada procesos de formación complejos de las bancas y su interrelación con los procesos desarrollados en el cauce principal de un río (figura 4.27).

La formación de cauces secundarios en las bancas puede ser debida a diferentes factores y, además, a veces pueden ser cercanos o lejanos y no tener ninguna relación con los procesos en el cauce principal. En condiciones de meandros libres, en meandros incipientes, en bancas bien inundadas y en tramos cercanos a la terraza, se garantiza la aparición de riachuelos de planicies. En el desarrollo de esos procesos pueden aparecer cauces considerablemente largos como rectificación de uno o varios meandros. Estos cauces secundarios pueden coincidir en el futuro con un cauce principal y, reuniendo la mayor parte del caudal, se pueden convertir en el cauce principal.

De una manera especial se deben diferenciar cauces secundarios que aparecen como consecuencia



▲ **Figura 4.27** Ejemplo de un río con trenzamiento de banca.

de la llegada de corrientes a la banca directamente de las laderas y que son capaces de labrar en la superficie de la banca sus propios cauces. El proceso morfológico en estos flujos de banca se determina no sólo por las propiedades del flujo con el caudal líquido y sedimentos provenientes de la cuenca sino por las propiedades del relieve de la banca creada por las deformaciones del cauce principal. Estos últimos en situaciones parecidas juegan un papel limitante. Por ejemplo, la formación de un relieve ondulado de la banca y, en particular, la presencia de un sistema de transgresiones del cauce determinan la dirección de estos cauces secundarios.

La incisión de la banca con cauces secundarios puede ser debida a cambios en el modo de transporte de sedimentos en el cauce principal y sus afluentes. En este caso la creación de múltiples brazos puede aparecer como consecuencia de una mala distribución de los procesos acumulativos que complican el relieve, lo mismo que por socavaciones que aumentan la velocidad del flujo en las bancas por desaparición, por ejemplo, de la base de erosión.

En el análisis de cauces trenzados en la banca, especialmente cuando existe un gran número de flujos, es importante evaluar su influencia en el cauce principal. El retiro del cauce principal de una corriente generalmente produce una distribución no proporcional del caudal y de los sedimentos. A partir del río principal hacia el cauce secundario se desvía una parte de los sedimentos transportados por el flujo, y no siempre esa desviación se realiza en proporción con el caudal líquido extraído por este flujo y se crean procesos morfológicos diferentes a los que se forman en los tramos de aguas arriba de esta derivación. La falta de correspondencia de los caudales líquidos y de las cargas de sedimentos (caudales sólidos) se conoce muy bien en los canales de desviación. En función de las pendientes y de los ángulos de ingreso a ellos, puede desviarse una parte importante de sedimentos. La metodología de cálculo de estos fenómenos es suficientemente conocida. De la misma manera, la llegada de afluentes crea un aumento de los volúmenes de los sedimentos en el río y, por lo tanto, cambia las condiciones de aparición de las diferentes características morfológicas del cauce principal.

La influencia del flujo principal sobre los flujos secundarios se expresa fundamentalmente en que las deformaciones generales en planta cambian la ubicación de los tramos de entrada y salida de los flujos secundarios.

Además, el movimiento intenso de grandes barras en el cauce principal con cierta frecuencia produce el cierre de las entradas y salidas de los afluentes. Con el deslizamiento de estas barras los tramos finales de los cauces de nuevo quedan libres y se renueva el flujo de agua en ellos. Todo esto conlleva a una redistribución del caudal y los sedimentos en los brazos y en los afluentes y propicia la aparición en ellos de otros procesos morfológicos.

Esta circunstancia conlleva a la necesidad de prestar especial atención a los análisis morfológicos sobre los sitios de derivación del cauce principal y de llegada de afluentes.

A continuación se pueden enumerar las condiciones para la formación de bancas trenzadas:

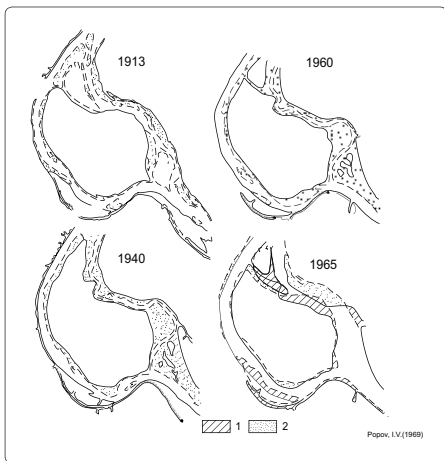
Tal como se indicó anteriormente, el factor que causa la aparición de un meandro incipiente es una inundación fácil de las bancas, su relativa baja altura y la ausencia de fases desarrolladas de un aluvión en la banca o su inestabilidad. En el caso de una banca trenzada tienen lugar los mismos factores, pero se diferencian por un rasgo característico. Así, por ejemplo, además de que la banca se ahoga sustancialmente en los tramos con cauces trenzados, generalmente tienen lugar inundaciones de duración considerable. Este último factor puede llevar a que los depósitos de sedimentos en suspensión alcancen grandes valores y la parte de la banca en aluvión se desarrolle mejor que con un meandro incipiente. Sin embargo, ella resulta más susceptible a la erosión y el diámetro de los sedimentos que hacen parte de ella se diferencian bastante de los tamaños de las partículas que forman el cauce principal, es decir, en el tramo del río con bancas trenzadas el diámetro de los sedimentos en suspensión se diferencia notablemente del diámetro de los sedimentos de fondo.

4.6.3 Islotes y cauces trenzados

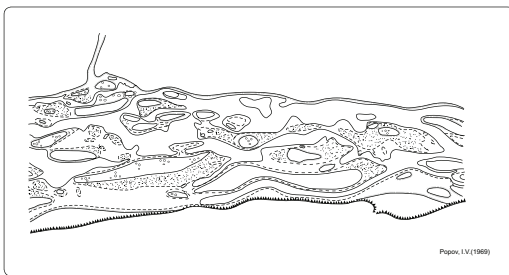
Cuando se describieron las macrodunas se dijo que en la transición hacia la formación de barras laterales, meandros confinados, meandros libres y meandros incipientes, las grandes formas que aparecen constituyen una misma línea de evolución del movimiento ondulatorio de sedimentos que se presentan con la variación de los factores externos al proceso morfológico tales como el caudal líquido, la carga de sedimentos y las condiciones limitantes. Se demostró cómo para estas variaciones cambia el carácter del movimiento ondulatorio: aparecieron depósitos que se secan y detienen el movimiento, es decir, barras laterales, se produjo su acercamiento a las orillas, creando ciertas curvaturas en un cauce que anteriormente era esencialmente recto y el desarrollo de meandros.

Otra línea en el desarrollo del movimiento ondulatorio de sedimentos es la transformación de las macrodunas en islotes con cauces trenzados. Esta transformación se realiza directamente en el caso de que el flujo se vea obligado a transportar una gran cantidad de sedimentos de fondo, por ejemplo, a causa de una gran disminución de la pendiente longitudinal de la superficie del agua o a causa de un aumento en el ingreso de sedimentos de fondo o por un incremento de tamaño, etc.

En estos casos el río forma un cauce amplio en el cual se desplazan, ya no las macrodunas que ocupaban todo el ancho, sino un sistema de grandes dunas dispersas que a veces se deslizan de una manera desordenada o a veces formando una cadena de grandes dunas. De esta forma, en este proceso morfológico a lo ancho del río se ubica no una sino un cierto número de grandes dunas (figuras 4.12 y 4.29).



▲ **Figura 4.28** Esquema de la deformación de las orillas del río Volga (Rusia). 1. Socavación; 2. Deposición.



▲ **Figura 4.29** Trenzamiento de un cauce con la formación de islotes.

En el caso de las barras laterales, el desecado de una macroduna oblicua en verano produce la formación de un depósito lateral de sedimentos estático con su parte más alejada inundada, en la cual se concentran todas las deformaciones con niveles bajos. El desecamiento de macrodunas normales en verano produce un islote solitario. En el caso de los cauces trenzados, el desecamiento de dunas en verano conlleva a la formación de un gran número de islotes ubicados tanto en las orillas como en la parte media del cauce. Los tramos desecados en las orillas forman barras típicas, pero, a diferencia de las barras laterales, estos cúmulos se ubican desordenadamente

sin que se formen pares morfológicos. En la parte central del cauce se desarrollan islotes en forma de gota. Estos últimos se pueden observar en aquellos casos en que las dunas se caracterizan por una gran movilidad, por ejemplo en los ríos con veranos intensos. En aquellos casos en que el verano es prolongado y fuerte, las formas de

las dunas se tornan bastantes complejas. Para las condiciones de verano se inicia el movimiento de dunas más pequeñas respecto a las que forman islotes. Su acumulación complica la configuración de estos islotes y aparecen colas alargadas, medias lunas, ondas de arena, etc. Además, en veranos muy largos aparece vegetación en las superficies y zonas consolidadas. Esto crea condiciones favorables a la depositación intensa de sedimentos (incluyendo los materiales en suspensión) en la superficie de los islotes durante el paso de la siguiente creciente. Una intensificación de este tipo, en lo que se refiere a depósitos de sedimentos, que en una creciente pueden alcanzar decenas de centímetros, también complica la configuración y el relieve de los islotes hasta imprimirles una inclinación general en el sentido del flujo.

En consecuencia, los procesos morfológicos asociados a los islotes crean con frecuencia condiciones favorables para su transformación en islas. Durante este proceso los brazos que se forman alrededor de estas islas pueden empezar a desa-

rollarse de diferentes maneras. En algunas de ellas, provistas de mayor movilidad y carga de sedimentos, se pueden desarrollar macrodunas y barras laterales, y en otras, empiezan a aparecer meandros con la formación de una gran barra o playa en una de las orillas de la isla y la erosión en la orilla opuesta (cercana a otra isla o a la banca). Como resultado, se presenta una forma compleja y la aparición de un cauce trenzado con muchos brazos.

El esquema hidráulico del flujo en cauces trenzados es bastante complejo. Cuando existe una gran cantidad de islotes el flujo desarrolla un número considerable de brazos que pueden ser independientes. Surgen tramos cortos con remansos locales y se generan sitios con rápidas, tramos con circulación secundaria claramente definida y flujos helicoidales en diferentes sentidos, etc.

Todo lo anterior produce deformaciones muy variadas de islotes e islas. Generalmente, sobre la parte superior de los islotes se presenta erosión. En aquellos casos cuando el islote no crea un remanso considerable sobre el brazo superior, la carga de sedimentos es relativamente baja. En estas condiciones el sedimento se deposita preferencialmente en la parte baja de los islotes formando una cola desarrollada, la cual le imprime una forma de gota al islote que desarrolla una zona ancha aguas arriba. Uno de los factores que crea condiciones favorables para la depositación de sedimentos en la cola del islote es la aparición de flujos helicoidales que extraen parte de los sedimentos hacia el centro del río y a la parte inferior de la isla. A medida que aumenta el tamaño de islotes e islas, se crea un mayor remanso en el tramo de aguas arriba y aquí se presenta una depositación acelerada de sedimentos. En relación con esto, la carga de sedimentos en tránsito se disminuye y la cola de la isla puede, incluso, empezar a socavarse. El depósito acelerado aguas arriba se puede observar también en las etapas iniciales del desarrollo de los islotes cuando la carga de sedimentos de fondo es considerable, y cuando su movimiento es ondulatorio. En su desplazamiento en la zona aguas arriba, estas dunas favorecen el crecimiento de la isla. De la descripción anterior se desprende que, también en este caso, la característica fundamental del proceso es el movimiento a lo largo del cauce de grandes dunas de arena. El indicio principal es la presencia de un cauce ancho. Considerando las modificaciones de las dunas en diferentes condiciones naturales, cuando se estudia detalladamente este tipo de procesos morfológicos, es decir, al visualizar el movimiento de los diferentes brazos y al evaluar el carácter de las futuras deformaciones, es necesario realizar su estudio por zonas, de una manera fragmentada, tratando de efectuar descripciones individuales, reconociendo las diferencias entre ellas.

Este tipo de proceso morfológico se encuentra con mayor frecuencia al final de los tramos de piedemonte, cuando el río emerge de las montañas. En estos tramos, como resultado del cambio rápido de la pendiente longitudinal se observa un aumento de los sedimentos de fondo. Esto se presenta como consecuencia de que

parte de los sedimentos que son transportados en los tramos superiores en suspensión, al disminuir la pendiente, pasan a formar parte de los sedimentos de fondo.

Este proceso morfológico puede desarrollarse también en los deltas de los ríos que se caracterizan por un aumento en la cantidad y movilidad de los sedimentos a causa de su disminución de diámetro cuando se mueven aguas abajo del río.

El aumento del transporte de sedimentos de fondo también puede deberse a fuentes locales de abastecimiento de sedimentos, a causa, por ejemplo, de la llegada de afluentes que traen gran cantidad de material de fondo o por tramos de intensa erosión en las laderas, con deslizamientos, derrumbes, etc. En estos casos también se pueden generar islotes. A diferencia de la salida de los ríos de las montañas (pie-demontes) o de los deltas, en donde la longitud de los ríos trenzados puede alcanzar varios cientos de kilómetros, especialmente en el primer caso, las fuentes locales de ingreso de sedimentos de fondo generan la aparición de islotes sólo en tramos cortos, los cuales se diferencian claramente dentro del proceso morfológico que se esté desarrollando en cada caso.

Al establecer las causas de la formación de islotes en un tramo investigado del río y al determinar las fuentes locales de suministro de sedimentos se debe considerar que la granulometría de los depósitos en los islotes, cuya existencia no está condicionada por la alimentación local, no debe diferenciarse fundamentalmente de la granulometría de los depósitos de fondo en los tramos cercanos, no influenciados por afluentes. En los islotes que se forman como resultado del ingreso de sedimentos de un afluente de consideración o como resultado del ingreso al flujo de material de los derrumbes de las laderas, la granulometría de los sedimentos y, en cualquier caso, de las capas inferiores que sirven de fundación de islas e islotes, debe ser similar a la de los sedimentos en las fuentes de suministro y debe diferenciarse fuertemente de la granulometría en los tramos vecinos del río. Al estudiar los islotes se debe considerar que a veces se pueden formar como consecuencia de la acumulación de sedimentos creados por la acción de obstáculos de diferente naturaleza. En estos casos los islotes pueden ser numerosos, incluso en tramos de gran longitud, pero su existencia se determina no como una combinación de las particularidades del flujo y de los sedimentos sino como influencia de factores limitantes, cuyo papel en este caso es condicionado por las características locales o por causas de origen antrópico.

La influencia del valle y de los factores limitantes en el desarrollo de islas e islotes se explica de la siguiente manera: en los casos donde la disminución rápida de la pendiente longitudinal del cauce, como condición obligatoria del desarrollo de este proceso morfológico, se presenta sin un considerable ensanchamiento del valle, es decir, se observa sólo un cambio de la pendiente de fondo, en el cauce se crean generalmente islas largas y relativamente altas que están compuestas por sedimentos de gran tamaño. Cuando existe un ensanchamiento considerable del valle, las islas e islotes resultan más aplanados, de mayor número, y están compuestos por

materiales menos gruesos, es decir, se presenta una composición del aluvión característico de las bancas como resultado del depósito de sedimentos en suspensión. De la descripción anterior se desprende que el desarrollo de islotes en este tipo de proceso puede generar dos clases de flujo trenzado.

- **Trenzamiento del cauce con islotes.** En este caso las formas de gran tamaño son móviles, representadas por grandes dunas que se deslizan formando islotes con una superficie poco consolidada, en las cuales los islotes móviles existen como la forma final de desarrollo de transporte de sedimentos de fondo. Este tipo de formaciones se encuentra fundamentalmente en los tramos de salida del río de las montañas, con crecientes que producen elevaciones del nivel. Los islotes, en estos casos, están compuestos de un aluvión grueso y los sedimentos en suspensión pasan de largo, dado que estos tramos conservan pendientes considerables y alta movilidad.
- **Trenzamiento del cauce con islas.** Se caracteriza por la presencia de islas como resultado del crecimiento de los islotes, la aparición de deformaciones complejas, condicionadas no sólo por el deslizamiento de ellas, sino también por sus movimientos regresivos aguas arriba. Para este tipo de proceso en función de la forma del valle se pueden encontrar tanto islas amplias y redondeadas como islas largas y altas, que ocasionalmente dejan de inundarse, incluso durante crecientes. Con frecuencia se observan aluviones de banca, producto del depósito de sedimentos en suspensión. En un análisis detallado es necesario realizar su zonificación en fragmentos. En este caso, es bueno utilizar las tipificaciones mostradas en los numerales anteriores. Además de los tipos descritos de este proceso morfológico también se pueden diferenciar cauces divagantes. Cuando se tiene alta movilidad de los sedimentos de fondo, su tipo de movimiento en las dunas se torna tan desordenado y las formas del cauce se crean de una manera tan intensa que el cauce empieza a divagar dentro de los límites del valle y se ensancha, adquiere un gran número de ejes dinámicos, los cuales cambian de ubicación no sólo de una estación a otra, como en los demás procesos morfológicos, sino en períodos de algunos días, por procesos de avulsión. Así, algunos brazos, y, ocasionalmente, todo el río se traslada lateralmente cientos de metros durante una creciente.

Los siguientes ejemplos dan una idea clara sobre las velocidades de erosión de las orillas. Existe un gran número de ríos en los cuales, con niveles relativamente bajos, el movimiento de la orilla en planta puede alcanzar 1,0 m por día y cuando pasan crecientes puede alcanzar de 10 a 15 m al día. La longitud de los tramos en los cuales se observan estos movimientos de las orillas alcanza de 1 a 10 km.

Sin embargo, la degradación de las riberas rara vez se desarrolla a lo largo de varios años. Las deformaciones del cauce crean cambios locales de los ejes diná-

micos del flujo; las zonas de erosión pueden cambiar a otra orilla y a otros tramos; en los sitios anteriores de erosión se pueden presentar depósitos de sedimentos, es decir, un cambio del comportamiento del río.

En los tramos de montaña las variaciones que se presentan pueden ser sustanciales dado que en esos sitios se pueden mover en corto tiempo grandes cantidades de bloques y durante sólo algunos días puede cambiar radicalmente la geometría y la estructura del río.

Por último, las avalanchas transportan grandes cantidades de materiales con movibilidades excepcionales sin que se presenten deformaciones morfológicas especiales. A pesar de que el proceso morfológico en ríos de montaña y en avalanchas no se ha investigado suficientemente, sí se puede conceputar que las deformaciones observadas en ellos poseen el carácter de trenzamiento con islotes que se han deformado de manera muy compleja por las interferencias locales. Así, por ejemplo, es conocido que en ríos de montaña se pueden mover en grandes distancias bloques descomunales, del orden de varios metros de diámetro, cuando las velocidades del flujo claramente no son suficientes para ocasionar tales desplazamientos, lo que indica que la causa del movimiento de estos grandes bloques es la erosión del suelo bajo ellos y el aumento considerable del peso específico del agua, gracias al contenido de sedimentos en suspensión. Este fenómeno solamente puede aparecer cuando hay grandes velocidades de flujo y gran movimiento de los depósitos de fondo.

4.7 INDICADORES DE LOS PROCESOS MORFOLÓGICOS Y RELACIONES MORFOMÉTRICAS

4.7.1 Consideraciones generales

Al aplicar las clasificaciones anteriormente presentadas y con el fin de desarrollar métodos de cálculo y pronóstico de las deformaciones asociadas a los procesos morfológicos, es necesario obtener algunos indicadores con ayuda de los cuales se puedan expresar las leyes de cualquiera de estos procesos. Esto abre la posibilidad de explicar la interrelación entre el desarrollo de elementos particulares de un río para establecer su vínculo con ciertos factores influyentes y de utilizarlos en los cálculos y diseños de estructuras hidráulicas.

En la introducción se consideró de manera breve la esencia de los procesos morfológicos y la relación entre sus elementos individuales considerando los factores hidrológicos. Tradicionalmente el sistema de indicadores se limita al ancho y la profundidad del cauce y de una manera muy superficial se evalúan las configuraciones en planta. Prácticamente se limitan a la determinación del radio de curvatura para tramos cortos y sólo de manera indicativa para evaluar formaciones morfológicas complejas como, por ejemplo, un meandro. Una excepción la constituyen los trabajos de Leopold, Wolman y Dury.

En todas estas relaciones morfológicas se determinan los valores de los índices sólo en el espacio, sin caracterizar sus variaciones en el tiempo, excepto los intentos de Dury de utilizar las relaciones hidromorfológicas con objetivos paleohidrográficos. La caracterización de las transformaciones en planta es actualmente muy pobre. Si bien es importante reconocer la utilidad del valor práctico de algunos trabajos existentes en el campo de las relaciones morfológicas e hidromorfológicas y sus posibilidades de resolver con ellas una serie de problemas de ingeniería, de todas maneras es necesario anotar su falta de correspondencia con las necesidades del análisis hidromorfológico y sus limitaciones para caracterizar las leyes fundamentales de las deformaciones de los cauces y de las bancas con diferentes tipos de procesos morfológicos.

Partiendo de la clasificación propuesta de los procesos morfológicos es fácil ver que en su base, en esencia, se encuentra la investigación de las particularidades de desarrollo de las grandes dunas como movimiento de los sedimentos en diferentes condiciones naturales. En cualquiera de las grandes formas consideradas, esta macroduna existe en calidad de elemento fundamental e inseparable. En las macrodunas, barras laterales e islotes, el movimiento de grandes dunas de arena determina completamente el aspecto exterior del cauce. En los diferentes meandros, y por las mismas causas, se presentan dunas de arena estacionarias que frecuentemente forman ya no barras sino playas relativamente estables, que son las partes de estas dunas que sobresalen en el río. Por este motivo es muy importante, para evaluar las particularidades de las deformaciones del cauce, conocer las características del movimiento ondulatorio y, ante todo, las características morfométricas de las macrodunas, es decir, su longitud, la altura y la velocidad de desplazamiento. Precisamente estas características se deben conocer para evaluar las variaciones en la profundidad del cauce determinadas por el movimiento de las macrodunas.

El conocimiento de la morfometría de las macrodunas directamente relacionado con los factores fundamentales de los procesos morfológicos permite obtener relaciones cuantitativas entre las dimensiones de las dunas y sus factores determinantes, ante todo con fines de pronosticar los procesos morfológicos. Para diferentes tipos de meandros, además de las características de las grandes dunas ubicadas en los puntos de cambio de dirección del cauce, es importante tener los indicativos de forma y, por lo tanto, del grado de desarrollo de los meandros y los tiempos de sus deformaciones en planta, es decir, de los índices que permiten caracterizar de una manera cómoda toda la forma en conjunto, utilizando para esto, por ejemplo, los ángulos de giro de los meandros y otros parámetros.

Más adelante se caracterizan los indicadores que permiten analizar las leyes fundamentales de deformación del cauce y aclarar sus relaciones con los factores determinantes. Al mismo tiempo, se dan los primeros resultados de utilización de este sistema de indicadores en ríos naturales.

Al elaborar el sistema de indicadores del proceso morfológico se tuvo muy en cuenta garantizar una simplicidad o sencillez y una confiabilidad para obtener sus valores numéricos, la posibilidad de generarlos a partir de datos reales fáciles de medir y la posibilidad de explicar muchas deformaciones con la ayuda de ellos. Por último, como se recordó anteriormente, los indicadores deben caracterizar de la forma más compacta posible los procesos morfológicos, es decir, las grandes formas de los cauces.

4.7.2 Macro dunas

Para obtener los indicadores cuantitativos que caracterizan las deformaciones del cauce asociadas a las macro dunas, es suficiente conocer lo siguiente (figura 4.12):

- **La longitud de la macroduna**, λ_M es la distancia de la línea media del cauce entre las crestas de dos macro dunas vecinas. La longitud de la macroduna depende del tamaño del río (es una característica de su caudal medio), de la carga de sedimentos de fondo, del tamaño de sedimentos de fondo, de la pendiente longitudinal del cauce y del grado de curvatura del río, el cual está íntimamente relacionado con la pendiente.

En los ríos en los cuales las macro dunas son creadas en invierno, estas formas se conservan también en verano como remanentes y no hay una diferencia marcada en su longitud de verano y de invierno, es decir, esta longitud se puede determinar con fotos aéreas tomadas en verano, lo cual resulta más cómodo y visible.

- **La longitud relativa de la macroduna**, λ_M/b es la relación de la longitud de la duna λ_M respecto al ancho del cauce (b), y es un indicador cómodo para comparar datos de mediciones en ríos de diferentes dimensiones.
- **La velocidad de desplazamiento de la macroduna**, C_M es la velocidad de translación de la cresta de la duna a lo largo del río y se determina como resultado de observaciones de campo o se calcula por métodos hidráulicos.

Dado que los indicadores anteriores se refieren a características en planta, pueden ser obtenidos fácilmente por medio de fotografías aéreas o con planos a grandes escalas, y permiten establecer las particularidades morfológicas más importantes que caracterizan un determinado tipo de proceso morfológico así como establecer las relaciones con los factores fundamentales de cada proceso. La facilidad de su determinación permite obtener por medio de fotos aéreas y cartografía del Instituto Geográfico Agustín Codazzi un material masivo de grandes volúmenes para realizar una generalización estadística de datos.

Una característica de importancia en la ingeniería es la altura de la macroduna que determina el rango de variación de las cotas del fondo, condicionadas por las

dimensiones de cada una de ellas. La altura se puede determinar ya sea por medio de observaciones de campo especiales en diferentes fases del caudal o por medio de cálculos hidráulicos.

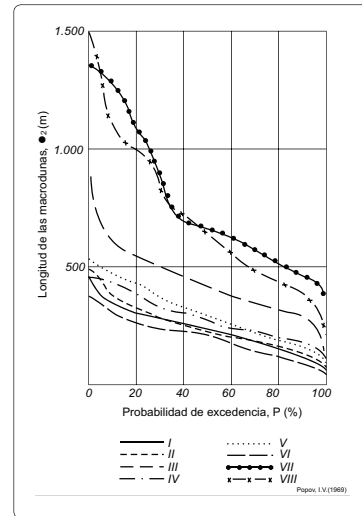
Si para esto se utilizan datos sobre las longitudes de las macrodunas, cuya obtención no ofrece ninguna dificultad y se puede realizar en oficina, la exactitud del cálculo se puede aumentar sensiblemente.

Los valores de los indicadores anteriores se obtuvieron como ejemplo en el río Oca. En una longitud de 276 km se midieron 430 macrodunas en ocho tramos sin afluentes (figuras 4.30 y 4.31). En este caso se obtuvo que la longitud de las macrodunas es un valor suficientemente estable en tramos sin afluentes. Aproximadamente en el 50 % de los casos la longitud de las macrodunas resulta ser igual a ocho veces el ancho del cauce, en el 25% de los casos la longitud fue de 9,4 anchos y en el 25% de los casos la longitud resultó 6,8 veces el ancho con valores extremos que variaron entre 2 y 13.

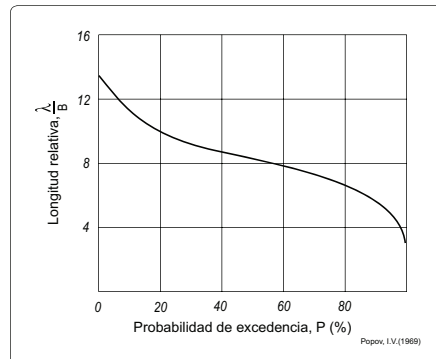
Al analizar la variación de los valores obtenidos de las longitudes de las macrodunas se obtuvo un coeficiente de variación ($C_V = \frac{\sigma}{\lambda_M}$) de 0,37 con valores extremos 0,30 y 0,50.

La relación de las longitudes de las macrodunas con el tamaño del río resulta bastante clara, especialmente si esta magnitud se representa a través del ancho del cauce (figura 4.32). Al determinar el tamaño del río por medio del caudal surge la pregunta relacionada con el caudal formativo o caudal dominante, es decir, el caudal que genera las formaciones morfológicas fundamentales en el cauce del río y que determina su forma exterior. En la definición del parámetro denominado como caudal formativo es evidente que éste será diferente para diversos tipos de procesos morfológicos, es decir, para diferentes tipos de mesoformas.

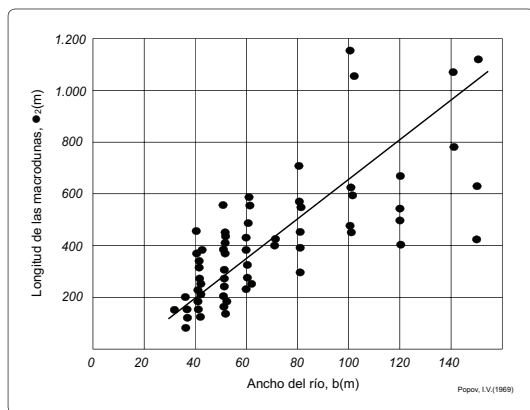
En el proceso morfológico denominado como macrodunas, las condiciones óptimas para su desarrollo aparecen du-



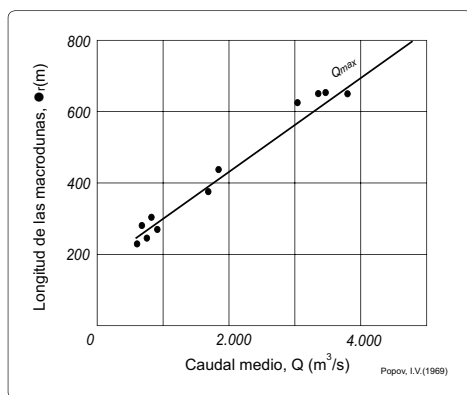
▲ **Figura 4.30** Curvas de duración de las longitudes de macrodunas en tramos sin afluentes. I-VIII - curvas correspondientes a tramos sin afluentes ordenados para caudales de menor a mayor.



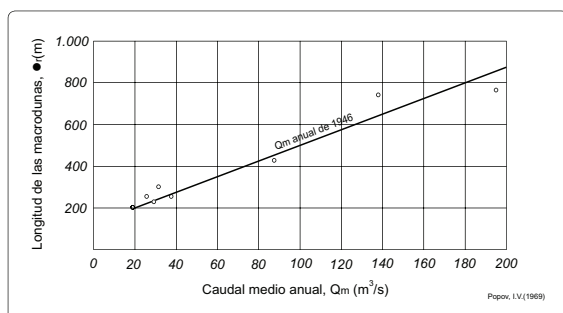
▲ **Figura 4.31** Curva de duración de las longitudes relativas de las grandes dunas.



▲ **Figura 4.32** Relación entre las longitudes de las macrodunas y el ancho del río.



▲ **Figura 4.33** Relación entre la longitud de las grandes dunas y el caudal medio.



▲ **Figura 4.34** Relación entre la longitud de las macrodunas y el caudal medio anual.

rante crecientes, cuando fundamentalmente se crean las longitudes de las macrodunas que permanecen iguales hasta el verano. Dado que el proceso de formación posee una cierta inercia, entonces se debe buscar la relación de la longitud de las macrodunas, no con los mayores caudales, sino con caudales con cierta probabilidad anual. En el caso del río Oca, se obtuvo una buena relación al utilizar el valor medio de las crecientes históricas,

el cual en los tramos investigados del río corresponde aproximadamente a las cotas de desbordamiento hacia las bancas (condición de cauce lleno o banca llena) (figura 4.33).

En general, al establecer estas relaciones se debe tener en cuenta que el río con distribuciones regulares del caudal de un año a otro, es decir, cuando las relaciones entre los períodos de diferente caudal es poco variable, se pueden utilizar los caudales medios anuales e incluso mensuales y con su ayuda evaluar la longitud de las macrodunas en el tramo en los

cuales no es posible medirla por falta de datos, pero existen fundamentos para pensar que existen. La relación de las longitudes de las macrodunas con los caudales medios anuales del río Oca se muestra en la figura 4.34.

Las desviaciones en la distribución de las longitudes de las macrodunas a lo largo del

río introducen particularidades morfológicas de los cauces de los ríos y, ante todo, su curvatura. Dado que para este tipo de proceso morfológico no se producen deformaciones en planta del cauce, es evidente que la curvatura del cauce se presenta, ya sea porque sigue la huella de un viejo cauce (paleocauce), es decir, que el río anteriormente haya tenido meandros, o por la presencia de giros inducidos por materiales difíciles de erosionar, rocas resistentes o cualquier otro tipo de control estructural.

En las macrodunas y en las barras laterales los cambios de dirección del cauce actúan como factor limitante. En un tramo de giro brusco del cauce a causa de particularidades locales en el flujo, el movimiento y el desarrollo de las macrodunas se detiene y empiezan a presentar una erosión sistemática gracias a la cual la ubicación de su cresta dentro de los límites del giro resulta fija en el espacio.

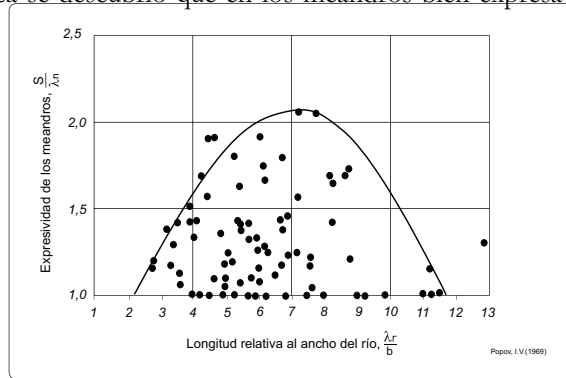
Por ejemplo, en el río Oca se descubrió que en los meandros bien expresados (en este caso son meandros que siguieron las huellas de meandros más antiguos) no se observan macrodunas (figura 4.35). Al disminuir el grado de expresividad de los meandros aumenta el rango de variación de las longitudes de las macrodunas. Si se caracteriza el grado de expresividad por medio de la longitud del meandro entre los puntos de cambio de dirección del cauce (S_M), respecto a la longitud λ_M , es decir, con el indicador S_M/λ_M , entre este indicativo y la longitud de las grandes dunas se crean las siguientes relaciones:

$S_M/\lambda_M > 2$ las macrodunas no existen.

$S_M/\lambda_M = 2$ λ_M Está entre 6 y 8 anchos del cauce.

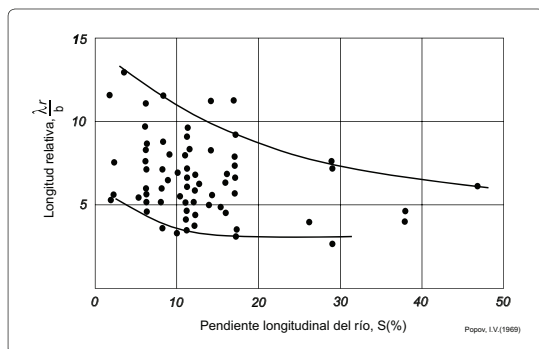
$S_M/\lambda_M = 1,5$ λ_M Entre 3,8 y 10,5 anchos del cauce.

$S_M/\lambda_M = 1$ En un cauce recto λ_M , varía entre 2 y 12 anchos del cauce.



▲ **Figura 4.35** Grado de expresividad de los meandros en función de la longitud relativa al ancho del río.

En los tramos rectos ($S_M/\lambda_M = 1$) la gran variación de longitudes de macrodunas se debe a la influencia de otros factores, y, en primer lugar, a la pendiente longitudinal del cauce y la granulometría de los sedimentos del fondo. La información disponible permitió evaluar sólo de una manera general la influencia de la pendiente longitudinal sobre la longitud de las macrodunas. Los resultados obtenidos (figura 4.36) indican que al aumentar la pendiente longitudinal la longitud de las dunas disminuye.



▲ **Figura 4.36** Relación entre la longitud relativa de las macrodunas y la pendiente longitudinal del río.

Los experimentos de laboratorio indican que la relación entre la inclinación del cauce y la longitud de las dunas es más compleja y en alto grado está influenciada por la granulometría de los materiales.

4.7.3 Barras laterales

Los indicativos fundamentales son los siguientes:

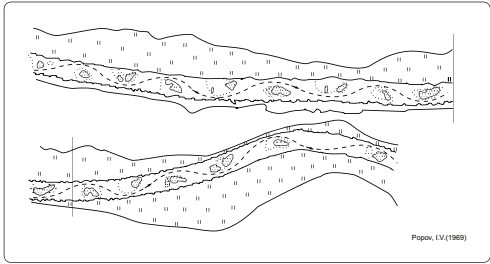
- **La longitud de las barras** (λ_M) es la distancia de dos puntos cercanos de quiebre de la línea media en verano. Esta manera de determinar la longitud de la barra lateral es idéntica a la determinación de la longitud de las macrodunas (figura 4.12)
- **La longitud relativa de la barra** (λ_M/b) es la relación entre la longitud de la barra respecto al ancho del río entre los bordes de sus orillas (b) con las barras sumergidas (figura 4.8)
- **La velocidad media de desplazamiento de la barra** (C_π) es la velocidad de deslizamiento de la cresta de la duna que forma la barra a lo largo del río.

Además de estos indicadores fundamentales, se pueden proponer otros que mejoran la precisión al caracterizar las deformaciones para este tipo de procesos morfológicos y, en particular, indicadores que se requieren para la evaluación de la carga de sedimentos de fondo, es decir, los valores V_π , V_D , A_A , $\bar{q}_S$, considerados en las fórmulas 4.7 y 4.10.

Si para la medición de las macrodunas se requiere de fotos aéreas o de levantamientos especiales, para determinar los indicadores de las barras laterales generalmente basta con tener planos topográficos de gran escala o planos que contengan isóbatas que en planta describen generalmente bien la configuración y la forma de estas barras. En muchos casos este dato solamente debe ser precisado en lo que se refiere a la ubicación de la cresta si no está indicada en los planos mencionados.

Los valores de los indicadores de las barras laterales se obtuvieron como ejemplo para el río Oca y para el río Visla.

En el río Visla las barras laterales se identificaron de una manera mucho más clara dado que a lo largo de los tramos estudiados el río se caracterizaba por poseer tramos de baja curvatura y las orillas estaban protegidas, por lo cual no se observaron deformaciones en planta. Una característica de estos tramos es la ubicación de un



▲ **Figura 4.37** Tramo del río Visla (Rusia) con protección de orillas y barras laterales.

gran número de barras agrupadas, relacionadas con el estrechamiento del cauce debido a la construcción de muros direccionales.

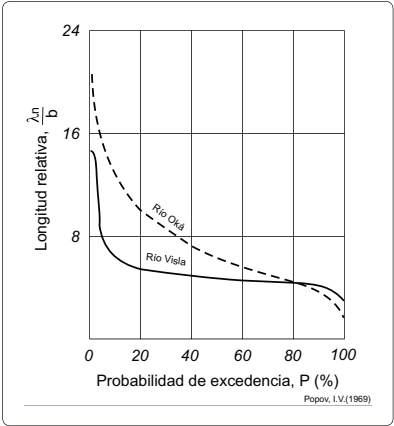
El aspecto del tramo del río Visla en donde se realizaron las mediciones se muestra en la figura 4.37. El caudal medio anual es de 1.010 m³/s. La pendiente longitudinal media es de 0,0173 % y el material del

fondo está compuesto por arena fina.

En el río Oca los tramos con barras laterales se transforman en macrodunas. La aparición de barras laterales coincide con un aumento considerable del caudal del río aproximadamente en un tercio del caudal medio anual a causa de la llegada de un afluente importante que es el río Ugra. Los tramos con barras laterales aparecieron con unas características muy poco expresadas y con pequeñas deformaciones en planta y, en particular, con meandros confinados y en tramos rectificadas.

Las características fundamentales de los tramos con barras laterales encontrados en el río Oca se presentan en el cuadro 4.7. Las curvas de duración de las distancias relativas de las barras laterales de los ríos Visla y Oca se dan en la figura 4.38.

Los datos de las mediciones en los tramos de los ríos Visla y Oca muestran lo siguiente:



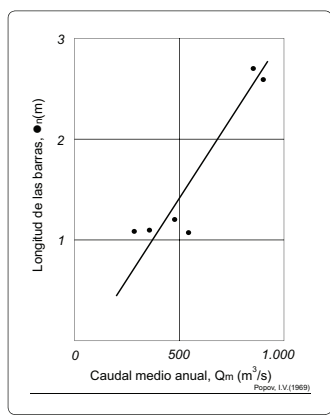
▲ **Figura 4.38** Curvas de duración de las longitudes relativas de las barras laterales en los ríos Oca y Visla (Rusia).

Límites del tramo	Carácter de la configuración en planta	Longitud del tramo	Caudal medio anual		Pendiente %	Número de fosas
			Líquido (m³/s)	Sólido (kg/s)		
1	Curva suave	126	296	46	0,0500	29
2	Curva suave	127	382	46	0,0700	32
3	Rectificado	235	480	36	0,0350	25
4	Curva suave	100	720	35	0,0500	8
5	Rectificado	39	860	35	0,0400	11
6	Rectificado	48	905	34	0,0800	5

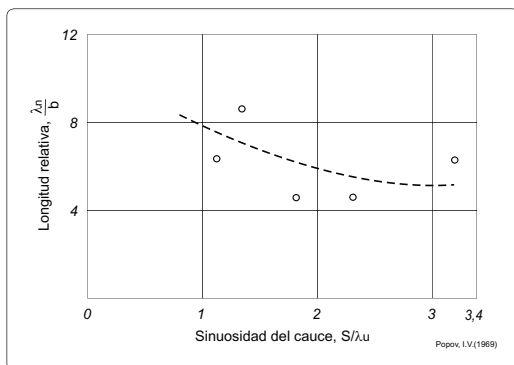
▲ **Cuadro 4.7** Características de algunos tramos del río Oca en fosas.

- Las distancias relativas de las macrodunas y de las barras laterales son muy cercanas entre ellas, lo cual confirma el origen común de estas dos formaciones. La curvatura débil del cauce y la protección de las laderas del río Visla producen una gran estabilidad de los valores de la distribución de las barras laterales a lo largo del río. El coeficiente de variación de las longitudes de las barras laterales en el río Visla fue de 0,32. Al aumentar la curvatura del cauce se incrementó la variación de la longitud de las barras laterales hasta un valor de 0,58. Éste es mayor que la variación de las macrodunas en este mismo río. Las curvas de duración de las longitudes relativas de las barras laterales se diferencian por una mayor asimetría que la presentada por las macrodunas, lo cual muestra la estabilidad de este indicador en comparación con las macrodunas.
- La distancia relativa de las barras laterales en el río Visla resulta menor que en el río Oca, lo cual está relacionado con la gran carga de sedimentos de fondo en el río Visla y su mayor diámetro.
- Lo mismo que en el caso de las macrodunas, se obtuvo una relación bastante clara entre las longitudes y el caudal del río (figura 4.39), y la relación de las longitudes de las barras laterales respecto al grado de curvatura del cauce (figura 4.40). En estos esquemas cada punto de la relación refleja los valores medios en los tramos que no reciben afluentes, es decir, se determina con base en decenas de mediciones.

Los datos de las velocidades de desplazamiento de barras laterales obtenidas por varios autores se muestran en el cuadro 4.8. De los datos de este cuadro se deduce que, incluso en tramos mixtos (río Volga), la velocidad de desplazamiento de las barras laterales puede ser muy diferente.



▲ **Figura 4.39** Relación entre las longitudes de las barras laterales y el caudal medio anual en el río Oca (Rusia).



▲ **Figura 4.40** Relación entre la longitud de las barras laterales y la sinuosidad del cauce.

4.7.4 Meandros confinados

Las propiedades fundamentales de transformación del cauce y las bancas estudiadas anteriormente respecto a los meandros confinados se pueden expresar con ayuda de los siguientes indicadores (figura 4.12):

- **La longitud de los meandros (λ_e)** es la distancia a lo largo de una recta entre puntos vecinos de cambio de dirección de la línea media del cauce en el meandro. Lo mismo que la longitud de las macrodunas y de las barras laterales, la longitud del meandro igualmente caracteriza la distancia entre las crestas de barras y su valor está relacionado, ante todo, con el tamaño del río.
- **La longitud relativa del meandro (λ_e/b)** es la relación de la longitud del meandro respecto al ancho medio del cauce entre los bordes de las orillas en verano en los tramos limitados por los puntos de cambio de giro vecinos.
- **El grado de desarrollo del meandro** se puede expresar de varias maneras: Por ejemplo, con la relación del ancho de la franja de los meandros (B) respecto al ancho (b) del cauce, o con la relación de la longitud del meandro a lo largo de la línea media del cauce entre puntos vecinos de cambio de giro S_M y la longitud del meandro, es decir, S_M/λ_e . El desarrollo del meandro también se puede caracterizar por los ángulos de entrada α_{ent} y de salida α_{sal} de los meandros (ángulos formados por la tangente en el punto de cambio de dirección en los tramos superior e inferior de los meandros y la línea recta que une estos puntos de cambio de dirección y que representa la longitud del meandro) y con el ángulo total α (figura 4.12-IV).

$$\alpha = \alpha_{entrada} + \alpha_{salida} \quad (4.13)$$

Los ángulos de entrada y salida permiten valorar el grado de asimetría de un meandro. Los valores de estos indicadores obtenidos en los afluentes del río Oca y del río Irísh se muestran en el cuadro 4.9. Los tramos con meandros confinados en los ríos Oca e Irísh se ubican en sitios de estrechamiento del valle. En la determinación de los valores de los indicadores no se consideraron los cambios de dirección del cauce inducidos por el contorno del valle.

El cambio de la distancia relativa de los meandros en ambos casos se valora con un coeficiente de variación de 0,33, muy cercano al obtenido en el caso de las macrodunas.

Llama la atención la simetría de las curvas de duración de las distancias relativas de los meandros (figura 4.41). Las relaciones de la longitud de los meandros res-

Período	Velocidad de desplazamiento de barras laterales (m/año)
1958-1959	0
1959-1961	250-300
1961-1962	100-150
1962-1963	0

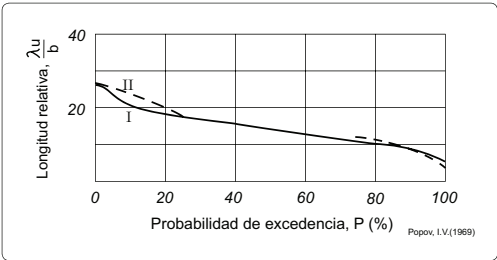
▲ **Cuadro 4.8** Velocidades de desplazamiento de las barras laterales.

Límites del tramo	Longitud (km)	Caudal anual m³/s	Carga de sedimentos suspendidos	Pendiente longitudinal %	Número de meandros
1	126	296	46	0,005	15
2	127	382	46	0,007	8
3	100	720	35	0,005	8
4	126	372	—	0,021	19
5	90	380	—	0,038	25

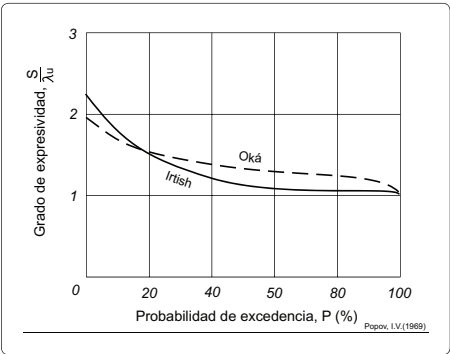
▲ Cuadro 4.9 Características de los tramos de los ríos Oca e Irtish con meandros confinados.

Río	Probabilidad en %			Distancia mínima	Distancia máxima
	25	50	75		
Oca	18	14	11	6	25
Irtish	17	13	10	7	25

▲ Cuadro 4.10 Probabilidad de excedencia y valores de las longitudes relativas entre tramos de los ríos Irtish y Oca.



▲ Figura 4.41 Curva de duración de las longitudes relativas de los meandros del río Oca (II) y del río Irtish(I) (Rusia).



▲ Figura 4.42 Curvas de duración del grado de expresividad de meandros confinados de los ríos Oca e Irtish (Rusia).

pecto al ancho del cauce en los ríos Oca e Irtish resultaron muy cercanas (cuadro 4.10). La distancia relativa de los meandros confinados en el río Oca supera entre dos y tres veces la longitud de las macrodunas y de las barras y es igual en promedio a 8 y 6 anchos del cauce.

El grado de expresividad de los meandros se diferencia por una gran estabilidad a lo largo de los ríos Oca e Irtish y es muy cercano en valor para dichos ríos. Las curvas de desviación del parámetro S_M/λ_e para los ríos indicados prácticamente coinciden (figura 4.42). El parámetro S_M/λ_e varía entre 1,2 y 2 con un valor medio de 1,4. El parámetro (B/b) también indica una gran estabilidad en las formas de los meandros, variando entre 2,5 y 3,2.

Los valores de los ángulos de entrada y salida a los meandros resultaron

bastante cercanos en los ríos estudiados. En tramos independientes variaron entre 40° y 60° con una diferencia máxima a 4° en algunos casos. Para el tramo del río Oca se pudo evaluar la variación de la forma de los meandros en el tiempo superponiendo levantamientos del cauce en 1879, 1926 y 1946 (cuadro 4.11). Se descubrió una estabilidad excepcional de la forma del meandro a pesar de que entre los levantamientos transcurrieron 67 años.

Número de meandros	λ_e/b			S_m/λ_e			α_{ent}			α_{sal}		
	1789	1926	1946	1789	1926	1946	1789	1926	1946	1789	1926	1946
1	7,7	7	7,4	1,02	1,02	1,02	15	15	15	35	35	35
2	—	—	—	1,25	1,25	1,25	78	78	78	82	82	82
3	6,5	6,5	6,5	1,16	1,16	1,16	55	55	55	35	35	35
4	5,5	5,1	4,2	1,02	1,08	1,02	50	45	45	22	25	30
5	7,2	5,2	5,5	1,12	1,3	1,08	35	25	235	50	55	50
6	5	5,1	6,1	1,02	1,08	1,01	30	35	35	25	35	20
7	6	7,1	6,5	1,03	1,09	1,02	20	20	20	25	35	25
8	4,5	6,4	4,4	1,5	1,5	1,2	50	50	52	75	80	80

▲ **Cuadro 4.11** Variación en el tiempo de los parámetros de meandros confinados en un tramo del río Oca.

Las pequeñas variaciones en la forma de los meandros observadas en el tramo del río Oca están relacionadas fundamentalmente con el hecho de que, en el marco de los meandros confinados, se observa un tipo de proceso equivalente a barras laterales a causa del cual el desplazamiento de las barras crea pequeñas variaciones en la línea de la orilla dentro de los límites de cada meandro. Las mayores acumulaciones móviles de sedimentos se reportan en los meandros No. 5 al 8 del cuadro 4.11, en los cuales se observan las mayores diferencias en los mismos parámetros para diferentes años.

La estabilidad de las formas y dimensiones de los meandros confinados da fundamento para considerar que para este tipo de proceso morfológico cualquier tipo de tendencias unidireccionales en el desarrollo del cauce no se observan y él se encuentra generalmente en un estado muy cercano al equilibrio dinámico.

Además de lo anteriormente presentado, se pueden obtener las características de los desplazamientos en planta y de los volúmenes de las deformaciones que ocurren durante el movimiento de los meandros utilizando el sistema de indicadores recomendado para los meandros libres (ver más abajo).

4.7.5 Meandros libres

4.7.5.1 Indicadores básicos

Para caracterizar cuantitativamente las leyes fundamentales de las deformaciones del cauce propias de los meandros libres, se recomiendan los mismos indicadores de los meandros confinados y, además, se introducen algunos complementarios (figura 4.12).

- **La longitud de los meandros, λ_e** es la distancia a lo largo de una recta entre puntos vecinos de quiebre de la línea media de cauce en el meandro. Este indicador muestra la distancia entre dos dunas grandes ubicadas entre un mismo meandro y conserva la ventaja de este indicador propuesto para las barras laterales y meandros confinados. Debido al desarrollo más complejo de las deformaciones del cauce, la longitud de los meandros libres se diferencia por una menor estabilidad a lo largo del río respecto a la distancia de meandros confinados, los cuales se deslizan sin que presenten deformaciones importantes en su forma ni en sus dimensiones. Sin embargo, ya que las deformaciones de meandros libres se expresan como un cambio de giro del cauce alrededor de puntos cercanos a su centro de giro, la ubicación de esos puntos permanece estable y, por lo tanto, la distancia entre ellos a lo largo de una recta (longitud del meandro), se conserva a pesar de que su configuración cambia de manera muy considerable.
- **La longitud relativa del meandro, (λ_e/b)** es la relación entre la longitud y el ancho medio del cauce entre los puntos de cambio de dirección.
- **El grado de desarrollo del meandro, S_M/λ_e** es la relación de la longitud de la línea media del cauce entre los puntos de cambio de giro S_L respecto a la longitud λ .
- **Los ángulos α_{ent} y α_{sal} de entrada y salida** son ángulos formados con la tangente al punto de cambio de dirección y la recta que une los puntos cercanos de cambio de giro que se ubican correspondientemente en la parte inferior y superior del meandro.
- **El ángulo de giro del meandro α** es la suma del ángulo de entrada α_{ent} y el ángulo de salida α_{sal} ($\alpha = \alpha_{entrada} + \alpha_{salida}$).
- **El ángulo de empalme de los meandros (β)** es la diferencia del ángulo de salida del meandro anterior y del ángulo de entrada del meandro de aguas abajo: α_{sal} aguas arriba - α_{ent} aguas abajo. $\beta = \alpha_{sal I} - \alpha_{ent II}$
- **La velocidad angular de giro del meandro** es la variación del ángulo de giro en el tiempo $\Delta\alpha/\Delta T$. Se puede determinar por separado para evaluar la velocidad de giro de la parte superior e inferior del meandro, es decir, se calculan correspondientemente como: $\Delta\alpha_{entrada}/\Delta T$ y $\Delta\alpha_{salida}/\Delta T$.

- **Las áreas de socavación A_s y de deposición A_d de las Orillas** es el área que se encuentra entre dos posiciones, en diferente tiempo, de los bordes de las orillas erosionadas y depositadas del mismo meandro y que tienen, generalmente, forma de media luna.
- **Las longitudes del frente de socavación y deposición L_s y L_d** es la longitud de la línea a lo largo de los bordes de la orilla entre puntos cercanos de intersección con la línea de los bordes de la orilla correspondiente a su ubicación en dos levantamientos o fotos tomadas en diferentes momentos.
- **La velocidad media de desplazamiento en planta del meandro, C_e** se calcula por separado para tramos de socavación y tramos de deposición en las orillas. Es la velocidad de movimiento en planta del frente de socavación (o deposición) durante el período entre dos fotos aéreas (o dos levantamientos) es el valor medio anual que se calcula como la división del área de socavación (o deposición) con respecto a la longitud del frente de socavación (o deposición) en relación con el período entre fotografías aéreas o entre levantamientos topográficos (fórmula 4.14).

$$C_e = \frac{A_s^{(H)}}{L_s^{(H)} T_f} \quad (4.14)$$

T_f - es el valor del período.

- **La velocidad máxima de desplazamiento del meandro, C_{em}** es la mayor distancia entre los frentes de socavación (o deposición) obtenida al superponer fotografías aéreas o levantamientos en diferentes momentos medida de manera perpendicular a la posición inicial del frente de socavación (o deposición) y dividida sobre el período entre las fotos o los levantamientos.
- **El volumen de deformación de las orillas** que corresponde a la socavación V_s o a la deposición V_d , se obtiene como el producto del área de socavación (o de deposición) por la altura de la orilla entre su borde y el valor medio entre las mayores profundidades de la fosa en el tramo del frente de socavación (o deposición). Se calcula durante el período estudiado y también se determina para un año.

Kondrátiev en 1968 obtuvo una expresión analítica de la línea del eje del meandro. Según su concepción, la línea del eje para meandros libres debe poseer las siguientes características:

Está limitada por dos puntos de cambio de dirección y posee una misma curvatura en los límites entre ellos, la cual crece hacia la zona central aunque alcanza su valor máximo no obligatoriamente en su parte media. El ángulo de giro (α) puede cambiar desde cero hasta un valor mayor de dos ángulos rectos. La curva puede ser

asimétrica respecto a la perpendicular a la línea que define la longitud del meandro y que lo divide en dos mitades. La distancia hasta el punto de mayor alejamiento de la línea que define la longitud del meandro (l_m) debe considerarse como un parámetro independiente.

La curva que cumple con estas condiciones se determina con tres parámetros adimensionales: α , $\frac{l_m}{\alpha}$, ε . La ecuación de esta curva en un sistema de coordenadas naturales es la siguiente:

$$\frac{1}{\rho} = -\frac{a}{j_s} \text{sen} \cdot \pi \cdot S_M - \frac{b}{j_s} \text{sen} \cdot 3 \cdot \pi \cdot S_M \quad (4.15)$$

S_M , es la longitud total de la curva entre los puntos de quiebre; j_s , es una variable independiente que expresa en valores relativos la longitud de la curva desde su inicio.

En un sistema de coordenadas cartesianas, considerando la posible asimetría, esta curva queda descrita con las siguientes expresiones paramétricas:

$$y = K \sum_n \text{COS} \gamma_\pi \quad (4.16)$$

$$x = K \sum_n \text{sen} \gamma_\pi + K\varepsilon \sum_n \text{cos} \gamma_\pi \quad (4.17)$$

K - es un parámetro de escala:

$$\gamma_\pi = \left[aA(n \cdot \Delta S) + \frac{\alpha}{2} B(n \cdot \Delta j_s) \right] \quad (4.18)$$

Los valores de las funciones $A(n \cdot \Delta S)$ y $B(n \cdot \Delta j_s)$ se determinan por tabla y el coeficiente se encuentra por medio de tanteos.

4.7.5.2 Relaciones morfométricas e hidromorfométricas básicas

A continuación se consideran algunas leyes morfométricas e hidromorfométricas que se han descubierto como resultado de aplicar los indicadores anteriormente expuestos para meandros libres reuniendo un gran número de datos. Con este propósito se procesó un material cartográfico en 15 tramos de diferentes ríos con caudales medios multianuales entre 200 y 3.000 m³/s.

El procesamiento estadístico de este material permitió llegar a las siguientes conclusiones sobre las relaciones morfométricas e hidromorfométricas que caracterizan a los meandros libres:

1. Los valores de las longitudes de los meandros en tramos que no posean afluentes se caracterizan por una mayor variación respecto a los meandros

confinados. Sobre la longitud del meandro libre ejerce una notable influencia el fenómeno de rompimiento de los meandros, la unión de dos meandros en uno, la subdivisión de meandros en dos o más, etc. Además, para un meandro en particular su longitud resulta suficientemente estable en razón de lo expuesto anteriormente y es un indicador muy útil y acertado para establecer sus relaciones con respecto a las dimensiones del río.

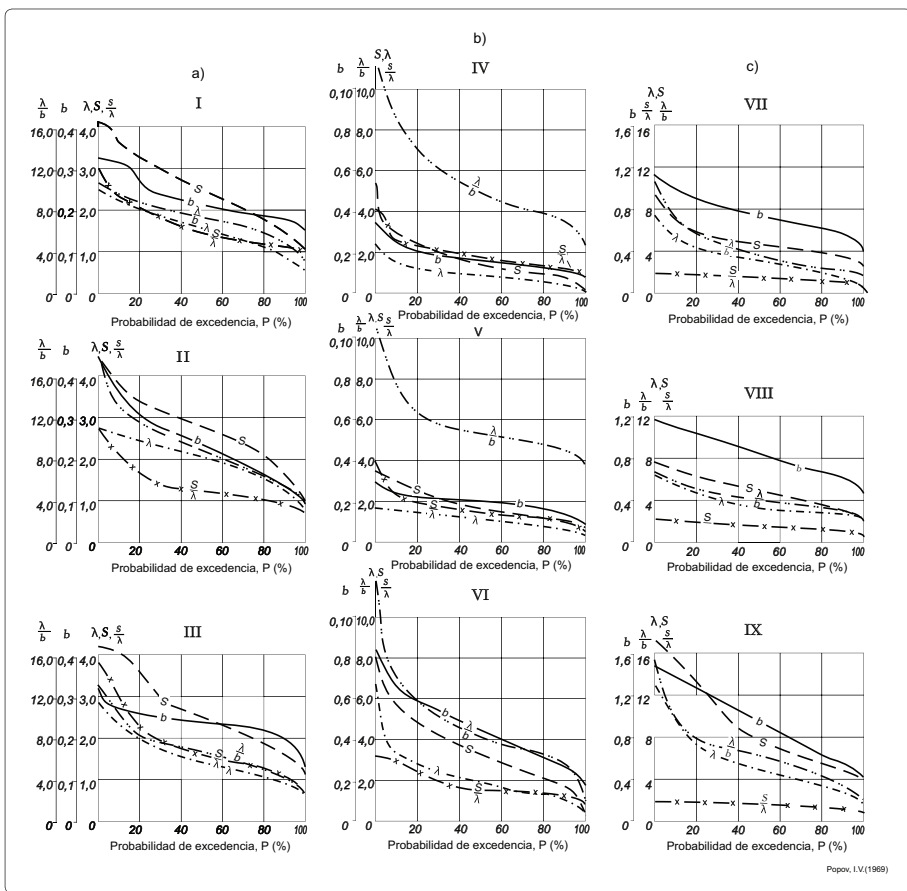
Los coeficientes de variación de las longitudes de los meandros en 15 tramos sin afluentes considerados varían de 0,26 a 0,51 con un valor medio de 0,36. En los tramos de meandros confinados estos coeficientes fueron cercanos a este valor pero en ningún caso fueron superiores a 0,33. Los valores pequeños del coeficiente de variación de las longitudes de los meandros corresponden a los tramos que se encuentran en la etapa inicial de desarrollo como meandros libres, lo cual explica la cercanía en este caso de los coeficientes de variación de las longitudes entre los meandros libres y los meandros confinados.

2. Los casos de desviación significativa de las longitudes de los meandros respecto a los valores medios se encuentran relativamente poco. En promedio estos casos constituyen menos de una cuarta parte de todas las mediciones.

Como se ve en la figura 4.43, los valores muy grandes de longitudes de meandros (la unión de dos bucles cercanos del cauce en uno, etc), tienen lugar entre el 10 y el 18% de todos los casos (un quiebre brusco de las curvas de duración de las longitudes de los meandros en su parte superior). Los valores muy pequeños de estas longitudes (el quiebre de las curvas de duración en su parte inferior), se encuentran entre el 1% y 4% del total de los casos, es decir, con muy poca frecuencia.

3. Las longitudes de los meandros libres resultaron, en general, menores que en los meandros confinados, con valores entre 6 y 11 anchos del río en el 50% de los casos, es decir, muy cercano a las longitudes relativas de las macrodunas y de las barras laterales. Para meandros confinados estos valores estuvieron entre 13 y 14 veces el ancho del cauce.
4. Dentro de los límites de un tramo sin afluentes, los grados de expresividad de los meandros generalmente fueron cercanos, es decir, ellos se encontraron aproximadamente en la misma etapa de desarrollo. Esto queda demostrado por el desarrollo de las curvas de duración del indicador que representa el grado de desarrollo de los meandros. Este desarrollo es cercano al de las curvas de duración de las longitudes del meandro. Los valores de S_M/λ_e están muy por encima del valor medio y se encuentran casi siempre entre el 15% y el 20 % de todos los casos, y, frecuentemente, sólo entre el 10% y el 12% de los casos con una disminución del 2% al 4%.

Lo anterior sirve de fundamento para suponer que la transición de los meandros de una etapa de desarrollo a otra se presenta a lo largo de un deter-



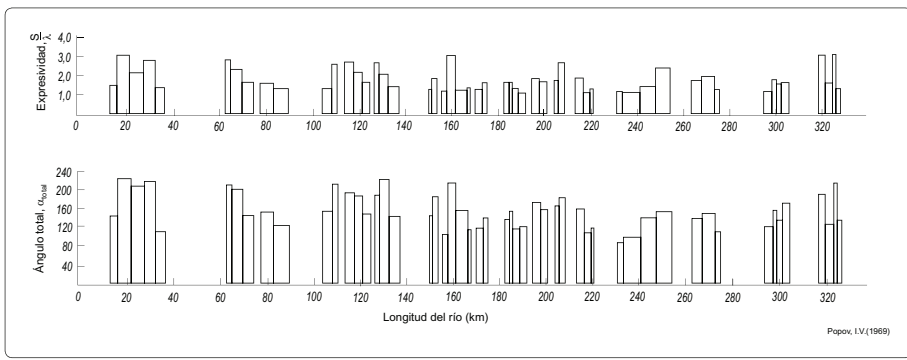
▲ **Figura 4.43** Curvas de duración de los parámetros de los meandros libres y los meandros incipientes en tramos sin afluentes de los ríos Oka, Irtysh y Obi (Rusia). a) Río Oca en tramos de meandros libres: I- río Moscú - río Pronia; $C_v=0,32$; II- río Pronia - río Jushta; $C_v=0,26$; III- río Jushta - río Rubitka; $C_v=0,31$. b) Río Irtysh en los siguientes tramos: IV- lago Zaisan - río kurchum; $C_v=0,46$ - meandros libres; V- río Kurchum - río Narim; $C_v=0,27$ - meandros incipientes; VI- Pablodar - río Uriuta; $C_v=0,51$ - meandros libres. c) Río Obi en tramos de meandros incipientes; VII- Ust-Chariska-Barnaul; $C_v=0,26$; VIII- Barnaul - río Kuchuk; $C_v=0,30$; IX- río Tom - río Chulim; $C_v=0,29$.

minado tramo sin afluentes más o menos simultáneamente. Todo indica que la rectificación de un bucle del cauce con frecuencia induce la aceleración de este proceso en los bucles cercanos.

En el 50 % de los casos en todos los tramos estudiados la longitud real de los meandros (S_M) fue 1,6 veces mayor que su longitud λ_e , con variaciones entre 1,25 y 1,70. Los mayores valores medidos de S_M/λ_e resultaron igual a cuatro, es decir, la longitud real de los meandros resultó cuatro veces igual a la longitud de onda.

5. Cuando se tienen las tendencias generales descritas anteriormente, en el desarrollo de las formas de los meandros se observa un carácter general de agrupación de su distribución a lo largo del río, lo cual se puede ver en un gráfico construido para el río Irtysh (figura 4.44). Este tipo de distribución es también característico para los otros tramos con meandros libres.

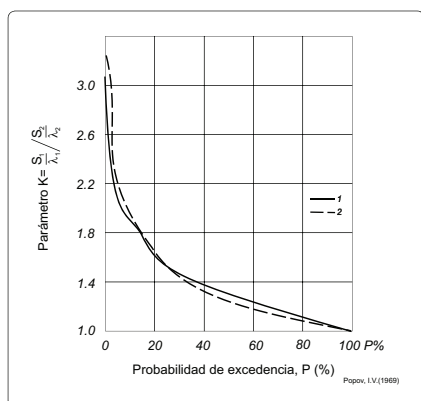
Analizando la figura 4.44 se puede ver que algunos grupos individuales, formados por 3 a 5 meandros, se encuentran en tramos relativamente rectos. La longitud de los tramos rectos es igual a la longitud real de 2 ó 3 meandros vecinos.



▲ **Figura 4.44** Distribución del grado de expresividad de meandros a lo largo del río Irtysh (Rusia).

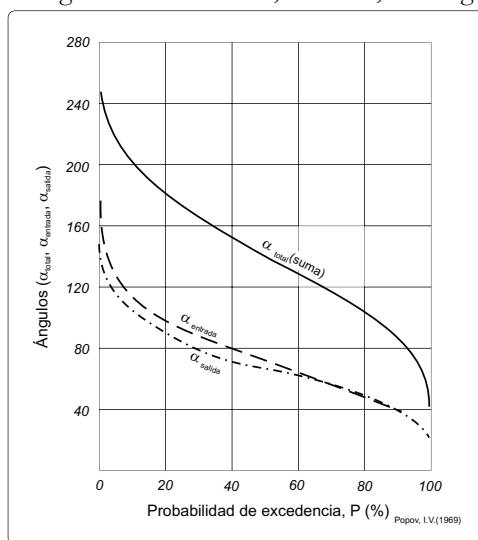
6. No se encontró ninguna diferencia significativa en el grado de expresividad de los meandros que anteceden a aquellos bucles que están configurados de manera más clara y que se encuentran en su salida. Sin embargo, cuando hay una gran diferencia en el desarrollo de los meandros, aquellos que se encuentran al ingreso hacia los bucles bien formados se diferencian menos de él que aquellos meandros que se ubican aguas abajo de este bucle. En el caso en que meandros cercanos se encuentran en una misma etapa de desarrollo, tanto el meandro superior como el inferior no se diferencian mucho del meandro más claramente expresado.

Esto se establece a partir de una comparación del desarrollo de las curvas de distribución del parámetro $K = (S_1/\lambda_1) / (S_2/\lambda_2)$, donde S_1/λ_1 y S_2/λ_2 caracterizan el grado de expresividad de los meandros que se encuentran aguas arriba y aguas abajo de aquel meandro mejor expresado (figura 4.45). Dado que el valor de S_M/λ_i correspondiente a un meandro bien expresado siempre es mayor que K , este último se calcula siempre de tal manera que el numerador de la relación $(S_1/\lambda_1) / (S_2/\lambda_2)$ siempre sea menor que el valor S_M/λ_c . Obsérvese que los valores mayores de K siempre muestran, dentro de un par de meandros cercanos, que uno de ellos se encuentra fuertemente desarrollado, y valores



▲ **Figura 4.45** Curvas de duración del parámetro $K = \frac{S_1/\lambda_1}{S_2/\lambda_2}$ 1. Relación entre un meandro bien expresado y otro menos expresado, ubicado aguas arriba; 2. Lo mismo con meandros aguas abajo.

- con valores extremos hasta de 245° .
8. En las primeras etapas de desarrollo, los meandros libres, lo mismo que los meandros confinados, son simétricos. Lo anterior se observa para $\alpha_{entrada}$ y α_{salida} con valores menores de 60° , es decir, para ángulos de giro menores de 120° (figura 4.46). Para ángulos mayores de 120° el meandro adquiere una configuración asimétrica, es decir, los ángulos de entrada y de salida empiezan a



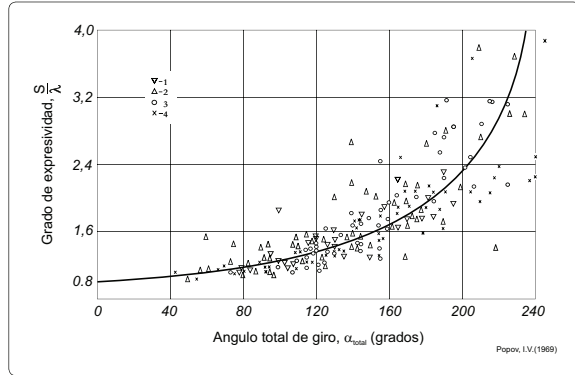
▲ **Figura 4.46** Curvas de duración de los ángulos de entrada y salida en el giro de un meandro.

pequeños de K representan a meandros cercanos en su desarrollo. Luego se diferenciaron los siguientes casos: cuando $S_1/\lambda_1 < S_2/\lambda_2$, es decir, un meandro bien desarrollado continúa después de un meandro peor expresado, y cuando $S_1/\lambda_1 > S_2/\lambda_2$, un meandro bien expresado antecede a uno con menos expresión, y para cada uno de ellos se construyó la curva de duración de los valores correspondientes de K .

7. Los ángulos de giro (α) del meandro se diferencian por una gran variedad respecto a los demás indicadores de los meandros libres. Esto queda mostrado por la forma convexa de las curvas de duración de este indicador. En el 50% de los casos considerados los ángulos de giro fueron de 130°

a diferenciarse significativamente. Esta diferencia es especialmente considerable para ángulos de giro mayores de 200° (con diferencias de más de 15°), y para ángulos de giro mayores de 240° las mayores diferencias entre los ángulos de entrada y de salida fueron de 30° . Los ángulos de entrada generalmente poseen los mayores valores, alcanzando 175° y los ángulos de salida llegaron hasta 170° (figura 4.46). De esta manera, en los ríos investigados la asimetría de los meandros aparece después de cierto grado de desarrollo y aumenta en las etapas finales con la formación de bucles en un estado previo al rompimiento de su cuello.

9. Durante el desarrollo de los meandros la relación entre los ángulos de giro y el indicador S/λ no permanecen constantes (figura 4.47). En esta figura se ve que a medida que aumenta el grado de expresividad de los meandros, la relación entre los ángulos de giro y los indicadores de esta expresividad empeora, especialmente



▲ **Figura 4.47** Relación entre el ángulo de giro de un meandro y el grado de expresividad. 1. Río Obi; 2. Río Oka; 3. Río Irtysh en Pabldar. 4. Río Irtysh en Zaisan.

- después de que los ángulos de giro alcanzan un valor de 180° (quiebre de la curva). Para ángulos de giro mayores de 180° el alargamiento del cauce durante la formación del meandro se presenta de manera más intensa que el aumento de los ángulos, es decir, los meandros empiezan a alargarse fuertemente, adquiriendo con cierta frecuencia una configuración en forma tubular o de dedo.
10. Entre las longitudes de los meandros y los indicadores del tamaño del río (por ejemplo, el caudal medio multianual $\bar{Q}_m$, el ancho del río b y el área de la cuenca A) existe una relación estrecha, que se puede expresar con las siguientes ecuaciones:

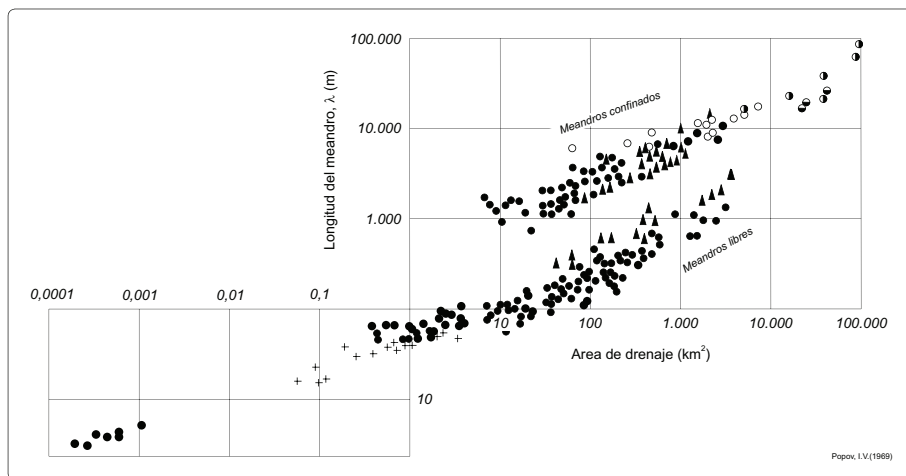
$$\lambda_e = a \bar{Q}_m^m \quad (4.19)$$

$$\lambda_e = a_1 b^{m_1} \quad (4.20)$$

$$\lambda_e = a_2 A^{m_2} \quad (4.21)$$

En la figura 4.48 se da la relación de las longitudes de meandros libres respecto a las áreas de las cuencas según datos de Dury (1954).

Para construir este tipo de relaciones es importante excluir de ellas todos los giros forzados del cauce, es decir, los casos de contorneo del flujo de las laderas del valle y tomar en el cálculo solamente los meandros libres. El uso de datos de curvas forzadas conlleva generalmente al desplazamiento de las curvas a la izquierda, lo cual se ve en la curva de Dury (figura 4.48) y en la curva de Leopold y Wolman (figura 4.49). En este último caso no se realizó una tipificación estricta de los meandros y la curva de la relación $\lambda_e = f(b)$ resultó ubicada a la izquierda de la curva que representa los meandros libres. Es necesario explicar que las relaciones de las longitudes de las macrodunas y

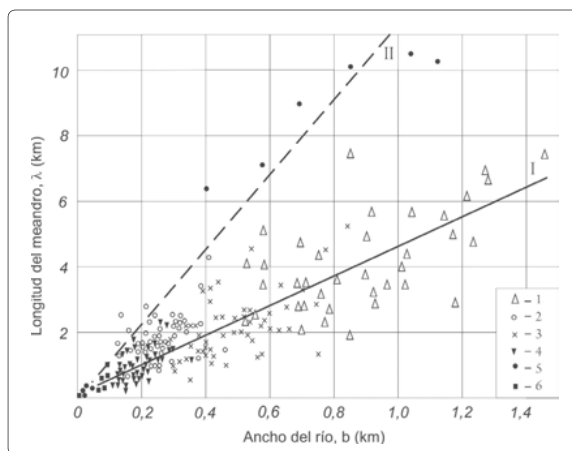


▲ **Figura 4.48** Relación entre la longitud de meandros libres y el área de la cuenca según Dury (1960). Los puntos superiores son giros inducidos.

de las barras laterales lo mismo que de los meandros confinados y libres se encuentran en una misma curva, lo cual confirma, una vez más, el rasgo común de todas estas formaciones morfológicas.

11. No se logró obtener ninguna relación entre el grado de expresividad de los meandros y el ancho del cauce. Solamente se puede decir que al aumentar el grado de desarrollo del meandro, el valor de los anchos del cauce, dentro de cada meandro,

se torna más estable. Es más variable el ancho del cauce en la etapa de rectificación, cuando en los tramos del río se rompe el cuello del bucle. El ancho del cauce resulta aumentado a causa del movimiento intenso de la orilla cóncava, relacionado con una variación grande en la orientación del flujo y un posible retardo en la sedimentación de depósito en la orilla convexa, lo cual se observa generalmente cuando se presenta una carga relativamente baja de sedimentos de fondo.



▲ **Figura 4.49** Relación entre la longitud de meandros y el ancho del río. I- Ríos soviéticos; II- Según Leopold y Wolman, 1. Río Obi; 2. Río Oká; 3. Río Irtish en Pablodar; 4. Río Irtish en Zaisan; 5. Datos de Leopold y Wolman; 6. Longitudes de grandes dunas y barras laterales.

12. En las etapas iniciales de desarrollo de los meandros para valores de S_M/λ_e entre 1,5 y 1,6 existe la tendencia hacia el aumento de la velocidad de deformación de los meandros caracterizada por el valor $\Delta\alpha/\Delta T$, es decir, de la velocidad angular de giro de los meandros.

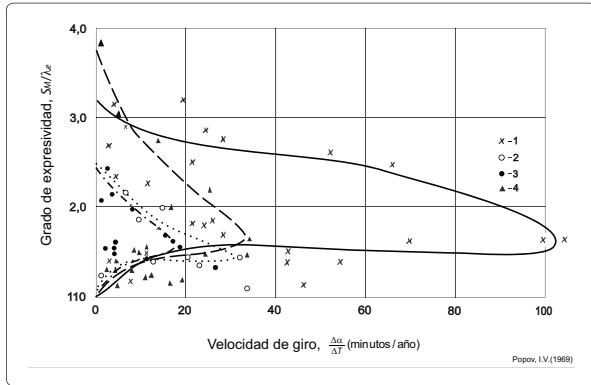
Con un posterior desarrollo del grado de expresividad de los meandros, la velocidad de deformación disminuye gradualmente. Esta ley se puede observar claramente en la figura 4.50, donde se ve que en los cuatro tramos sin afluentes investigados del río Oca y del río Irtysh (1 – 4) los puntos de velocidades de deformación en planta en las etapas iniciales de desarrollo de los meandros se encuentran en una misma curva. Se observan grandes diferencias en las velocidades de las deformaciones de los meandros en etapas posteriores de desarrollo con valores $S_M/\lambda_e > (1,5 \text{ a } 1,6)$.

El aumento de las velocidades de las deformaciones en planta en las etapas iniciales del desarrollo de los meandros libres y de su disminución en las etapas posteriores se confirma con los análisis de las curvas de duración de los ángulos de giro α y el grado de expresividad de los meandros (S_M/λ_e).

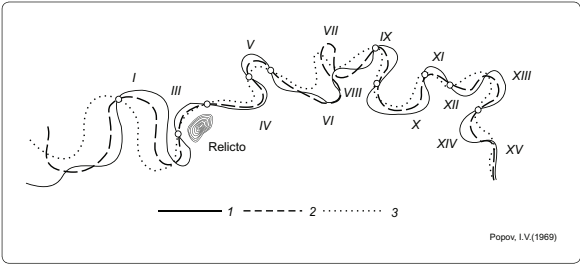
Los meandros con valores pequeños de estos indicadores se encuentran con baja frecuencia (del 1% al 4% del número total de casos). Esto puede estar relacionado, ante todo, con el hecho de que esta etapa de desarrollo del meandro transcurre en un tiempo corto. El hecho de que los bucles del cauce se encuentran con más frecuencia (entre un 15% y 20% de veces), indica que esta etapa de desarrollo del meandro perdura un tiempo mayor. Dado que el proceso de desarrollo de ellos termina con un rompimiento del cuello del bucle, los meandros más frecuentes se encuentran en la etapa media de desarrollo (de 75% al 80% de todos los casos).

La disminución de las velocidades de deformación en la etapa final de desarrollo de los meandros se observa también al comparar las longitudes del río utilizando levantamientos o fotografías aéreas de diferentes años.

En la figura 4.51 se muestran tres posiciones consecutivas del cauce del río Oca realizados a partir de descifrar el relieve de las bancas con fotografías aéreas,



▲ **Figura 4.50** Velocidad de giro de meandros libres en función de su grado de expresividad en ríos de Rusia. 1. Río Irtysh entre Pablodar y Uriiota; 2. Río Oká entre Riazan y río Prona; 3. Río Oká entre Prona y Iushta; 4. Río Oká entre Iushta y Rubietska.



▲ **Figura 4.51** Tres posiciones consecutivas del río Oka (Rusia) en un análisis multitemporal con fotografías aéreas. 1. Posición actual; 2. Posición intermedia; 3. Posición inicial; Con números romanos se muestra el orden de los diferentes meandros. Con círculos se indican los sitios de giro de meandros en forma de S.

posición inicial del cauce hasta la ubicación media, el alargamiento fue de 9 km y en una etapa posterior para pasar de una ubicación media a un desarrollo más curvo, el aumento de longitud fue significativamente menor, con un valor de sólo 5 km, es decir, el tiempo de las deformaciones disminuyó. Al determinar las longitudes de los tramos no se consideraron los bucles rectificados por el rompimiento de sus cuellos.

Las características de los desplazamientos en planta de la orilla dan una idea clara sobre la velocidad de desarrollo de los meandros. En los cuadros 4.12, 4.13 y 4.14 se presentan datos sobre velocidades de deformaciones en planta de los bordes de las orillas erosionables obtenidos al comparar fotografías aéreas de diferentes años. Tal como se desprende de los datos del cuadro 4.12, los mayores movimientos de las orillas cóncavas, a causa de su erosión durante el año dentro de los

Tramo	Movimiento medio m/año		Período de observaciones
	Socavación	Depositación	
1	45	45	1913-52
2	30-40	35-40	1913-52
3	20-30	20-30	1913-52
4	10	10	1913-40
5	70-100	—	1913-40
6	100-260	20-40-440	1913-57
7	10-140	—	—
8	7-40	7-10	1913-40
9	50	—	1954-57
10	23-25	—	1913-60
11	17	50	1913-60
12	10	26	1913-60

▲ **Cuadro 4.12** Movimiento de las orillas del río Volga en algunos tramos aguas abajo de la ciudad de Volgogrado.

es decir, según la ubicación de los depósitos de orilla en la banca o caballones.

Desde su ubicación inicial hasta el estado actual del río éste se alargó en 1,4 veces, de 38 a 52 km, es decir, en 14 km. Sin embargo, este alargamiento se presentó de una manera irregular. En la etapa inicial de desarrollo de la curvatura, es decir, de la

límites de los meandros en los tramos de los ríos con caudales medios multianuales entre 480 y 4.720 m³/s, con meandros libres e incipientes varían entre 6 y 50 m al año, con un valor medio de 17 m al año. No se observó una relación clara entre la velocidad de desplazamiento de los bordes de las orillas y el caudal, dado que el factor fundamental en este caso está constituido por las propiedades del suelo de las orillas y el valor de la pendiente longitudinal de la superficie del agua.

El mayor valor de las variaciones en planta de las orillas a causa de los depósitos, como resultado de la formación de acumulaciones de laderas, en promedio, fue el mismo valor que su movimiento en planta producto de la socavación de las orillas cóncavas, con una distancia media de 18 m al año y desplazamientos extremos entre 5 y 50 m al año.

Los valores medios de movimiento de las orillas en tramos de frente de socavación y depositación son menores que los máximos para estos tramos entre 3 y 5 veces (e incluso, 10 veces), con valores extremos en todos ellos, correspondientemente de 5,3 y 4,8 m/año, con extremos para socavación de 1,2 y 1,6 m al año y para depositación de 1,6 y 21 m al año.

De las cifras mostradas (ver también cuadros 4.13 y 4.14) se ve hasta dónde es importante, al ubicar estructuras en las orillas de los ríos, diferenciar los tramos de socavación y depositación en las orillas y determinar la sección de mayores deformaciones.

13. Además de las investigaciones sobre el desarrollo de las configuraciones en planta de los meandros libres, se establecieron también variaciones de las profundidades de las fosas en el desarrollo de estos meandros. Se descubrió que en muchos casos los meandros conservan una sola fosa hasta las etapas tardías de su desarrollo ($S_M/\lambda_e > 1,5$ y 1,6), lo cual está en total correspondencia con las conclusiones sobre el alargamiento de los meandros libres durante su desarrollo. Para estos casos resulta que la

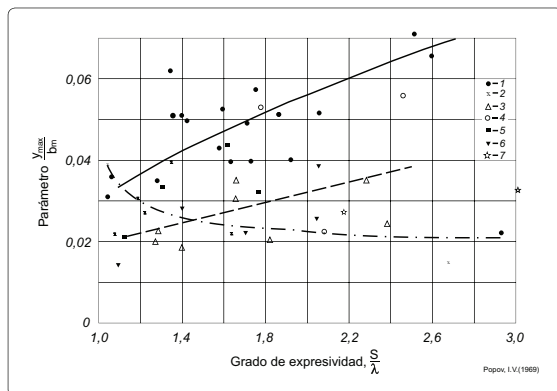
Movimiento de planta m/año	Longitud del tramo con un movimiento dado % de la longitud del río		Cantidad de material que ingresa al flujo por km de orilla, m³
	Río Amur	Río Zen	
Desde 0,5	11	3	Hasta 2000
0,5 – 1,0	23	52	2000 – 10000
1,0 – 3,0	17	12	10000 – 30000
3,0 – 5,0	44	20	30000 – 50000
5	5	13	Hasta 50000

▲ **Cuadro 4.13** Grado de estabilidad de las orillas en ríos: río Amur medio y parte baja del río Zen.

Tramo	Velocidad m/año
Volga 1	40-520
Volga 2	150 (1921)
Volga medio	100
Volga bajo	50
Amur	200-600
Volga 3	11
Volga 4	90
Volga 5	200
Volga 6	170
Volga 7	1000
Volga 8	185
Volga 9	200
Volga 10	110
Rein	270
Dunai	200
Obh	100-900
Oca	50
Visla	100
Daugava	12-60
Dvina	50-250

▲ **Cuadro 4.14** Datos sobre la velocidad de movimiento de las fosas.

profundidad relativa de la fosa $H_{\text{máx}}/b$ aumenta de las etapas iniciales del meandro hacia las etapas más tardías, hasta valores S_M/λ_e cercanos a 3.



▲ **Figura 4.52** Representación de la relación $\frac{y}{b} = f\left(\frac{S}{\lambda}\right)$ para

meandros de diferentes tipos. Meandros Libres: 1. Con una sola fosa; 2. Con dos fosas; 3. Con varias fosas. Meandros confinados: 4. Con una fosa; 5. Con dos fosas; 6. Con varias fosas; 7. Meandros incipientes.

Junto con los anteriores, existen meandros con desarrollos normales, es decir, aquellos que presentan una sub-división de las fosas cuando aparecen las asimetrías. Para meandros que tienen múltiples fosas se descubrió que durante su desarrollo no se presentan variaciones importantes en sus profundidades, que éstas resultan menores que en los meandros con sólo una fosa y que, al aumentar el número de fosas, su profundidad puede disminuir un poco. Digamos, de paso, que en el caso de giros

forzados del cauce la profundidad de la fosa aumenta al elevar la curvatura pero estas mismas profundidades resultan menores que en los meandros libres correspondientes con una sola fosa (figura 4.52).

Respecto a la ubicación de las fosas dentro de los límites de un meandro, se produjeron algunas situaciones nuevas. En el 50% de los casos de meandros con fosa única, ésta se ubica en su parte media (tomándola desde el punto superior de giro). En los meandros con fosas múltiples, las más profundas se pueden encontrar en la parte media, entre los puntos de giro del cauce. En los meandros con dos fosas, la más profunda también se puede encontrar en el punto medio del meandro entre los puntos de giro. En el meandro con dos fosas, la más profunda en el 50% de los casos se ubica en la parte inferior del meandro, aproximadamente a 0,6 de su longitud real, considerándola desde el punto superior de giro (figura 4.53).

Dado que las anteriores conclusiones fueron obtenidas, por el momento, con datos relativamente limitados, ellas deben ser consideradas como tentativas.

4.7.6 Meandros incipientes

- **El grado de incipiencia de los meandros** se puede caracterizar por la relación de la longitud del cauce rectificado $S\pi$ a lo largo de una recta trazada a través de los puntos inicial y final, respecto a la longitud del cauce principal a lo largo de

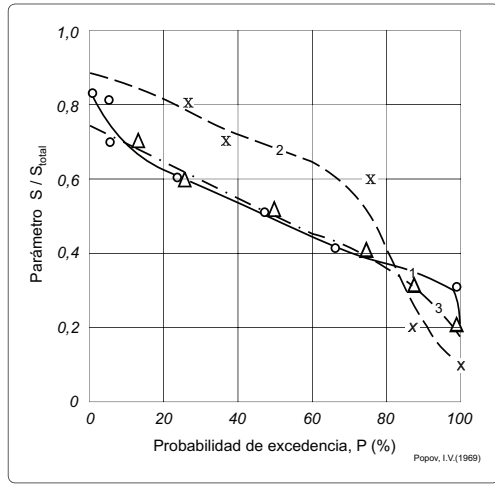
su línea media S_p , es decir, con el indicador $K_p = S_\pi/S_p$.

- **El grado de ahogamiento de la banca** se puede expresar con la relación de la profundidad de ahogamiento de la banca, y_π respecto a la profundidad del cauce con la banca ahogada y_p , es decir, y_π/y_p .

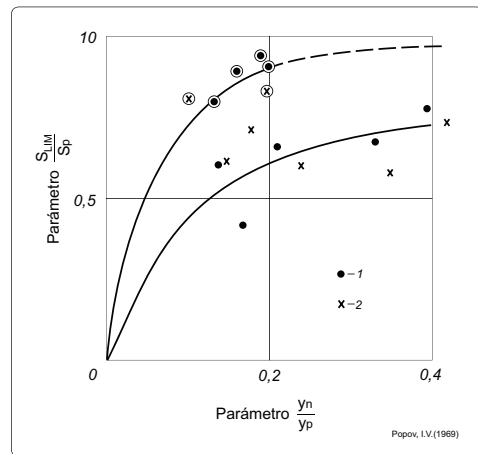
Es fácil ver que para la relación $S_\pi/S_p = 1$, la longitud del cauce rectificado y del cauce principal son cercanas y, por lo tanto, la formación de un cauce rectificado se presenta en la etapa inicial de desarrollo del meandro. Para valores S_π/S_p cercanos a cero, es evidente que la longitud del cauce principal es mucho mayor que la longitud del cauce rectificado y su formación aparece en etapas tardías del desarrollo del meandro.

La disminución de un valor mínimo a cero, claramente muestra la disminución del riesgo a la inundación de la banca. La relación entre estos indicadores (figura 4.54) de los meandros incipientes sugiere que al aumentar el grado de ahogamiento de la banca, la formación de un cauce rectificado es posible en todas las etapas iniciales de desarrollo de los meandros. En este caso, si en el río se presenta una carga suficientemente grande de sedimentos de fondo, el flujo adquiere la posibilidad de construir barras y de formar playas y su agrupación se puede presentar con una susceptibilidad a la inundación mucho menor de la banca comparada con la que se presenta con las primeras barras.

Lo anterior se confirma con la existencia de una curva independiente $S_\pi/S_p = f(y_\pi/y_p)$ mostrada en la (figura 4.54). Cada punto representa el valor medio del indicador de incipencia de los meandros, en un tramo sin afluentes, el cual se determinó con un gran número de mediciones.



▲ **Figura 4.53** Curvas de duración S / S_{total} para medios de una sola fosa (1); de dos fosas (2) y de fosas múltiples (3).



▲ **Figura 4.54** Riesgo de inundación de bancas en función del grado de desarrollo de los meandros.

Más adelante se muestran las conclusiones fundamentales sobre las particularidades de desarrollo de meandros incipientes, obtenidas a partir de un análisis estadístico de indicadores de este proceso, los cuales se toman de la misma forma como en el caso de los meandros libres.

1. Las longitudes de los meandros a lo largo de tramos sin afluentes con meandros incipientes varían menos que en los libres. Así, por ejemplo, si el coeficiente de variación de las longitudes de un meandro está entre 0,26 y 0,51, en los meandros incipientes estos valores cambian entre 0,26 y 0,32. Si para meandros libres la longitud del meandro varía entre 3 y 4 veces, en los meandros incipientes cambia sólo 2 veces.
2. La longitud de los meandros incipientes es mayor que en los meandros libres y se desvían hacia la izquierda en las curvas que relacionan la longitud con las dimensiones del cauce.
3. En la mayoría de los tramos considerados los ángulos de entrada de meandros incipientes fueron mayores que los ángulos de salida, mientras que en los meandros libres, en la mayoría de los casos, los mayores ángulos fueron los de salida.
4. En todos los casos considerados el grado de expresividad del meandro (S_M/λ_c) fue inferior a 1,6 en promedio para los tramos, con un valor medio de 3,95 para meandros individuales.
5. La velocidad de giro de los meandros (velocidad de deformación), disminuye sensiblemente después de que un tramo rectificado se convierte en cauce principal.

4.7.7 Trenzamiento de cauce

Cuando se presentan islotes con el desarrollo de diferentes tipos de procesos morfológicos, tales como el trenzamiento de cauce, se utilizan los indicadores propios de cada tipo. Para caracterizar la propagación de islotes e islas se puede utilizar la relación de sus áreas respecto al área de la superficie del cauce entre los bordes de las orillas en verano y el número de islotes por unidad de longitud.

4.8 RELACIONES ENTRE LOS ELEMENTOS DEL BALANCE DE SEDIMENTOS EN DIFERENTES PROCESOS MORFOLÓGICOS

Para cada tipo de proceso morfológico es característica una relación particular entre los elementos del balance de sedimentos. El balance de sedimentos en promedio de muchos años en un tramo sin afluentes con macrodunas en equilibrio dinámico se comporta de la siguiente manera:

Los sedimentos en suspensión pasan por este tramo en tránsito y su intercambio con los depósitos de fondo es sólo estacional: con el aumento de las crecientes, parte de los sedimentos de fondo pueden entrar en suspensión y cuando declina la creciente, algunos de los sedimentos en suspensión pasan al fondo. De esta forma se presenta una variación estacional en los sedimentos de fondo que hacen parte de las macrodunas. Las bancas en los tramos con macrodunas, como se indicó, generalmente no se presentan, dado que no hay movimientos en planta del cauce y ellas pueden tener lugar sólo como consecuencia de formaciones morfológicas anteriores. Por eso no se tienen fuentes locales de ingreso de sedimentos en el flujo en este tipo de tramos. En estas condiciones, el balance de sedimentos en suspensión se puede representar de la siguiente forma:

$$R'_s = R''_s + \Delta V_p \quad (4.22)$$

R'_s , es el ingreso de sedimentos en suspensión a partir de la sección aguas arriba del tramo; R''_s , es la salida de sedimentos del tramo; ΔV_p , es la diferencia entre los volúmenes de suspensión y sedimentación en el cauce durante el año, la cual se toma algebraicamente.

En los tramos de equilibrio dinámico solamente pueden aparecer fuentes de ingreso de sedimentos de fondo a partir del movimiento de dunas. La ecuación del balance de sedimentos de fondo en un tramo sin afluentes es la siguiente:

$$R'_f = R''_f + \Delta V_p \quad (4.23)$$

R'_f , es la cantidad de sedimentos de fondo que ingresan a partir de la sección de aguas arriba del tramo; R''_f , es la cantidad de sedimentos de fondo que salen del tramo considerado; ΔV_p , es la diferencia entre los volúmenes de suspensión y sedimentación a lo largo del año, que también se toma algebraicamente.

La ecuación total del balance de sedimentos tiene el siguiente aspecto:

$$R'_s + R'_f = R''_s + R''_f \quad (4.24)$$

En las ecuaciones para sedimentos en suspensión y de fondo, en equilibrio dinámico (en un período multianual), el valor ΔV_p debe ser igual a cero. En la ecuación total este valor es igual a cero para todas las condiciones. El valor de los sedimentos en suspensión que se encuentra en la fórmula del balance total puede ser obtenido con mediciones directas. Los sedimentos de fondo pueden ser obtenidos utilizando las fórmulas correspondientes a las barras laterales.

La existencia de tendencias en el desarrollo del cauce tales como socavación o acumulación (degradación o agradación), se expresa en las relaciones entre contenido de sedimentos en suspensión y de fondo que se establece como producto de su intercambio entre el flujo y las macrodunas que se mueven en el fondo. La tendencia al corte (aumento de las velocidades medias), debe producir el incremento relativo de sedimentos en suspensión y la disminución de los depósitos de esta

categoría de sedimentos. En los fenómenos de acumulación es lógico esperar un enriquecimiento del contenido de sedimentos de las dunas con partículas pequeñas en agua relativamente clara.

Así, las tendencias mostradas pueden ser representadas por medio del valor ΔV_p en las ecuaciones anteriores. De manera práctica, la presencia de estas tendencias se puede descubrir de acuerdo con el contenido de sedimentos que forman las dunas. La composición gruesa de sedimentos muestra la tendencia a la degradación y el aumento de sedimentos en suspensión es una tendencia a la acumulación. Con variaciones grandes de las condiciones del flujo en el tiempo o en el espacio, el indicativo morfológico de tránsito hacia la socavación es la aparición de formas más pequeñas y móviles mientras que la tendencia a la acumulación está acompañada de la aparición de barras y grandes dunas.

En aquellos casos cuando las socavaciones se presentan por mucho tiempo y los factores de los procesos morfológicos no muestran variaciones unidireccionales en su desarrollo, los indicios de ellas son la presencia de dunas bien definidas cuyo fondo está por debajo del límite inferior del movimiento de los sedimentos.

Por último, se puede juzgar sobre las tendencias generales en el desarrollo de procesos morfológicos según la configuración del aluvión. El uso de las deformaciones de las macrodunas o de dunas secundarias para evaluar la carga de sedimentos de fondo se realiza con las fórmulas y la metodología mostrada en el numeral dedicado a las macrodunas y a las barras laterales.

En relación con el balance general de sedimentos en tramos con barras laterales resultan válidas las anotaciones hechas para las macrodunas. El balance de sedimentos en un tramo del río con meandros confinados se puede representar de la siguiente forma:

En las macrodunas y las barras laterales todas las transformaciones se concentran en el cauce del río, mientras que los meandros confinados abarcan también las bancas. Por eso, a los componentes del balance de sedimentos que se describieron para los dos tipos iniciales de procesos morfológicos se deben agregar elementos complementarios que consideren las transformaciones de las bancas. En los tramos sin afluentes estos elementos corresponden al ingreso de sedimentos provenientes de la erosión en los albardones de las orillas (V'_δ), el ingreso de sedimentos a partir de la socavación de la superficie de las bancas inundadas (V'_π), el desprendimiento de sedimentos de la erosión de las orillas durante su desplazamiento (V''_δ) y el depósito de sedimentos en la zona interior de la banca (V''_π).

Dado que el espesor del aluvión que forma las bancas tiene dos capas (en la superficie aparece su porción de banca y en la fundación su porción de cauce), entonces los elementos del balance de sedimentos se pueden dividir en sus dos componentes: el ingreso y el desprendimiento de sedimentos en suspensión y el ingreso y desprendimiento de sedimentos de fondo.

Esto da la posibilidad de escribir el balance de manera separada para los sedimentos en suspensión y de fondo. Para sedimentos en suspensión se tiene:

$$R'_s + V'_{\delta(s)} + V'_{\pi(s)} = R''_s + V''_{\delta(s)} + V''_{\pi(s)} + \Delta V_p \quad (4.25)$$

El subíndice (s) denota sedimentos en suspensión. Al considerar el balance en períodos no muy largos; de algunos años, los depósitos de sedimentos en suspensión de tramos recién sedimentados de la orilla se pueden despreciar dado que el espesor de los depósitos se compone básicamente de sedimentos de fondo y los depósitos de material en suspensión no se alcanzan a formar. Además, en condiciones de equilibrio dinámico $\Delta V_p = 0$, entonces la ecuación del balance de sedimentos en suspensión en condiciones de meandros confinados es:

$$R'_s + V'_{\delta(s)} + V'_{\pi(s)} = R''_s + V''_{\pi(s)} \quad (4.26)$$

Para sedimentos de fondo la ecuación del balance para meandros confinados se puede representar de la siguiente forma:

$$R'_f + V'_{\delta(f)} + V'_{\pi(f)} = R'_f + V''_{\delta(f)} + V''_{\pi(f)} \pm \Delta V_p \quad (4.27)$$

El subíndice (f) denota sedimentos de fondo. Dado que $\Delta V_p = 0$, y en condiciones de equilibrio dinámico no se presenta socavación o desprendimiento de sedimentos de las bancas, entonces la ecuación se simplifica:

$$R'_f + V'_{\delta(f)} = R''_f + V''_{\delta(f)} \quad (4.28)$$

La ecuación total con las simplificaciones anteriormente descritas es:

$$(R'_s + R'_f) + (V'_{\delta(s)} + V'_{\sigma(s)}) + V'_{\pi(s)} = (R''_s + R''_f) + (V''_{\delta(f)} + V''_{\pi(f)}) \quad (4.29)$$

Para el cálculo con estas ecuaciones se requiere conocer el volumen de sedimentos en suspensión R'_s , y la determinación de una zona activa de movimiento de sedimentos para evaluar el valor R'_f , por ejemplo, utilizando métodos gráficos como los descritos en el párrafo dedicado a las barras laterales la diferenciación de los volúmenes que ingresan y salen en la erosión de las márgenes ($V'_{\delta(s)}$; $V'_{\delta(f)}$; $V''_{\delta(s)}$; $V''_{\delta(f)}$); a partir de la granulometría de los depósitos en las bancas y las orillas. Para evaluar las socavaciones y depósitos en la superficie de las bancas (V'_{π} ; V''_{π}) se requiere de observaciones especiales sobre la formación de depósitos y de socavaciones en la superficie de las bancas.

Para los meandros libres el transporte de sedimentos en suspensión y de fondo adquiere formas especialmente complejas, ante todo porque junto con el proceso morfológico propiamente dicho se presenta una redistribución de sedimentos en las bancas, por fuera de las deformaciones de las orillas. Por eso es necesario el uso de la ecuación 4.27 y no se puede ignorar ninguno de sus elementos como se hizo en los meandros confinados.

Las particularidades de los componentes del balance de sedimentos para meandros libres son las siguientes: en los volúmenes de socavación de las orillas (V_{δ}) se encuentra también el ingreso de sedimentos de la socavación del aluvión del cauce ($V'_{\delta(f)}$); es decir, de sedimentos de fondo y lo mismo el ingreso de productos de socavación del aluvión de las bancas, formado por sedimentos en suspensión ($V'_{\delta(s)}$). En este caso, el aluvión de las bancas puede ser más de la mitad del volumen total de socavación.

Durante la socavación de la superficie de la banca (V''_{π}) con meandros libres fundamentalmente ingresan al flujo productos de fracciones depositadas en la superficie de las bancas y conformadas por sedimentos en suspensión ($V'_{\pi(s)}$). Sin embargo, cuando existen socavaciones profundas en la banca es posible que ingresen también materiales del aluvión del cauce compuestos por sedimentos de fondo ($V'_{\pi(f)}$).

Debido al considerable ancho que generalmente poseen las bancas en los tramos donde es posible una acumulación de agua, la salida de sedimentos de la banca hacia el cauce puede ser baja. También se debe tener en cuenta que en meandros libres el ingreso de sedimentos por socavación de las bancas frecuentemente tiene un carácter concentrado, con flujos que aparecen durante la caída del nivel en zonas bajas, que se encuentran generalmente en la base de los meandros, en las terrazas y también en las partes destruidas de los jarillones y albardones.

Dado que los meandros libres presentan un desarrollo cíclico que termina con el rompimiento del cuello en los bucles, lo cual produce una rectificación con un aumento de la pendiente longitudinal del cauce y de las velocidades del flujo, es lógico esperar una alternación frecuente de tramos en los cuales prevalece una suspensión de partículas de fondo y tramos en los cuales los sedimentos en suspensión se convierten en sedimentos de fondo. Por eso, la consideración del miembro (ΔV_p) que expresa la diferencia entre los volúmenes de desprendimiento y asentamiento de sedimentos adquiere una importancia especial.

El depósito de sedimentos por fuera de las deformaciones en planta (V''_{π}), evidentemente se produce como consecuencia del desprendimiento del flujo de sedimentos en suspensión. Sin embargo, cuando se tienen bancas muy inundadas y cuando existen grandes albardones cuyo crecimiento conlleva a la activación del flujo en el cauce gracias a su concentración en ese sitio, es posible el desprendimiento de sedimentos de fondo en la banca. Estos desprendimientos generalmente se observan en las orillas cóncavas del cauce. En cuanto a su forma, se trata de barras alargadas de arena que alcanzan centenares de metros de longitud y que penetran hacia la profundidad de la llanura de inundación creando cúmulos secundarios en las bancas que cierran a los albardones antiguos y forman el relieve de las orillas.

Lo anteriormente dicho indica que con meandros libres son posibles las más variadas combinaciones tanto entre los componentes del balance de sedimentos como entre los sedimentos de fondo y de suspensión. Así, por ejemplo, cuando hay un equi-

librio dinámico en el balance de sedimentos de fondo, el balance de sedimentos en suspensión puede presentar diferentes tendencias. Se presentan casos cuando gracias a la amplitud de las bancas aparecen desprendimientos muy grandes de sedimentos en suspensión en la formación de cúmulos sin efectos morfológicos sustanciales.

Las estructuras del balance en los tramos con meandros incipientes queda como en los meandros libres, sin embargo, aparecen ciertas particularidades complementarias en el proceso de distribución de sedimentos. En meandros incipientes tienen un significado especial las componentes que caracterizan la distribución de sedimentos en las bancas y en particular la componente que caracteriza la socavación de la superficie de la banca (V'_{π}) y aumenta la posibilidad de que cuando se socave la banca ingresen al flujo no solamente sedimentos en suspensión sino sedimentos de fondo (de la socavación de la fracción del cauce en el aluvión de las bancas).

Además, al escribir la ecuación del balance de sedimentos con meandros incipientes, se debe considerar en las etapas iniciales de desarrollo del proceso el ingreso de sedimentos de los cauces rectificadas, y en etapas tardías de desarrollo la posibilidad de acumulación de sedimentos en las madrevejas que generalmente se colmatan con ellos. Por eso, en la parte inicial del balance de sedimentos, además del miembro que considera la socavación de la superficie de la banca con las corrientes que aparecen durante su inundación (V'_{π}), se debe introducir un miembro adicional que considere la presencia de una extracción concentrada de sedimentos durante todo el año hacia el cauce principal, en los tramos rectificadas. En la parte de extracción de sedimentos dentro del balance, se debe considerar un elemento adicional que considere la cantidad de sedimentos consumidos en la colmatación de madrevejas.

Para evaluar el ingreso de sedimentos provenientes de los cauces rectificadas se debe tener en cuenta que estos tramos pueden desarrollarse de diferentes maneras. En las etapas iniciales y con grandes longitudes se puede desarrollar con el esquema de meandro libre. A continuación puede aparecer cualquier otro proceso tal como una macroduna, barras laterales o un cauce trenzado con islotes.

En correspondencia con esto, el ingreso de sedimentos de los tramos rectificadas hacia el cauce principal puede variar en el tiempo y el espacio, en función de la distribución de sedimentos en él. En el caso de cauce trenzado con islotes, es necesario utilizar la ecuación total del balance de sedimentos propia de este proceso morfológico y la ecuación para las macrodunas cuando solamente se tienen islotes móviles.

4.9 TRAMOS MORFOLÓGICAMENTE UNIFORMES

4.9.1 Criterios de diferenciación

Si el régimen de caudales, la carga de sedimentos y las condiciones limitantes conservan el mismo carácter en una longitud considerable del río, es lógico esperar que

las mesoformas y macroformas en este tramo sean del mismo tipo. Esto permite seleccionar en los ríos tramos dentro de los cuales las formas del cauce y, por lo tanto, el carácter de los procesos morfológicos no sufran variaciones considerables. Estos tramos pueden ser denominados morfológicamente uniformes y se pueden diferenciar no sólo porque en ellos se desarrollen los mismos procesos morfológicos sino por el hecho de que presenten indicadores semejantes. En este caso sus límites generalmente coinciden con los límites de tramos sin afluentes en el río si los factores limitantes y las fuentes locales de ingreso de sedimentos (por ejemplo, la erosión de las laderas del valle) dentro de ellos no introducen variaciones en el desarrollo de las deformaciones tanto en el cauce como en las bancas. Bajo la influencia de los factores limitantes o bajo la presencia de fuentes locales de ingreso de sedimentos, el desarrollo de las macroformas puede cambiar en los tramos sin afluentes de un río.

De esta manera, al seleccionar los tramos uniformes morfológicamente, conservando las condiciones de homogeneidad no sólo en los tipos de las mesoformas sino en sus dimensiones, el análisis de las formas del cauce se debe realizar, ante todo, en tramos prácticamente sin afluentes y luego buscar diferencias locales de estas formas dentro del río entre los sitios de llegada de los afluentes que cambian sensiblemente los caudales del río estudiado.

Debido a esto, al diferenciar los tramos uniformes después de que se indican los límites que determinan la secuencia de los procesos morfológicos de diferente tipo (formas iguales por su etapa de desarrollo), se deben analizar de manera más detallada las particularidades de los elementos de las macroformas, es decir, los diferentes tipos de depósitos de sedimentos en el cauce, tales como transiciones, playas, barras, elementos del relieve en las bancas, albardones, tipos de islotes, etc. En la mayoría de los casos estos son indicadores confiables de las particularidades de desarrollo de las macroformas de un tipo dado. El análisis de los detalles de composición de las macroformas del cauce se facilita utilizando fotografías aéreas que muestran el cauce del río y el relieve de las bancas.

Siguiendo la descripción de las mesoformas dadas en los párrafos anteriores se pueden diferenciar los tipos fundamentales de tramos uniformes mencionados en el cuadro 4.5. Además de los tipos anteriores, es necesario considerar tramos con deltas externos e internos (inducidos de manera natural o creados artificialmente como resultado de la construcción de embalses).

4.9.2 Diferencias locales de los procesos morfológicos en tramos uniformes

Los procesos morfológicos antes indicados (tramos uniformes morfológicamente) no abarcan todas las mesoformas posibles del cauce que pueden crearse bajo la influencia de factores locales en los procesos morfológicos y consideran sólo las más

comunes en ríos de llanura. Cuando se realiza un análisis detallado de las mesoformas con el fin de dividir tramos uniformes, se pueden considerar las siguientes características de desarrollo de los procesos morfológicos:

- **En las macrodunas** dentro de tramos prácticamente sin afluentes se pueden diferenciar sub-tramos en los cuales se presentan variaciones en la longitud de la macroduna (aumento o disminución), ocasionadas por particularidades locales del flujo en relación con la variación de la curvatura del cauce. En este caso la curvatura es el resultado del contorno de las curvas de nivel del valle, o (cuando se tienen bancas) de caudales diferentes a los actuales y, por lo tanto es una curvatura que sigue formas heredadas.

La variación en la longitud de los meandros puede ser ocasionada también por cambios de las pendientes del río y del diámetro de los depósitos de fondo (por ejemplo, en relación con la presencia de fuentes locales de alimentación que entregan al cauce sedimentos de diferentes diámetros en relación con los que se transportan en los tramos aguas arriba, el lavado de laderas del valle, derrumbes, etc).

- **En las barras laterales**, además de los indicadores mostrados anteriormente, se pueden diferenciar sub-tramos con barras de diferentes formas (alargadas o ensanchadas), con casos particulares de barras agrupadas (ubicadas cerca de la orilla), relacionadas generalmente con particularidades locales del flujo y del transporte de sedimentos de fondo con diferente grado de consolidación de la vegetación en la superficie de la barra.
- **En los meandros confinados** se pueden subdividir sub-tramos con diferente grado de expresividad y de desarrollo de las playas en las orillas cóncavas, con agrupaciones ocasionales, con diversas formas del relieve de la superficie de las bancas envueltas por los meandros (la inclinación general de la banca, diferentes formas sobre su superficie, depósitos, caballones, canales naturales, etc.), con diverso tipo de vegetación formada por pastos, arbustos, etc. Se debe subrayar que en el análisis del cauce y de la banca, especialmente con topografía en pequeña escala, los tramos con meandros confinados no se deben confundir con los casos en que se presenta una curvatura suave creada por contorneos de obstáculos del valle, o con los casos de desarrollo de un meandro libre en etapas iniciales, o de un meandro incipiente. En un meandro confinado (meandro deslizante), la curvatura del cauce generalmente no corresponde con la del valle, lo cual permite diferenciar bastante bien los casos en que la curvatura del cauce está condicionada por la del valle.

En las etapas iniciales de meandros libres y meandros incipientes, los meandros confinados se diferencian en que el ancho total de la banca se aleja poco del ancho de la franja de meandros y el relieve abrupto de su superficie no se desarrolla o no existe. En meandros libres e incipientes este relieve que-

brado de la superficie de la banca está claramente expresado y por sus límites es fácil determinar los contornos externos de las bancas. Además, en ellas siempre se observan huellas de la existencia de meandros en las últimas etapas de desarrollo en forma de abanico y también de madre viejas.

Es importante también considerar en el tramo, la posibilidad de la existencia de formas heredadas del cauce y las bancas. Así, por ejemplo, en la parte superior del río Oca, como se mostró anteriormente, el cauce en una serie de tramos de acuerdo con su configuración en planta recuerda un meandro confinado; sin embargo, en ninguna parte se encontraron huellas de erosión de orillas y, lo más importante, no existe una coincidencia clara de las diferentes formas de depósitos de sedimentos en el cauce con su configuración en planta. Aquí se pueden encontrar barras laterales ubicadas en el cambio de dirección del cauce y en las orillas cóncavas y convexas, lo cual evidencia la movilidad de estas formas, en cualquier caso, mucho mayor que la velocidad de las deformaciones de las orillas. Este indicio permite emitir un concepto sobre la poca movilidad de las orillas del cauce y diferenciar cauces con curvaturas heredadas.

- **En meandros libres** ante todo se pueden diferenciar sub-tramos con diferentes grados de desarrollo del meandro (preponderantes en tramos no menores de 3 a 5 meandros en etapas iniciales de desarrollo y en etapas finales de desarrollo, etc.), sub-tramos con diferentes grados de expresión del relieve abrupto de las bancas, con un número especialmente pequeño o grande de madre viejas, y sub-tramos con formas especiales de los meandros y de las madre viejas (en forma de herradura, de hoz, de medialuna, con diferentes grados de conservación, etc). De acuerdo con la forma de los meandros se pueden distinguir diferentes grados de asimetría en la configuración en planta y puede encontrarse con mayor frecuencia asimetría aguas arriba o aguas abajo (los mayores radios de curvatura están ubicados, correspondientemente, en la parte superior e inferior de los meandros). En algunos tramos se puede observar la tendencia a la subdivisión de meandros del cauce en menores o la unión de pequeños meandros en meandros mucho más grandes. Estos son casos de inconsistencia entre las condiciones actuales del flujo y el transporte de sedimentos del río y, por eso, su aparición es de gran interés.

Las madre viejas en forma de herradura bien expresadas generalmente son signos del rompimiento reciente de los bucles y las que tienen forma de hoz indican que los tramos finales de los bucles ya se han sedimentado.

Se debe considerar la relación entre el ancho de la franja de meandros y el ancho de las bancas. Sobre las particularidades del flujo y, por lo tanto, de las deformaciones del cauce, se puede juzgar a partir de las diferentes frecuencias de los bancos de arena que forman un sistema de abanicos en el desplazamiento del cauce. Como signos de diferenciación de sub-tramos se pueden utilizar

las formas de las playas. Las playas altas y bien desarrolladas reflejan una gran cantidad de sedimentos de fondo transportados por el flujo y condiciones favorables para su deposición. Las playas bien desarrolladas a lo ancho y sin vegetación indican un movimiento intensivo de la orilla cóncava opuesta. El mismo fenómeno se presenta cuando en las playas aparecen colas alargadas en forma de hoz, que se alejan de las orillas. La presencia en una playa de albardones embrionarios en forma de barras alargadas paralelas a una orilla convexa con dunas de arena, refleja una erosión rápida e irregular de la orilla cóncava opuesta. Una vegetación próspera en las playas es muestra de la baja intensidad de las deformaciones del cauce en el desarrollo de los meandros.

Las terminaciones inferiores estrechas de las playas fuertemente desplazadas hacia abajo en el río paralelamente a la línea de la orilla y que llegan, incluso, hasta el siguiente tramo cóncavo de la misma orilla, generalmente indican una carga alta de sedimentos de fondo en ese tramo, con un desarrollo lento de la erosión en las orillas cóncavas.

La ausencia de vegetación en estos bancos indica un transporte de sedimentos de fondo bien desarrollado y su cubrimiento es una señal de un transporte más lento y menos duradero. Un sistema de albardones especialmente bien desarrollado (barras longitudinales altas con sillares profundos entre ellas), indican un transporte alto de sedimentos de fondo y, por lo tanto, condiciones favorables para el movimiento de sedimentos en suspensión.

Un relieve suavemente ondulado da la base para suponer condiciones favorables de depósito de sedimentos en suspensión con la presencia de un aluvión de banca espesa y un transporte pequeño de sedimentos de fondo. La presencia de un gran número de erosiones en los albardones de orilla (huellas de destrucción de los albardones) generalmente indica la variación de las condiciones de paso del agua, por ejemplo, debido al crecimiento de los albardones y la elevación de los niveles del río en crecientes, la destrucción de la coraza o armadura, la disminución de la base de erosión, etc.

También se pueden subdividir tramos con una gran cantidad de formaciones heredadas, relictos o vestigios de formas antiguas. Esto puede mostrar la inestabilidad de los valles y terrazas o la relación del proceso morfológico con los factores que lo limitan. También se deben tener en cuenta los fenómenos de carsticidad en la superficie de las bancas que aceleran los procesos erosivos.

- **En meandros incipientes** los fenómenos indicados anteriormente también pueden servir de base para identificar algunos subtramos. Sin embargo, lo importante es la diferenciación de las etapas de desarrollo del meandro donde pueden aparecer rectificaciones y el grado de estas rectificaciones, la intensidad de las inundaciones en las bancas, las particularidades del desarrollo de

las formaciones morfológicas en el cauce principal en el inicio y el final de las rectificaciones y el tipo de procesos morfológicos en estos tramos rectificadas.

- **En los islotes con cauces trenzados** se debe considerar la variación y el grado de desarrollo de islas e islotes a lo largo del río (el número, las dimensiones, las formas), el crecimiento de vegetación en la superficie, el carácter de las deformaciones en planta y en perfil, la presencia de barras de flujos en meandros y las erosiones de las orillas de las bancas, el ancho de la banca y el carácter del relieve. Se encuentran casos en que durante el deslizamiento de islotes se presenta su agrupación, formando islas, y se desarrolla el proceso de meandros o, al contrario, se presenta un proceso de subdivisión de islotes y aparecen ríos divagantes, etc.
- **En trenzamientos de banca** también se pueden encontrar indicativos morfológicos que dan la base para seleccionar sub-tramos. Se pueden considerar diferentes densidades de los cauces secundarios y tratar de diferenciar las causas de su aparición, los procesos morfológicos desarrollados en ellos, etc.

Al diferenciar tramos uniformes morfológicamente por indicativos externos es necesario tener en cuenta que, para un gran número de factores locales y de su combinación, en los ríos pueden aparecer formas mixtas o transicionales de los procesos morfológicos típicos con diferentes particularidades en las deformaciones del cauce. Por ejemplo, es muy frecuente en los meandros incipientes o en los meandros libres, en la etapa de rectificación (etapa posterior al desprendimiento de los bucles o, incluso, de una serie de bucles) el desarrollo conjunto o simultáneo de macrodunas, barras laterales e, incluso, de islotes con cauces trenzados.

A veces en el río se observa una alternación de grandes formas de diferentes tipos, generalmente por la influencia de factores locales. En este caso se consideran morfológicamente uniformes aquellos tramos que presentan una sucesión regular de macroformas de diferentes tipos. Así, por ejemplo, se pueden considerar uniformes aquellos tramos en los cuales las barras laterales se alternan con meandros separados o cuando los islotes son seguidos de barras laterales o de algún tipo de meandro. Se observan casos de alternación a lo largo del río de grandes formas que se desarrollan según el esquema de meandros libres con tramos de meandros incipientes o confinados. Esto se presenta frecuentemente en ríos con valles amplios cuando el cauce, en tramos de longitud considerable, intercepta un valle transversalmente y luego el río corre recostado a una de las orillas del valle, y luego, de nuevo intercepta el fondo del valle y corre hacia la orilla opuesta, etc. Otra vez se subraya sobre la necesidad de establecer mediante un análisis si las formas que se observan actualmente no son consecuencia de desarrollos anteriores, heredados de procesos antiguos y obsoletos. Al seleccionar tramos uniformes es necesario aclarar las causas de su existencia, tomando en consideración los factores funda-

mentales que dan forma a los cauces, tales como el caudal, la carga de sedimentos y los factores limitantes. Por eso, en los análisis morfológicos es importante contar con datos sobre el régimen de caudales, sobre la carga de sedimentos y sobre las particularidades geológicas de los valles.

Algunos tramos morfológicamente uniformes aparecen bajo la influencia de factores antrópicos. Desde este punto de vista, se deben diferenciar tramos en los cuales el desarrollo de los procesos morfológicos se presenta en zonas de remansos y tramos ubicados aguas abajo de obras hidráulicas (tramos en los cuales se acusa la diferencia en los caudales y en el contenido de sedimentos). De manera especial, es importante tomar en cuenta la incidencia de los afluentes que caen a una determinada zona, dado que la variación de sus bases de erosión en relación con la regulación del caudal conlleva a la creación de nuevas condiciones de alimentación del río principal con sedimentos y, por lo tanto, produce variaciones en los procesos morfológicos tanto en el río principal como en sus afluentes.

En la formación del cauce y bancas influyen los dragados, la construcción de puentes, la extracción de materiales de construcción en los ríos y en las bancas, los trabajos de captación de agua y todo tipo de obras realizadas por el hombre. Parte de ellas influye directamente en el carácter de los procesos morfológicos y otra parte se refleja indirectamente cambiando los caudales y la carga de sedimentos.

Lo anterior indica que es necesario considerar todos los factores mencionados antes de dividir tramos morfológicamente uniformes. De las descripciones anteriores respecto a los tipos de procesos morfológicos, se ve claro que la división de tramos uniformes es posible en etapas tempranas de un proyecto (especialmente en la etapa de factibilidad) ya que ésta se realiza a partir de la información más conocida y de fácil obtención (levantamientos topográficos, fotografías aéreas e imágenes de satélite) que permite analizar con suficiente exactitud, incluso, los elementos de las mesoformas individuales.

CAPÍTULO 5

Pronóstico de las deformaciones del cauce debidas a los procesos morfológicos

Nomenclatura

g	Aceleración de la fuerza de gravedad
h_M	Altura de una macroduna
$h_{Mmáx}$	Altura máxima de una macroduna
B	Ancho de la franja de meandros
T_o	Ancho de la superficie de agua en la parte superior de la sección transversal o ancho entre bordes de un canal
B_{div}	Ancho de la zona de divagación de un río
$B_{con.din}$	Ancho de un río entre los bordes de un cauce rectificado que se encuentra en equilibrio
S_f	Ancho de un río entre los bordes de un cauce rectificado
b	Ancho del cauce de verano de un río
B_c	Ancho del cauce en el sitio de mayor curvatura de un meandro
B_r	Ancho del cauce entre bordes en los tramos rectos entre meandros
B	Ancho medio de la franja de meandros
$\overline{B}$	Ancho medio del cauce de un río
ent	Ángulo de entrada de un meandro
$(\Phi)_{saT}$	Ángulo de fricción interna de un suelo saturado
α	Ángulo de giro de un meandro
α_{sal}	Ángulo de salida de un meandro

α	Ángulo medio de giro de un meandro
A_O	Área de la sección transversal bajo un puente antes de la socavación
A_p	Área de la sección transversal bajo un puente después de la socavación
A_{SOC}	Área de socavación
q	Caudal unitario (caudal por unidad de ancho)
q_{TC}	Carga unitaria media de sedimentos de fondo en un tramo curvo
q_{Tr}	Carga unitaria media de sedimentos de fondo en un tramo recto
Q_{rec}	Caudal en el tramo rectificado de un meandro incipiente
Q_{min}	Caudal en un meandro incipiente
q_{con}	Caudal unitario en la sección contraída de un puente
Ku_n	Coefficiente de disminución de la erosión
K_e	Coefficiente de la velocidad de desarrollo de un meandro
n	Coefficiente de Manning
$PNat$	Coefficiente de socavación natural de un cauce trenzado en un puente
P_{Real}	Coefficiente de socavación real bajo un puente, sujeto a normas
P_S	Coefficiente de socavación
τ	Coefficiente empírico en el cálculo de la máxima profundidad del tramo curvo de un río
R_i	Coefficiente en la fórmula de Znamienska
β	Coefficiente que depende del período de retorno de la creciente de diseño
$Q_{1\%}$	Creciente con una probabilidad de excedencia del 1%, es decir, con un período de retorno de 100 años
d_{or}	Desplazamiento de la línea de orilla
ΔB_{com}	Desplazamiento de la orilla cóncava
$d_{máx}$	Diámetro máximo de los sedimentos
d_{mp}	Diámetro medio ponderado de los sedimentos del lecho
T_M	Duración del traslado del cauce de verano desde un estribo de un puente hasta el estribo opuesto
T_i	Edad en años de un determinado árbol
X	Exponente de reducción de la velocidad
K_i	Fracción de la longitud de un meandro
m_c	Inclinación del talud de una margen cóncava
λ_M	Longitud de una macroduna
L_{er}	Longitud de las orillas erosionadas
λ_e	Longitud de un meandro
λ_π	Longitud de una barra lateral
S_{min}	Longitud del eje a lo largo de un meandro incipiente

S_{rec}	Longitud del eje a lo largo del tramo rectilíneo de un meandro incipiente
S_e	Longitud del eje de un río a lo largo de un meandro
L_p	Luz de un puente
$Y_{Kc.máx}$	Máxima profundidad de la fosa en un determinado meandro
$Y_{máx.t}$	Máxima profundidad del flujo en una determinada sección de un meandro
ρ_3	Menor radio de curvatura de una elipse
N_a	Número de árboles en un determinado tramo de un río
N	Número de datos de una serie
m	Número de orden de cada uno de los elementos de una serie
Y_{est}	Parámetro de estabilidad de Rzhanitsin
Y_G	Parámetro de la ecuación de Lishtvan
a_G	Parámetro de la ecuación de Lishtvan
K'_τ	Parámetro en la ecuación de Altunin para una condición pronosticada
K''_τ	Parámetro en la ecuación de Altunin para una condición actual
E'_e	Parámetro en la ecuación de Altunin para una condición actual
E''_e	Parámetro en la ecuación de Altunin para una condición actual
K_τ	Parámetro en la ecuación de Aaltunin
E_e	Parámetro en la ecuación de Altunin
$S_{f.din}$	Pendiente de la línea de energía de un cauce que se encuentra en equilibrio dinámico
S_f	Pendiente de la línea de energía
S_w	Pendiente longitudinal de la superficie del agua de un río
S_o	Pendiente longitudinal del cauce de un río (del fondo)
T_f	Período o lapso de tiempo entre dos fotografías aéreas
γ_o	Peso específico de un suelo en estado natural
T_p	Plazo, en años, de un determinado pronóstico
P	Probabilidad de excedencia
Y_{cre}	Profundidad del agua con la creciente de diseño
Y_O	Profundidad del flujo bajo un puente antes de la socavación
Y_p	Profundidad del flujo bajo un puente después de la socavación
ρ_3	Probabilidad empírica de excedencia
$Y_{máx.soc}$	Profundidad máxima de un cauce después de la máxima socavación
$Y_{máx}$	Profundidad máxima de un cauce
$Y_{Mmáx}$	Profundidad máxima del flujo al paso de una duna con el fondo más bajo
$Y_{kc.máx}$	Profundidad máxima del flujo en la fosa de un meandro
$Y_{máx. prob}$	Profundidad máxima probable de un cauce divagante

$Y_{m\acute{a}x.soc.calc}$	Profundidad máxima probable de un cauce divagante
$Y'_{m\acute{a}x}$	Profundidad máxima pronosticada en la sección transversal de un río
$\bar{Y}_C$	Profundidad media actual de la sección transversal de un río en el sitio de mayor deformación en planta
$Y_{m.a}$	Profundidad media de las crestas (transiciones) que limitan un meandro dado
Y_{pO}	Profundidad media del flujo antes de la socavación
Y_s	Profundidad media del flujo después de la socavación
$\bar{Y}_{kc}$	Profundidad media del flujo de la fosa en la orilla cóncava
$\bar{Y}_{tr}$	Profundidad media del flujo en la transición (cresta) de una curva
$\bar{y}$	Profundidad media del flujo en un cauce
$\bar{Y}_{kcc}$	Profundidad media en creciente en el tramo curvo de un río
$\bar{Y}_{trc}$	Profundidad media en creciente en un tramo recto de un río
$\bar{Y}'_c$	Profundidad media pronosticada de la sección transversal de un río en el sitio de mayor deformación en planta
$\bar{R}_c$	Radio medio de curvatura de un meandro
$b\eth$	Semieje mayor de una elipse
$a\eth$	Semieje menor de una elipse
$Y_{p\%}$	Sobreelevación de diseño de la superficie del agua con una probabilidad dada
$P\tau$	Sumatoria de los coeficientes de socavación
mo	Tangente del ángulo de fricción interna en la orilla cóncava
T_{dis}	Tiempo de diseño
$U_{u.kc}$	Velocidad de umbral (no erosiva) en la fosa de una curva
$U_{u.tr}$	Velocidad de umbral (no erosiva) en la transición (cresta) de una curva
U_U	Velocidad de umbral (velocidad no erosiva) respecto al material del cauce y para la profundidad media, correspondiente al nivel de diseño
U_p	Velocidad del flujo en el cauce principal con la creciente de diseño
U_{din}	Velocidad dinámica igual a la velocidad del flujo cuando se suspende la socavación. Se denomina también velocidad de equilibrio dinámico
$\bar{C}_e$	Velocidad media de desplazamiento de un meandro
$\bar{C}_p$	Velocidad media de desplazamiento de una barra lateral
$\bar{C}_M$	Velocidad media de desplazamiento de una macroduna
$\bar{C}_{or}$	Velocidad media de movimiento de la línea de orilla en un río
U_{Kc}	Velocidad media del flujo en la fosa de una curva
U_{tr}	Velocidad media del flujo en la transición (cresta) de una curva
V_{bm}	Velocidad media del flujo en la vertical con profundidad
$\bar{U}$	Velocidad media del flujo
V_G	Volumen del suelo erosionado en la margen cóncava, por metro lineal

PRESENTACIÓN

Este capítulo se ha concebido como una continuación del capítulo cuatro en razón de que está dedicado a la predicción de los cambios que se pueden presentar en las mesoformas y macroformas, es decir, las transformaciones que sufren los procesos morfológicos con el tiempo. En buena medida este tema está relacionado con lo expuesto en los capítulos dos y tres, por lo cual se puede considerar como una culminación de los aspectos relacionados con la estabilidad de los cauces y su relación con los fenómenos de remoción, transporte y deposición de sedimentos que conducen a su reorganización que origina nuevas configuraciones y formas con profundas implicaciones en las condiciones de emplazamiento de diversas estructuras hidráulicas como puentes, pasos subfluviales, captaciones, presas de derivación, estaciones de medición, protecciones, jarillones, espigones, etc.

Para un mayor aprovechamiento de lo expuesto es deseable que el lector posea un mínimo entrenamiento en labores de fotointerpretación y/o análisis de imágenes de satélite, complementadas con la elaboración de anaglifos en tercera dimensión o herramientas similares.

5.1 CARÁCTER DE LOS PRONÓSTICOS

La configuración en planta del cauce principal, los perfiles de la sección transversal y las bancas levantados durante los trabajos topográficos cambian en la vida útil de puentes debido a los procesos morfológicos. De esta manera, las estructuras sobre un río deben operar en condiciones muy diferentes a las reportadas en los planos originales de los diseños.

Los métodos de modelación matemática disponibles a partir de la ecuación de Exner o similares, debido a la complejidad de la estructura cinemática de las corrientes de un río con cauces inestables, producen resultados de confiabilidad relativa y se utilizan, generalmente, para determinar deformaciones o cambios locales. Por otro lado, el pronóstico de las deformaciones del cauce a lo largo del tiempo en tramos de longitud considerable se puede realizar sólo a través de la génesis de las formas del cauce que encuentra el ingeniero al seleccionar un ponedero o el emplazamiento de una estructura hidráulica. Esta es la mejor manera de analizar las deformaciones de un cauce que ofrece perspectivas, dada la variabilidad en el tiempo de estas formas y sus deformaciones. El gran número de modelos matemáticos existentes se pueden utilizar de acuerdo con lo indicado en el capítulo tres del presente texto de manera simultánea o complementaria.

El agua lluvia y el viento producen la denudación o erosión de las laderas en las cuencas de los ríos y transporta hacia los cauces los sólidos producidos por el intemperismo o meteorización de las rocas. Estos productos, en forma de partículas

minerales discretas, al llegar a la red fluvial forman los sedimentos que son arrastrados por la corriente del nacimiento hasta los deltas de los ríos. Estos sedimentos se depositan y luego son desprendidos, cambian de tamaño y, finalmente, terminan su camino en los grandes depósitos que actúan como base de erosión de un sistema fluvial dado. Por lo tanto, el flujo tiene una fase líquida y otra sólida.

Usualmente los sedimentos se dividen en material de fondo y en suspensión, haciendo la salvedad de que, de acuerdo con el estado del flujo, una determinada partícula puede experimentar cualquiera de los dos modos de transporte. En términos de concentración (kg/m^3), la mayor cantidad de sedimentos se encuentra cerca del fondo y la menor a cierta altura, denominada “techo de sedimentación”. El mecanismo de suspensión está relacionado con la turbulencia del flujo: cuando la velocidad en el fondo es superior a la velocidad no erosiva (velocidad de umbral), sobre la partícula en movimiento actúan fuerzas de sustentación oscilantes (pulsantes) cuyo aumento produce un ingreso masivo de sólidos a la corriente principal. Al cambiar el campo de velocidades del flujo varía la concentración de sedimentos y se inicia un intercambio entre sólidos en suspensión y sólidos de fondo. La máxima cantidad de sedimentos que un flujo en un determinado estado puede arrastrar se denomina capacidad de transporte. Utilizando este concepto, V. N. Gonchárov divide los sedimentos de un río en formadores del lecho y sedimentos externos al lecho (activos y pasivos).

Si a una determinada sección ingresa una carga de sedimentos, G , menor que su capacidad de transporte, G_T , entonces el flujo socava el lecho; en caso contrario se presenta una acumulación. En condiciones naturales, donde las características hidráulicas y el ingreso de sedimentos no están sincronizados, la situación cambia de acuerdo con las fases hidrológicas (invierno y verano), casi siempre $G \neq G_T$ lo cual produce inevitablemente agradaciones y degradaciones periódicas del lecho. El tamaño de los sedimentos socavados o depositados corresponde al de los sedimentos del lecho. Las partículas menores no son activas, dado que no participan en la formación del lecho o en las deformaciones del cauce. Sin embargo, esta división también es convencional y relativa puesto que son posibles los intercambios entre partículas activas y pasivas y, además, las partículas finas (pasivas) participan en la formación de las bancas y de los albardones en las orillas, los cuales interactúan con el cauce.

En ríos con velocidades superiores a las de umbral los sedimentos de fondo se mueven generalmente en forma de dunas. Las partículas que se mueven sobre una duna pasan por su cresta y caen en una zona de vórtices en el fondo (figura 5.1.c) donde se detienen. Los sedimentos acumulados en esta zona de nuevo se mueven cuando la duna se traslada longitudinalmente.

Como se sabe, los procesos morfológicos consisten en variaciones permanentes en la morfología del cauce de un río y sus bancas, como resultado de la interacción del flujo, los sedimentos y el cauce. Las agradaciones y degradaciones del lecho ocasio-

nadas por la desigualdad $G \neq G_T$ son procesos reversibles, dentro de los cuales se pueden presentar procesos irreversibles lentos de carácter acumulativo o erosivo tales como la degradación del perfil de un cauce de montaña o la aggradación en los deltas de los ríos.

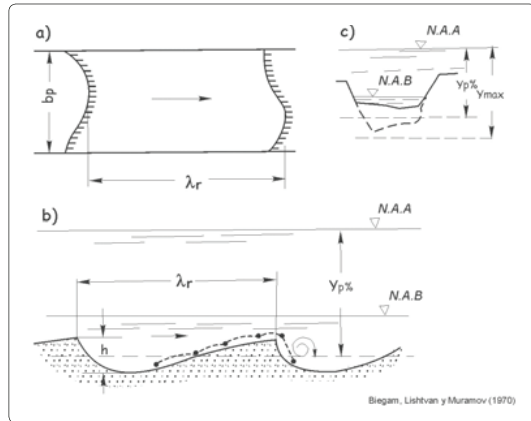
Después de V.M. Lojtin (1898) y Fargue (1908), con los trabajos de I.V. Popón y N.E. Kondráthiev, se creó la teoría hidrólogo-morfológica de los procesos morfológicos de acuerdo con la cual las formaciones del lecho se dividen en microformas, mesoformas y macroformas. Las

primeras están representadas por pequeñas dunas, rizos, ondas estacionarias y antidunas con dimensiones bastante menores que las del cauce, las cuales determinan la resistencia hidráulica o rugosidad del lecho; su variación está ligada a los cambios hidráulicos del flujo y representan la carga de sedimentos de fondo. Las mesoformas son macrodunas, barras laterales, islotes, islas, meandros, etc., comparables a las dimensiones del cauce y cuyo movimiento determina la configuración del lecho; sin embargo, con las variaciones en la hidráulica del flujo ellas sólo varían parcialmente su forma, es decir, se trata de formaciones morfológicas relativamente estables. Por último, las macroformas, son el conjunto completo e integrado de las mesoformas en un determinado tramo considerable, con formaciones que incluyen el cauce y las bermas de un río y reflejan todos los procesos morfológicos lo mismo que las particularidades del flujo.

La composición, la magnitud y las particularidades de las deformaciones en las macroformas determinan, ante todo, el régimen en el caudal líquido y sólido, el relieve y la composición geológica de la cuenca y del valle del río, lo mismo que las bases de erosión local.

La combinación de los factores anotados produce unos procesos morfológicos bien definidos. Hasta el momento se han diferenciado siete tipos de procesos morfológicos cada uno de los cuales se caracteriza por unas deformaciones particulares del cauce y las bancas (capítulo cuatro).

El proceso morfológico más sencillo está formado por las macrodunas, las cuales son solitarias y ocupan todo el ancho del cauce. Al aumentar la carga de sedimentos de fondo estas se pueden transformar en barras laterales, ubicadas a lado y lado del río de manera alternada. En estos dos casos, las deformaciones en



▲ **Figura 5.1** Grandes dunas en un cauce aluvial. a) Planta; b) Perfil longitudinal a lo largo de la Vaguada (Thalweg); c) Secciones transversales en la cresta (línea continua) y en la sima (línea a trazos) de una gran duna; N.A.A - Nivel de aguas altas; N.A.B. - Nivel de aguas bajas.

planta del cauce y las bancas no son considerables. Cuando la corriente se recarga de sedimentos de fondo aparecen islotes formados por dunas aplanadas y desordenadas a todo lo ancho de la sección que crean en el cauce de verano un gran número de brazos.

Con una determinada combinación de factores naturales (presencia de laderas no erosionables en un valle estrecho con pequeñas velocidades de traslación de bancos de arena, etc.), las barras laterales se pueden convertir en meandros confinados cuando ellas se transforman en bancos separados y rodeados por corrientes que forman curvas. Los meandros formados de esta manera prácticamente no varían su forma y dimensiones durante sus desplazamientos longitudinales.

Cuando la combinación de factores naturales es diferente (presencia de un valle ancho, un contenido alto de sedimentos en suspensión, etc.), los procesos morfológicos se complican aún más produciendo meandros libres. Se caracterizan por grandes deformaciones en planta con curvaturas que cumplen un determinado ciclo de desarrollo: las orillas cóncavas de los meandros superior e inferior se acercan, el cuello formado entre ellas finalmente se rompe y todo el ciclo se repite de nuevo.

La inundación profunda y frecuente de las bancas conduce a la terminación de los meandros en una etapa temprana de su desarrollo debido a un proceso natural de rectificación, es decir, se crean meandros incipientes.

El último tipo de proceso morfológico se conoce como trenzamiento de bancas o bancas trenzadas y es el producto de la transformación de los meandros incipientes: como resultado de múltiples rectificaciones naturales en las bancas se forman brazos de longitud considerable que operan en verano.

Como se dijo, cada tipo de proceso morfológico depende de la combinación de diferentes factores naturales (régimen de caudales líquidos y sólidos, composición topográfica (relieve) y geológica del valle, etc.). Si las condiciones naturales cambian también varía el tipo de proceso morfológico. Estos cambios se presentan a lo largo del río y en un mismo tramo.

La tipificación de los procesos morfológicos facilita las investigaciones de campo al seleccionar un ponteadero o la ubicación de cualquier obra hidráulica en el río, dado que con fotografías aéreas o imágenes de satélite se puede establecer de manera relativamente fácil el tipo de proceso morfológico que se desarrolla en un determinado tramo y efectuar un pronóstico cualitativo de las deformaciones futuras del cauce en él.

Para efectuar un pronóstico cuantitativo se requiere un incremento no muy grande de los trabajos topográficos que normalmente se realizan en los diseños y la disponibilidad de fotografías aéreas de diferentes fechas. La comparación de estas fotografías (análisis multitemporal) es un buen método para determinar la intensidad de los procesos morfológicos y es la base para los cálculos de tipo predictivo en lo que se refiere a las deformaciones del cauce. Con este propósito las encuestas

sistemáticas resultan de gran utilidad. Los pescadores, los trabajadores del campo, los tripulantes de lanchas y otras embarcaciones conocen bien los cambios de los ríos en épocas de invierno y de verano.

5.2 MACRODUNAS

Los ríos con macrodunas (figura 5.1) presentan las siguientes características: el cauce posee una sinuosidad suave (el coeficiente de sinuosidad es inferior a 1,2), los codos del río coinciden con las curvas del valle, las laderas no acusan huellas de erosión y son relativamente estables, el lecho es arenoso. En verano se ven claramente grandes dunas de arena que ocupan todo el ancho de la sección. La ubicación de las crestas de las macrodunas aparece claramente en las fotografías aéreas. Las bancas son pequeñas, uniformes, sin afluentes o madre viejas o no existen.

Este proceso morfológico se caracteriza por los siguientes parámetros (numeral 4.7.2) cuyos valores deben ser obtenidos con levantamientos topográficos:

λ_M , Longitud de la macroduna, es la distancia entre crestas de dunas vecinas; λ_M/b , Longitud relativa: relación entre la longitud y el ancho del cauce en verano; h_M - Altura de la macroduna: Distancia vertical entre la cresta y el fondo. Se determina para cada macroduna en el punto de mayor profundidad del agua.

La longitud relativa de la macroduna es un valor bastante estable que generalmente está entre 6 y 8. La altura de la macroduna varía considerablemente. Las alturas más frecuentes están entre 1,5 y 2,0 m, pero pueden alcanzar hasta 3,0 m y más. Como consecuencia de lo anterior, la cota del lecho bajo un puente o en cualquier sitio, en general, con este proceso morfológico puede variar de manera importante dependiendo de la ubicación de la macroduna.

Con el fin de establecer correctamente la cota de fondo de diseño al calcular la socavación es necesario analizar primero la velocidad de movimiento de las dunas. Al respecto, la experiencia muestra que esta velocidad está entre 200 y 300 m al año. Según Exner, se calcula de la siguiente manera:

$$\bar{C}_M = \frac{\varepsilon_3 q}{\bar{y}^2} \quad (5.1)$$

$\bar{C}_M$ - es velocidad media de la duna; ε_3 - es un parámetro de erosión; q - es el caudal unitario; caudal unitario $\bar{y}$ - es la profundidad media del agua.

Según N.A. Rzhanitsin, la velocidad de las macrodunas es una función directa no lineal de la velocidad del flujo y su profundidad. De manera orientativa, se puede utilizar la fórmula:

$$\frac{\bar{C}_M}{\bar{U}} = 0,019 \frac{\bar{U}^2}{g\bar{y}} - 0,029 \frac{gd_{mp}}{\bar{U}^2} \quad (5.2)$$

$\bar{C}_M$, $\bar{U}$ - son las velocidades medias de la duna y del flujo, respectivamente, m/s; $\bar{y}$ - es la profundidad media del flujo, m; g - es la aceleración de la fuerza de gravedad, m/s²; d_{mp} - es el diámetro medio de los sedimentos del lecho.

Los cálculos con esta fórmula muestran que para $\bar{U} = 1,5$ m/s; $\bar{y} = 4$ m; $d_{mp} = 0,002$ m, la relación $\frac{\bar{C}_M}{\bar{U}} \approx 1 : 1.000$. Esta relación puede ser menor. Lievi ha reportado velocidades de macrodunas entre 5 y 25 m/día.

Las mayores velocidades de las macrodunas se presentan durante crecientes, lo mismo que las máximas alturas. En verano el movimiento se desacelera pero, con cierta frecuencia, sobre las macrodunas (mesoformas) se mueven dunas pequeñas (microformas), las cuales, al caer al fondo aumentan (en verano) el tamaño del talud inferior de las macrodunas.

Considerando la velocidad de las macrodunas, durante la vida útil de un puente o cualquier otra estructura hidráulica se presentan diferentes situaciones. Por eso, en los cálculos se debe disponer de la sección del río cuando está pasando la cresta (cuando el coeficiente de socavación es máximo y la profundidad antes de la socavación es mínima) y la sección cuando está pasando el fondo (cuando el coeficiente de socavación es mínimo y la profundidad antes de la socavación es máxima).

En el cálculo de la socavación general según el hidrograma de la creciente, la situación más crítica se presenta cuando está pasando el fondo (sima) de la macroduna bajo el puente o bajo cualquier estructura considerada.

Es posible encontrar posiciones extremas del fondo del cauce como las mostradas en la figura 5.1c. Para construir las dos secciones del puente es necesario disponer de la planta del cauce con curvas de nivel a una distancia no menor a $3\lambda_M$ con el fin de seleccionar la cresta más alta y el fondo más bajo. Es recomendable efectuar los levantamientos topográficos después de una creciente, dado que en ese momento se alcanzan las mayores alturas de las dunas. Las dos secciones mencionadas se unen según la línea media del cauce de verano (thalweg).

Las deformaciones en planta de las márgenes con este proceso morfológico se presentan de una manera muy lenta o, en general no se presentan. Por lo anterior, éstas no se consideran en el diseño de puentes para este caso. Para calcular la socavación local en pilas es necesario conocer la máxima profundidad en el fondo de la macroduna que puede formarse con la creciente de diseño.

Para calcular la altura de la macroduna con una determinada probabilidad de excedencia (período de retorno) N . S. Známienka propone la siguiente relación:

$$h_{M.máx} = f\left(\bar{y}, \log \frac{\bar{y}}{d_{mp}}, d_{mp}, p\right) \quad (5.3)$$

$\bar{y}$ - es la profundidad media del flujo; d_{mp} - es el diámetro medio de las partículas de arena; p - es la probabilidad de excedencia, en porcentaje.

Presentando la fórmula de N.S Známienka de una manera cómoda y ubi-

Cuadro 5.1 Valores del coeficiente k_1 para determinar la altura de las macrodunas.

cando en forma de cuadro los valores del coeficiente $k_1 = f\left(\log \frac{\bar{y}}{d_{mp}}, d_{mp}, p\right)$, se obtienen las siguientes fórmulas para la profundidad máxima en el fondo, aplicables a las probabilidades que generalmente se requieren en el diseño de puentes y otras obras (figura 5.1.c), es decir, para el 2%, 1% y 0,33%.

$$y_{\max}^M = y_{p\%} (1 + 0,65k_1) \quad (5.4)$$

$$y_{\max}^M = y_{p\%} (1 + k_1) \quad (5.5)$$

$y_{p\%}$ - es la sobreelevación de diseño de la superficie del agua (con una probabilidad dada) sobre la línea media del fondo (figura 5.1.b); k_1 - es un coeficiente cuyo valor se toma del cuadro 5.1.

d_{mp} (mm)	$\log \frac{\bar{y}}{d_{mp}} \quad 3$			$2,5 \quad \log \frac{\bar{y}}{d_{mp}} \quad 3$			$2,0 \quad \log \frac{\bar{y}}{d_{mp}} \quad 2,5$		
	Probabilidad de excedencia del nivel de agua, %								
	2	1	0,33	2	1	0,33	2	1	0,33
	k_1								
0,00 - 0,25	0,33	0,35	0,38	0,43	0,45	0,48	0,48	0,50	0,53
0,25 - 0,50	0,28	0,30	0,33	0,38	0,40	0,43	0,43	0,45	0,48
0,50 - 1,00	0,23	0,25	0,28	0,33	0,35	0,38	0,38	0,40	0,43
1,00 - 5,00	0,18	0,20	0,23	0,28	0,30	0,33	0,33	0,35	0,38
< 5,00	0,13	0,15	0,18	0,23	0,25	0,28	0,28	0,30	0,33

▲ Cuadro 5.1 Valores del coeficiente k_1 para determinar la altura de las macrodunas.

La fórmula 5.4 se aplica en tramos rectos del río y la expresión 5.5 en tramos curvos.

La profundidad máxima del flujo en el fondo de una duna, $y_{\max}^M$, no tiene una ubicación fija o definida a lo ancho de la sección y, por lo tanto, ella debe ser considerada en todas las pilas del puente. La posibilidad de que se forme esta máxima profundidad, $y_{\max}^M$, se revisa en el perfil estratigráfico, dado que la presencia de estratos resistentes puede limitar la profundidad de socavación.

Ejemplo de Cálculo. El río Miera posee en uno de sus tramos macrodunas. El diámetro medio de los sedimentos de fondo es $d_{mp} = 0,8$ mm. En la sección del puente la sobreelevación de la superficie del agua sobre la línea media del fondo es $y_{2\%} = 5,65$ m. El río en planta forma una curva suave correspondiente a la configuración del valle. Dado que $\log \frac{5,65}{0,0008} \approx 3,85 > 3$, según el cuadro 5.1, el coeficiente k_1 es igual a 0,23. El cálculo se realiza con la fórmula 5.5:

$$y_{m\acute{a}x}^M = 5,65(1 + 0,23) = 6,95m$$

El estrato de depósitos más gruesos $d_{mp} \approx 2mm$ se encuentra a una profundidad superior y, por lo tanto, el resultado es real. Esta profundidad multiplicada por el coeficiente de socavación general se toma como valor de partida para el cálculo de la socavación local en las pilas.

5.3 BARRAS LATERALES

Las barras laterales generalmente están constituidas por arena o gravas y se mueven en la dirección del flujo. A pesar de que las barras, como en el caso anterior, ocupan toda la sección del río, ellas en planta se distorsionan fuertemente adoptando una posición oblicua con la parte más alta unida a la orilla opuesta. Estos pináculos, debido a su posición oblicua, se encuentran alternados y en verano se secan formando cúmulos bastante visibles en campo y en las fotografías aéreas. La ubicación alternada de las barras hace que el flujo en verano presente curvaturas en planta. En el sitio donde el flujo sufre un estrechamiento por la presencia del cúmulo, se produce una depresión con la profundidad máxima coincidiendo con el mayor ancho en planta de la barra. Este proceso está determinado por el flujo helicoidal en la curva bajo la acción de la fuerza centrífuga. El flujo socava la orilla cóncava y deposita el material extraído en la convexa, alimentando la barra opuesta.

Las depresiones o fosas a lo largo del cauce de verano están separadas por transiciones (crestas) formadas por las partes bajas de las barras. Durante crecientes las barras se mueven masivamente con una velocidad de decenas y hasta centenas de metros al año, en función de las dimensiones del río y de la estabilidad del cauce. En verano los depósitos en la zona de aguas someras quedan estáticos y se erosionan solamente las crestas de las transiciones.

Para conceptuar sobre la estabilidad en planta del cauce en un determinado río, N. A. Rzhnitsin propone el siguiente criterio general (Y_{est}) de estabilidad utilizando la siguiente fórmula:

$$Y_{est} = \frac{d_{mp} \bar{B}}{\bar{y}^2 S_w} \quad (5.6)$$

d_{mp} - es el diámetro medio del aluvión en el lecho; $\bar{B}$ - es el ancho medio del río; $\bar{y}$ - es la profundidad media del flujo; S_w - es la pendiente longitudinal de la superficie del agua.

Mientras mayor sea el valor del parámetro Y_{est} , más estable es el cauce en planta. Por ejemplo, según N. A. Rzhnitsin, los tramos bastante estables del alto Volga se caracterizan con valores de Y_{est} entre 240 y 280. El río Don posee tramos menos estables con valores de Y_{est} entre 20 y 40. Para ríos poco estables, se tiene: $Y_{est} < 10$.

Cuando el proceso morfológico se presenta en forma de barras laterales no se observan grandes variaciones en planta de las laderas o deformaciones de las bancas; sin embargo, las laderas son menos estables que en el caso de las macrodunas. Las barras en su desplazamiento protegen de la erosión las orillas sobre las cuales se apoyan pero dejan expuestos los tramos intermedios, que se deforman.

De esta manera se produce un ensanchamiento gradual del cauce, una ampliación considerable de las orillas del río y el subsecuente aumento de la sinuosidad del cauce de verano que puede agrupar las barras en una de las orillas y formar un tramo rectificado. Las barras unidas, al ser cubiertas por la vegetación se convierten en islas, el brazo rectificado se transforma en el cauce principal de verano, la madre vieja se colmata y la isla se une con la banca opuesta formando una nueva línea de orilla que restringe el cauce de nuevo. Este proceso se repite y, por eso, algunos investigadores lo denominan como “ensanchamiento periódico”. Este ensanchamiento periódico no siempre se observa cuando existen barras laterales dado que para esto se necesita que las laderas sean erosionables y que se deformen de manera mucho más lenta que el movimiento longitudinal de las barras, es decir, que el material de las bancas sea menos móvil por efecto del flujo que el material del lecho.

En laderas no erosionables o laderas protegidas, las barras laterales no están acompañadas de ensanchamientos periódicos.

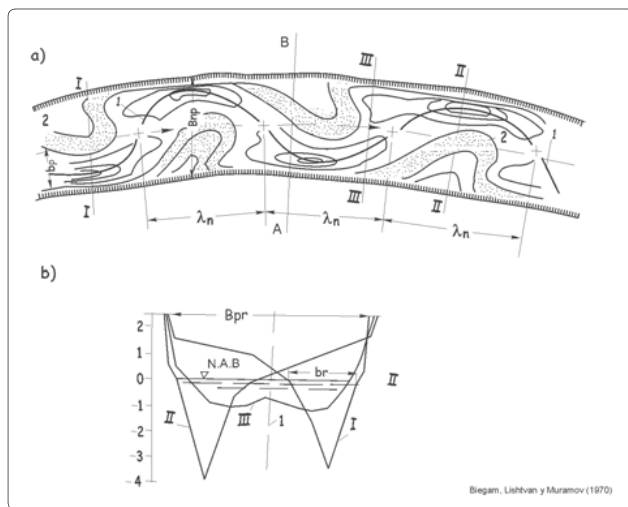
Cuando se presentan barras laterales (figura 5.2), los indicativos del ensanchamiento periódico de las laderas son las orillas escarpadas y falladas, lo mismo que las huellas de los cúmulos anexados y los tramos rectificados con presencia de madre viejas.

El proceso morfológico propio de las barras laterales se caracteriza por los siguientes parámetros (numeral 4.7.3), cuyos valores se determinan con levantamientos topográficos o con fotografías aéreas (figura 5.2):

λ_{π} - longitud de las barras laterales: distancia entre los puntos medios de las transiciones; b , ancho del cauce en verano; $\bar{B}$, ancho medio del cauce entre bordes; $\frac{\lambda_{\pi}}{b}$, Longitud relativa entre barras.

Las observaciones muestran que el valor $\frac{\lambda_{\pi}}{b}$ es bastante estable y generalmente está entre 4 y 8. El valor $\frac{B}{b}$ está entre 2 y 4 en el tramo profundo (fosa). En el tramo recto de transición (cresta) el valor de $\bar{B}$ es cercano al de b . Adicionalmente, en los cauces que se ensanchan periódicamente, se determina el ancho del cauce entre bordes en el momento de su mayor ensanchamiento o ampliación.

El carácter del movimiento de las barras anteriormente descrito dentro de un cauce relativamente estable conduce a las siguientes deformaciones de la sección bajo un puente: Cuando se desliza bajo el puente la barra derecha, las profundidades mayores se presentan en la margen izquierda, y al contrario. La parte central es más estable dado que en esa zona se encuentran los tramos de transición.



▲ **Figura 5.2** Barras laterales en un cauce aluvial. a) Planta; b) Secciones transversales I, II, III en el sitio A-B; 1- Línea media del cauce de verano; 2- Línea media del cauce de invierno; N.A.B - Línea de aguas bajas.

La velocidad de traslación de las barras se puede determinar efectuando levantamientos topográficos en diferentes épocas durante los estudios o con fotografías aéreas. Lo más fácil es determinar la velocidad de los puntos medios de las transiciones del cauce en verano.

Para una evaluación orientativa del tiempo de los probables movimientos de las depresiones dentro de los

límites de la luz de un puente se pueden utilizar los datos del cuadro 5.2, obtenido de análisis de deformaciones de cauces en puentes que presentan barras. Estos datos se refieren a movimientos del cauce de verano dentro de los límites del puente y no entre los bordes del río, es decir, consideran en cierta medida el ensanchamiento periódico de éste, dado que la luz del puente siempre es mayor que el valor $\bar{B}$ (figura 5.2.a). Por eso los valores T_M están sobrevalorados en comparación con el tiempo mínimo posible de movimiento del cauce de verano a lo ancho del río durante crecientes.

Categoría de la estabilidad del cauce	Característica de Estabilidad del cauce	Período T_M , años	Ancho del cauce de verano b , m			
			50	100	200	500
			U_p / U_U			
I	Muy estables	100	1,8	2,1	2,4	3,0
II	Estables	50	2,1	2,2	2,9	3,6
III	Móviles	20	2,6	3,0	3,6	4,5
IV	Inestables (divagantes)	10	3,0	3,6	4,3	5,0

▲ **Cuadro 5.2** Datos para determinar los posibles desplazamientos de las mayores profundidades del cauce bajo un puente.

T_M - duración del traslado del cauce de verano desde un estribo de un puente hasta el estribo opuesto; U_p - velocidad del flujo en el cauce principal con la creciente de diseño; U_U - velocidad de umbral (velocidad no erosiva) respecto al material del cauce y para la profundidad media, correspondiente al nivel de diseño.

Los datos mostrados sobre las velocidades en cauces naturalmente deformados con barras laterales indican que incluso en ríos muy estables es necesario considerar durante la vida útil de un puente la presencia de depresiones o fosas tanto en la margen derecha como en la izquierda. Por lo tanto, se debe tener en cuenta el ensanchamiento del cauce natural de crecientes respecto a las dimensiones tomadas durante los levantamientos topográficos.

Al seleccionar el ponteadero es recomendable efectuar un cruce perpendicular al cauce en los bordes de las bancas, independientemente de la ubicación del cauce inestable de verano. En el diseño de puentes sobre tramos que puedan presentar barras laterales se deben resolver dos problemas partiendo de los levantamientos topográficos: primero, construir el perfil de diseño de la sección bajo el puente con la creciente seleccionada, y segundo, determinar el valor del mayor ensanchamiento posible en el cauce natural. Para resolver estos problemas se requiere que los levantamientos topográficos abarquen un tramo con una longitud no menor de $3\lambda_{\pi}$. Como se dijo, el levantamiento se debe realizar después del paso de una creciente, con el fin de encontrar las máximas profundidades en las fosas. Las mayores profundidades en las transiciones se forman al final del verano, antes de las crecientes, y por eso, es necesario adicionar a los levantamientos de invierno las máximas profundidades detectadas en verano para las transiciones.

El primer problema se resuelve de la siguiente manera: del plano topográfico se seleccionan tres secciones transversales (por ejemplo, secciones I, II y III figura 5.2.a, dos de las cuales corresponden a las máximas profundidades en las orillas derecha e izquierda y la tercera incluye la máxima profundidad de la transición. Estas secciones se hacen coincidir con la sección del puente A-B a lo largo del eje en el centro del cauce (figura 5.2.b). Es claro que cada una de estas secciones se encontrará bajo el puente en tiempos diferentes y cualquiera de ellas puede coincidir con el paso de la creciente de diseño. Por eso, la socavación general y la local se deben calcular para las tres secciones por separado. Además, el cálculo para las secciones I y II es obligatorio para determinar la profundidad de la cimentación de las pilas ubicadas en los extremos del puente y el cálculo para la sección III para definir la cota de la cimentación en las pilas intermedias y centrales.

Dado que las secciones transversales representativas se toman de un tramo relativamente corto, no hay fundamento para esperar limitaciones en las deformaciones naturales por estratos más resistentes. Sin embargo, el cálculo es necesario para las secciones I y II puesto que por las permanentes redistribuciones de los sedimentos se pueden encontrar materiales diferentes en ambas márgenes.

El segundo problema se resuelve mejor de una manera estadística. El ancho natural del cauce se puede considerar formado por un gran número de factores aún poco estudiados. Por eso es válido crear una serie estadística de los valores $\bar{B}$ para un tramo dado del río, utilizando los resultados de los levantamientos topográficos

y de las fotografías aéreas. Al colocar estos valores de manera descendente se puede calcular la probabilidad de excedencia como:

$$p = \frac{m-0,3}{N+0,4} 100\% \quad (5.7)$$

m, número de orden de cada elemento de la serie; N, número de datos de la serie. Estos valores se plotean en un papel probabilidad o similar y siguiendo los puntos se construye la curva que representa la función: $\bar{B} = f(P)$.

Al determinar la luz de un puente L_p sobre un río con ensanchamientos periódicos, es bueno respetar la condición: $L_p \geq \bar{B}$. Si esta condición no se respeta, es necesario proteger y reforzar las laderas del cauce natural. En ciertos casos, cuando los rellenos cónicos se ubican dentro del cauce del río, es decir, cuando $L_p < \bar{B}$, se requieren de costosas estructuras de regulación. Sin embargo, es dudoso que esta solución sea adecuada puesto que las barras laterales, a pesar de las contracciones debidas a los terraplenes de acceso inevitablemente pasan por la luz del puente ocasionando una socavación concentrada en el apoyo opuesto del cruce. Por lo anterior, casi siempre es deseable cubrir con el puente todo el cauce natural que pueda presentar barras laterales, incluso si esto produce un coeficiente de socavación inferior al aceptado por las normas.

En lo que se refiere al cumplimiento de la condición $L_p \geq \bar{B}_{(1\%)}$, aquí el refuerzo oportuno de las márgenes permite evitar el posterior ensanchamiento del cauce natural. En este caso el ancho $\bar{B}$ medido durante los levantamientos topográficos se protege y se refuerza en cierta longitud y se empalma suavemente con el ancho $\bar{B}_{(1\%)}$.

Ejemplo de Cálculo. Una de las alternativas de trazado de una vía cruza el río Viluya en su tramo medio abajo de la ciudad de Sterlitamak. El cauce natural tiene un ancho entre bordes $T_O = 420$ m y presenta el movimiento de barras laterales formadas por gravas y cantos rodados entre las cuales se encuentra el cauce de verano con un ancho $b = 80$ m. La profundidad del agua con la creciente de diseño es $y_{cre} = 8$ m. La pendiente longitudinal de la superficie del agua es $S_w = 0,0004$, el diámetro medio ponderado del material que forma el lecho es $d_{mp} = 0,008$ m. Durante los diseños fue posible confrontar los levantamientos (a escala 1:10.000) del cauce en verano en el ponteadero realizados en los años 1931 y 1941 con los levantamientos realizados en 1955. Al superponer los diferentes planos topográficos (figura 5.3), se ve que a causa del desplazamiento de la barra izquierda en 500 m hacia aguas abajo, el cauce de verano se corrió de la margen izquierda a la derecha con una velocidad de la barra de unos 20 m al año.

El índice de estabilidad en planta para el cauce de verano, con la fórmula 5.6 es:

$$Y_{est} = \frac{d_{mp} \bar{B}}{\bar{y}^2 S_w} = \frac{0,008 \cdot 80}{8^2 \cdot 0,0004} = 25$$

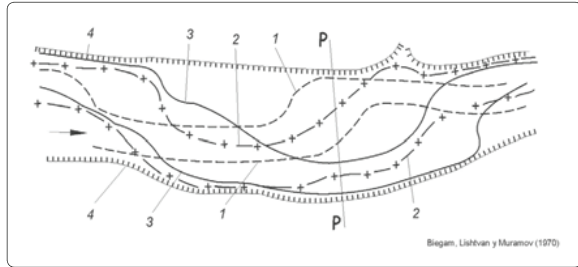
Este valor, indicativo de cauces medianamente estables, se correlaciona bien con los datos naturales. Si se calcula para todo el ancho del cauce $\bar{B} = 420$ m con $\bar{y} = 3,9$ m se obtiene la siguiente fórmula:

$$Y_{est} = \frac{0,008 \cdot 420}{3,9^2 \cdot 0,0004} = 550$$

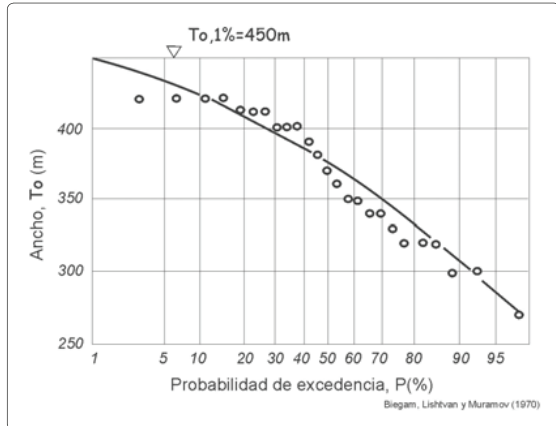
lo cual corresponde a un cauce extremadamente estable en planta, que coincide con el carácter de los cauces que presentan barras laterales.

Durante el proceso de selección del sitio para ponedero se estableció que las laderas del cauce natural poseen huellas de antiguos ensanchamientos periódicos. Por eso, en 25 secciones se determinaron los anchos del cauce natural entre bordes y se creó una serie descendente de datos T_O . En un papel probabilidad (figura 5.4), el resultado de la extrapolación de la curva: $T_O = f(p_p)$ produjo un valor $T_{O(1\%)} = 450$ m.

La luz del puente se seleccionó igual a 450 m. Para el cálculo de la socavación general bajo el puente se tomaron tres secciones diferentes, análogas a las mostradas en la figura 5.2.b.



▲ **Figura 5.3** Análisis multitemporal del comportamiento en planta del río Biela (Rusia) 1. Fotografía aérea del año 1931; 2. Año 1941; 3. Año 1955; 4. Bordes del cauce principal en el año 1955; P-P - Eje del puente.



▲ **Figura 5.4** Valor del ancho del cauce principal T_o en función de la probabilidad de excedencia.

5.4 ISLOTES EN CAUCES TRENZADOS O DIVAGANTES

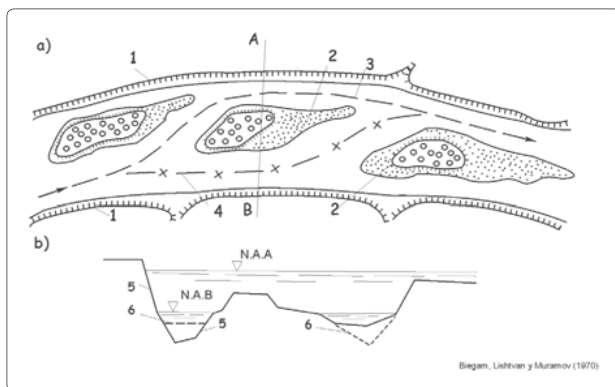
Los islotes aparecen cuando el cauce de un río se encuentra recargado de sedimentos de fondo. En todo el ancho del río se deslizan, no precisamente barras aisladas que ocupan toda la sección, sino macrodunas (mesoformas) ubicadas de manera desordenada. Estos cúmulos de sedimentos se secan en verano y forman islotes y entre

ellos aparece un gran número de brazos a lo largo de los cuales transita el caudal de verano. Cuando el verano se prolonga y el cauce es relativamente estable, los islotes se fortalecen con vegetación y lentamente se convierten en islas. Así, se forma un río trenzado, con muchos brazos: esta es la forma más sencilla de expresión del proceso morfológico denominado como islotes en cauces trenzados o trenzamiento de cauce.

En razón de que los brazos entre islotes generalmente forman meandros, los islotes no sólo se mueven longitudinalmente sino que presentan desplazamientos laterales debido a la socavación de la orilla cóncava de cada meandro (figura 5.5). Las velocidades longitudinales y laterales de islas e islotes son generalmente muy bajas y se miden en algunos metros o decenas de metros al año.

La formación de islotes es característica en los tramos iniciales de los ríos de llanura en donde la disminución de la pendiente longitudinal y de la velocidad del flujo produce una sobrecarga de los sedimentos de fondo provenientes de la zona de aguas arriba.

En el diseño de cruces en este tipo de ríos generalmente anchos y con posibilidades de navegación, es necesario determinar las velocidades longitudinales y laterales de los islotes y la velocidad de traslación de los cauces navegables. Esta última es especialmente importante porque este proceso morfológico está acompañado de



▲ **Figura 5.5** Trenzamiento del cauce con islotes estables. a) Planta; b) Sección transversal A-B; 1. Bordes del cauce principal; 2. Islotes estables; 3. Vaguada (Talweg) actual; 4. Vaguada antigua; 5. Perfil de la sección actual; 6. Sección del cauce después del desplazamiento de la vaguada al brazo derecho; N.A.A - Nivel de aguas altas; N.A.B - Nivel de aguas bajas.

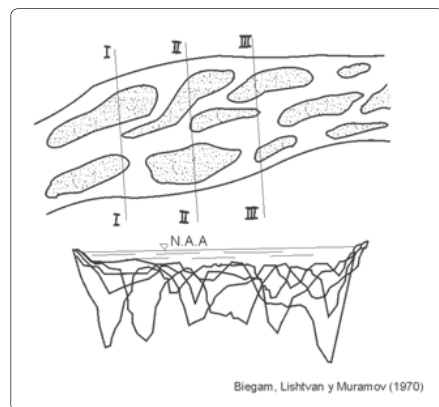
aperturas y cierres periódicos de brazos con la posterior variación del eje dinámico o vaguada (thalweg) navegable mientras los islotes permanecen prácticamente estáticos. En estos casos, la intensidad del proceso morfológico se establece comparando levantamientos topográficos o fotografías aéreas de diferentes fechas.

Al estudiar los planos de diferentes fechas superpuestos, (figura 5.6) para los cauces navegables en el sitio del puente existen dos posibles alternativas: proteger y reforzar el cauce navegable existente durante los últimos levantamientos en concordancia con las estructuras del puente o considerar las posibles divagaciones del cauce cuando se seleccionen las luces y pilas de la estructura. Por lo general, esta decisión se toma en concordancia con un análisis técnico-económico de optimización.

Para la primera alternativa se toma la sección del río tal como aparece en los levantamientos topográficos. En la segunda se deben asumir las posiciones extremas hipotéticas del thalweg según las posibilidades de divagación del cauce. Por lo general, se toman tres secciones diferentes unidas en el sitio del puente (figura 5.5b).

En función de la combinación de las condiciones naturales del sitio, los islotes se pueden presentar de diferentes formas. Si el flujo se recarga de sedimentos en el tramo de montaña al salir al piedemonte, la pendiente y la velocidad siguen siendo considerables y el flujo es capaz de mover un gran número de islotes con una velocidad de cientos de metros e, incluso, algunos kilómetros al año. Los tramos con materiales granulares relativamente finos se caracterizan por una gran movilidad, especialmente si las crecientes son de gran duración. Estos ríos no poseen, por lo general, bancas propiamente dichas. En verano el flujo transita por brazos de diferente capacidad entre los islotes y en crecientes el agua ocupa todo el ancho de la sección y el cauce principal puede trasladarse de una orilla a la otra, produciendo una zona de divagación (figura 5.6a). La superficie de la planicie que cubre la zona de divagación eventualmente posee cotas más bajas que las del cauce y, sin embargo, no constituye una banca propiamente dicha dado que el flujo de las crecientes pasa totalmente sobre la zona de divagación.

Un ejemplo típico de este proceso morfológico es el río Amu-Dariá en su tramo medio, cerca de la población de Chardzhou. El tramo de montaña de la cuenca produce una gran cantidad de sedimentos de fondo y en suspensión (la carga media anual de sedimentos en suspensión es de 7.000 kg/s). Debido a las fuertes lluvias y a los deshielos, la época de invierno se prolonga desde mayo hasta septiembre. El lecho está compuesto de arenas finas con una pendiente longitudinal de 20 cm/km y velocidades del flujo durante crecientes entre 2 y 3 m/s. La zona de divagación del cauce posee una longitud entre 2 y 6 km y, a causa de los depósitos de sedimentos, se encuentra elevada respecto a la llanura circundante. Para proteger las tierras cultivadas de inundaciones por desbordamientos, existen diques o jarrillones y estructuras de captación para los canales de riego. Durante el paso de las crecientes el equilibrio dinámico se rompe dado que las velocidades naturales son muy superiores a las velocidades de equilibrio dinámico para arenas finas y el flujo, al desprender las arenas, profundiza el cauce, que vuelve a colmatarse en verano.



▲ **Figura 5.6** Esquema de la divagación de un cauce
a) Planta de los brazos e islotes; b) Variación de las secciones transversales en los sitios I, II y III; N.A.A - Nivel de aguas altas.

En el momento del descenso de las crecientes el efecto de frenado en las macrodunas produce una gran irregularidad en la distribución de las velocidades en las secciones transversales. El cauce principal generalmente se ubica en una de las orillas (límites de la zona de divagación) y se forma un flujo potente que socava rápidamente las márgenes. En una sola creciente el río puede transformar totalmente la configuración de los islotes y de los brazos y ampliar en cientos de metros la zona de divagación.

Las grandes velocidades de deformación de los cauces divagantes y la complejidad de la evolución de las mesoformas a causa de sus cambios bruscos dificulta con frecuencia el uso de levantamientos topográficos en diferentes épocas para efectuar una evaluación cuantitativa del proceso morfológico. Con este fin, resulta mejor realizar mediciones periódicas de una misma sección transversal durante los inviernos y en el transcurso de varios años. Si durante los estudios básicos no se cuenta con esta información, entonces para los ríos con lechos de arena, expuestos a divagaciones, se pueden efectuar varios levantamientos topográficos en el transcurso de una sola creciente y en tres secciones (figura 5.6), una de las cuales debe ser la sección del puente y las otras aguas arriba y aguas abajo de éste.

La aparición de profundidades máximas durante la socavación de las márgenes es causada por la distribución irregular de los caudales unitarios en la sección transversal del río. Sin embargo, la definición de la función $y_{m\acute{a}x} = f(q)$ en condiciones naturales es muy difícil, por lo cual la aparición de una profundidad $y_{m\acute{a}x}$ se puede considerar como un fenómeno aleatorio. Por lo anterior, cuando se tienen mediciones y levantamientos topográficos en el transcurso de varios años, se superponen en una misma figura las diferentes secciones transversales de la zona de divagación (figura 5.6.b) y a partir de ellas se establecen las máximas profundidades de cada levantamiento. Luego se desarrolla la relación estadística $y_{m\acute{a}x.soc} = f(p_3)$, donde p_3 es la probabilidad empírica de excedencia de las profundidades $y_{m\acute{a}x}$. Esta relación se extrapola gráficamente hasta el valor de diseño de p_3 . El valor así obtenido de la profundidad máxima probable de un cauce divagante para la creciente de diseño se toma como base en la sección de cálculo después de la socavación bajo el puente, es decir, $y_{m\acute{a}x.prob} = y_{m\acute{a}x.soc.c\acute{a}l} p_3$, donde P_3 es el coeficiente medio de socavación general.

El coeficiente de socavación medio P_3 es la relación entre el área de la sección transversal A_p bajo el puente después de la socavación y el área A_0 antes de la socavación con el caudal de diseño o la relación entre sus profundidades, es decir:

$$P_3 = \frac{A_p}{A_0} = \frac{y_p}{y_0} \quad (5.8)$$

P_3 - coeficiente de socavación (adimensional); A_p -área de la sección transversal bajo el puente después de la socavación (m^2); A_0 -área de la sección transversal antes

de la socavación (m^2); y_p - profundidad del flujo después de la socavación (m); y_o - profundidad del flujo antes de la socavación (m).

Si con los datos de los levantamientos no se obtiene una buena función $y_{máx.soc} = f(p_3)$, entonces en calidad de $y_{máx.soc.cál}$ se toma la máxima profundidad de las tres secciones transversales disponibles. Debido a que el cauce principal puede variar de posición dentro de la sección, la profundidad $y_{máx.soc}$ se puede formar en cualquiera de las pilas del puente.

Para diseñar el puente es importante establecer el ancho probable de la zona de divagación B_{div} , dado que al realizar el cruce en un río de este tipo se debe establecer la conveniencia de comprimir la zona de divagación con rellenos de acceso hasta el valor de la luz del puente $L_p < B_{div}$.

El costo del metro lineal de las obras de regulación y refuerzo destinadas a restringir gradualmente la zona de divagación hasta el valor L_p , frecuentemente resulta similar al costo de metro lineal de puente. En consecuencia, al comparar las alternativas del cubrimiento total de la zona de divagación con el puente o de su restricción parcial, es necesario conocer el valor máximo B_{div} , con la probabilidad de excedencia de diseño. Aquí se puede utilizar la misma metodología propuesta para determinar el ancho probable de un cauce que se ensancha periódicamente al presentar barras laterales. En una planta del cauce que puede divagar con una longitud no menor a $3B_{div}$, se construye una serie descendente de los valores B_{div} y en un papel probabilidad se dibuja la función $B_{div} = f(p_3)$, en donde p_3 es la probabilidad empírica de excedencia en %. Al construir la serie estadística no se deben utilizar valores en secciones donde existan controles geológicos que distorsionen el fenómeno.

Con la función $B_{div} = f(p_3)$ se determinan los valores de diseño $B_{div,1\%}$ y $B_{div,0,33\%}$. Para la alternativa en la cual el puente cubre todo el ancho, se toma para diseño el valor $B_{div,1\%}$ y en las alternativas de restricción parcial de la zona de divagación, como valor de diseño para definir la longitud de los muros direccionales se toma $B_{div,0,33\%}$.

Para los ríos que divagan no es correcto representar el valor de la profundidad media del cauce sin restricciones en función del ancho de la zona de divagación $y = f(B_{div})$, con los levantamientos y mediciones realizadas en verano dado que se puede concluir erróneamente que el ancho es constante.

Como se dijo, un cauce que puede divagar con lecho de arena aumenta considerablemente su profundidad en crecientes a causa del incremento de la velocidad del flujo. Cuando la velocidad disminuye y se cumple con la igualdad $\bar{U} = U_{1din}$ la socavación se suspende. Esta igualdad es temporal y se alcanza después de la profundización del lecho.

Si el diámetro medio del suelo granular se expresa en metros, entonces la velocidad de equilibrio dinámico es:

$$U_{din} = 4,7 d_{mp}^{0,28} \bar{y}^x \beta \quad (5.9)$$

d_{mp} - es el diámetro medio del aluvión, m; $\bar{y}$ - es la profundidad media del flujo, m; x - es el exponente de reducción de la velocidad U_{div} en la profundidad y corresponde exactamente al parámetro utilizado en la ecuación de Lishtvan para calcular la socavación por contracción; β - coeficiente que depende del período de retorno de la creciente de diseño.

A partir de la ecuación anterior se puede obtener la profundidad media después de la socavación y_p al paso de la creciente:

$$y_p = \frac{q}{U_{div,s}} = \frac{q}{4,7 d_{mp}^{0,28} \bar{y}^x \beta} = \left(\frac{q}{4,7 d_{mp}^{0,28} \beta} \right)^{\frac{1}{1+x}} \quad (5.10)$$

q , es el caudal unitario, tomando en cuenta el ancho de la sección, $m^3/s/m$.

Al utilizar las fórmulas se usan las siguientes convenciones:

$$a_G = 4,7 d_{mp}^{0,8} \quad (5.11)$$

$$y_G = \frac{1}{1+x} \quad (5.12)$$

Y se obtiene la relación:

$$y_p = \left(\frac{q}{a_G \beta} \right)^{y_G} \quad (5.13)$$

Los valores a_G, y_G se toman en función del diámetro medio del aluvión (cuadro 5.4).

Los resultados de los cálculos con la fórmula anterior para el río Amu-Dariá en su tramo de divagación y para las tres secciones transversales se muestran en el cuadro 5.3. Para este caso se utilizaron los siguientes datos de partida: $Q_{1\%} = 9.550 m^3/s$; $d_{mp} = 0,0003m$. Los valores a_G, y_G, β se tomaron del cuadro 5.4. Para efectos comparativos, se recomienda consultar los cálculos de socavación propuestos por Lishtvan y presentados en el libro del autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación.”

Sección	Ancho del zona de divagación, B_{div} (m)	Caudal unitario q , m^3/s	Profundidad media del agua en creciente, $\bar{y}$ (m)	Sitio de ubicación de la sección
I	1.600	5,97	5,75	Eje del puente
II	2.500	3,82	4,18	Sección libre
III	6.000	1,59	2,28	Sección libre

▲ **Cuadro 5.3** Resultado de los cálculos con la fórmula 5.9 para el río Amu-dariá en tres secciones diferentes.

Diámetro medio ponderado de las fracciones del suelo (mm)	x	y_G	a_G	Profundidad media, $\bar{y}$ (m)										Diámetro medio ponderado de las fracciones del suelo (m)
				2	3	4	5	6	7	8	9	10		
				Velocidad de equilibrio dinámico $U_{1\%}$ (m/s)										
0,05	0,43	0,70	0,29	0,40	0,48	0,54	0,60	0,65	0,69	0,74	0,77	0,81	0,00005	
0,10	0,43	0,70	0,36	0,48	0,57	0,65	0,72	0,77	0,82	0,88	0,92	0,96	0,0001	
0,30	0,42	0,70	0,49	0,65	0,77	0,87	0,96	1,03	1,10	1,16	1,22	1,28	0,0003	
0,50	0,41	0,71	0,56	0,74	0,88	0,99	1,08	1,16	1,24	1,31	1,38	1,44	0,0005	
1,0	0,40	0,71	0,68	0,90	1,05	1,18	1,29	1,39	1,48	1,56	1,64	1,70	0,001	
2,0	0,39	0,72	0,83	1,08	1,27	1,42	1,54	1,66	1,77	1,86	1,95	2,02	0,002	
3,0	0,38	0,73	0,92	1,20	1,40	1,57	1,70	1,83	1,94	2,04	2,13	2,22	0,003	
6,0	0,36	0,74	1,12	1,44	1,67	1,85	2,00	2,14	2,24	2,36	2,48	2,56	0,006	
10,0	0,35	0,74	1,30	1,65	1,90	2,11	2,28	2,42	2,56	2,68	2,80	2,91	0,010	
15,0	0,34	0,75	1,45	1,84	2,10	2,32	2,51	2,67	2,81	2,94	3,06	3,18	0,015	
25,0	0,32	0,76	1,68	2,10	2,38	2,62	2,82	2,98	3,14	3,27	3,40	3,51	0,025	
50,0	0,30	0,77	2,03	2,50	2,82	3,08	3,28	3,47	3,63	3,78	3,92	4,05	0,05	
100,0	0,28	0,78	2,46	3,00	3,36	3,64	3,88	4,07	4,25	4,42	4,56	4,70	0,1	
200,0	0,26	0,80	3,00	3,60	3,99	4,30	4,56	4,77	4,97	5,16	5,30	5,46	0,2	
Probabilidad de excedencia (%)	0,1	0,33	1	2	4	10	20	30	40	50	60	70	90	
	1,12	1,07	1,00	0,97	0,92	0,86	0,81	0,77	0,74	0,72	0,69	0,67	0,60	

▲ **Cuadro 5.4** Valores de los parámetros x , y_G , a_G , β y de la velocidad $U_{1\%}$.

Como se ve, al paso de crecientes en ríos que divagan con lechos formados por aluviones finos, no puede tener lugar una constancia en las profundidades medias cuando el ancho B_{div} varía de 6.000 a 2.500 m. La socavación natural durante crecientes en ríos trezados desaparece en el descenso del hidrograma pero debe ser tenida en cuenta al calcular la socavación P_Σ total en una sección contraída por el puente. El coeficiente medio de socavación obtenido en estas condiciones incluirá siempre una parte de la socavación general y, por eso, se puede escribir la expresión:

$$P_\Sigma = P_{Real}P_{Nat} \quad (5.14)$$

P_{Real} - es el coeficiente de socavación real bajo el puente, sujeto a normas; P_{Nat} - es el coeficiente de socavación natural de un cauce trezado en el puente.

Para obtener el valor con la fórmula 5.15:

$$P_{Real} = \frac{P_\Sigma}{P_{Nat}} \quad (5.15)$$

es necesario determinar P_{Real} en el tramo correspondiente a la luz del puente. Este valor se puede representar como la relación de las profundidades medias en el tramo del puente antes y después de la socavación natural, es decir la expresión:

$$P_{Nat} = \frac{y_{PO}}{y_S} \quad (5.16)$$

Aquí los valores y_{PO} y y_S se pueden obtener con la fórmula 5.13. Para determinar y_{PO} se deben adoptar los mismos valores a_G, y_G , correspondientes al material que compone el lecho del cauce trenzado, y para y_S se deben seleccionar unos valores a'_G, y'_G , los cuales corresponderían a la velocidad media real $\bar{U}$. Para agilizar esta selección, en el cuadro 5.4 se dan los valores $U_{din.1\%}$ para diferentes posibilidades de d_{mp} ; $\bar{y}$.

Se puede escribir:

$$P_{Nat} = \frac{y_{PO}}{y_S} \left(\frac{q}{a_G \beta} \right)^{y_G} \left(\frac{a'_G \beta}{q} \right)^{y'_G} \quad (5.17)$$

Despreciando los valores $\beta^{y_G}; \beta^{y'_G}$ dado que son muy cercanas a la unidad para crecientes con probabilidades de excedencia desde el 2% hasta el 0,33%, finalmente se obtiene:

$$P_{Nat} = \left(\frac{q}{a_G} \right)^{y_G} \left(\frac{a'_G}{q} \right)^{y'_G} \quad (5.18)$$

Para condiciones naturales en el tramo de la luz del puente el caudal unitario “q” se determina con los métodos comunes de hidráulica, conociendo el caudal de diseño y el nivel de la superficie del agua para la sección transversal en el sitio del puente, levantada en verano.

Ejemplo de Cálculo. Datos de partida: $y_S = 3,0$ m; $d_{mp} = 0,0005$ m; $\bar{U} = 1,67$ m/s; $q = 5$ m³/s/m; q_{con} , caudal unitario en la sección contraída del puente, igual a 7,95 m³/s/m.

Utilizando el cuadro 5.4, para $y_S = 3,0$ m. $d_m = 0,0005$ m, se encuentra: $a_G = 0,56$ m/s; $y_G = 0,71$. Para $y_S = 3,0$ m; $\bar{U} = 1,67$ m/s se encuentra: $a'_G = 1,12$ m/s; $y'_G = 0,74$.

Con la fórmula 5.13 se determina la profundidad media bajo el puente después de la socavación general:

$$y_P = \left(\frac{7,95}{0,56} \right)^{0,71} = 6,62 \text{ m}$$

Entonces $P_z = \frac{6,62}{3,0} = 2,2$ Este valor es superior al aceptado por las normas

(ver capítulo 1, del libro del autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación.”).

Se determina con la fórmula 5.18 el valor de la socavación natural:

$$P_{Nat} = \left(\frac{5,0}{0,56} \right)^{0,71} \left(\frac{1,12}{5,0} \right)^{0,74} = 1,57$$

Entonces, con la fórmula 5.15 se obtiene:

$$P_{gen.Real} = \frac{2,20}{1,57} = 1,40$$

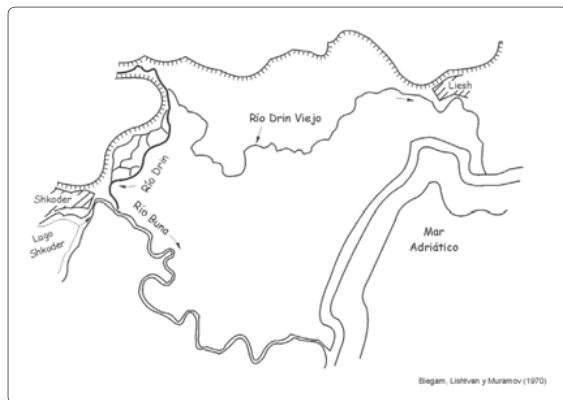
Éste es un valor aceptable.

De manera paralela al proceso erosivo natural reversible de los ríos trezados (con divagación) se presenta un proceso muy lento de acumulación de sólidos (fundamentalmente, de su parte en suspensión) en los tramos de piedemonte y parte de llanura de estos cauces. Este fenómeno se observa en los grandes ríos del piedemonte llanero y otros ríos cuyos cauces actualmente se encuentran por encima de la llanura circundante en muchos sectores. La intensidad de elevación del cauce en las desembocaduras de tales ríos alcanza un metro en un siglo.

En ocasiones este proceso irreversible de elevación lenta del cauce como resultado de la acumulación del material sólido en la parte final del piedemonte, es decir, cuando el río sale de la zona montañosa y se interna en la llanura, produce macrodivagaciones cuando el cauce puede desplazarse abruptamente en decenas de kilómetros y correr en direcciones completamente nuevas por avulsión, por ejemplo.

Un ejemplo característico de lo anterior es el río Drin en su desembocadura al mar Adriático. Esta poderosa corriente posee una cuenca con un área de 12.000 km² con una alimentación de deshielos básicamente. Cuando emerge de las montañas hacia las llanuras entrega, actualmente, sus aguas al río Buna cerca de la ciudad de Shkoder. El río Buna, después de salir del lago Shkoder desemboca en el mar Adriático. En una longitud de unos 18 km, es decir, desde el piedemonte hasta su entrega en el río Buna, el río Drin corre hacia el occidente, divaga y posee un carácter trezado formando un gran número de brazos en medio de islotes de gravas y cantos rodados. Este cauce principal actualmente está por encima de la llanura circundante y se encuentra inestable, enrutándose lentamente hacia el sur.

En el tramo inicial de divagación, en la margen izquierda del río Drin se desprende un brazo con una longitud de 45 km que se desvía fuertemente hacia el sur y que recibe el nombre de Viejo Drin. Este brazo desemboca en el mar Adriático en la ciudad de Lesh, y posee un cauce estable con meandros. La distancia en línea recta entre las desembocaduras del Drin y el Viejo Drin es de unos 40 km (figura 5.7) y la diferencia en las cotas de



▲ **Figura 5.7** Esquema del tramo de divagación del río Drin (Albania).

sus bases de erosión es de unos 6 m (la desembocadura del Drin está por encima de la desembocadura del Viejo Drin).

El cauce principal del actual río Drin se formó en 1846 y antes de esa fecha transcurría por el valle del Viejo Drin hacia la ciudad de Lesh. En el sitio del actual cauce se encontraba un pequeño cauce con meandros, dado que la masa fundamental de sedimentos se dirigía hacia la ciudad de Lesh. Según las investigaciones, las variaciones en las masas de sedimentos y agua en el río Drin de la ciudad de Lesh a la ciudad de Shkoder es un fenómeno periódico que se repite cada 100-130 años. Este hecho fue confirmado en buena parte al estudiar dos mapas venecianos de los siglos XVI y XVII. En el primero el río Drin se muestra en la ciudad de Lesh y en el segundo aparece en la ciudad de Shkoder.

Basándose en el dato de 1846 y tomando un ciclo con una duración media de 115 años (con una aproximación de ± 15 años), se obtienen los siguientes datos orientativos de los cambios entre los siglos XVI y XX:

De Shkoder hacia Lesh.....1961	De Lesh a Shkoder.....1846
De Shkoder hacia Lesh.....1731	De Lesh a Shkoder.....1616
De Shkoder hacia Lesh.....1501	

La periodicidad en los cambios presentados se explica de la siguiente manera: la acumulación paulatina de los depósitos y la elevación del fondo en la zona plana de la desembocadura del río se presenta hasta el momento en que el cauce se torna inestable y con una de las grandes crecientes empieza a transcurrir por una nueva ruta, caracterizada por unas cotas más bajas. Sin embargo, cada giro del río entraña un fenómeno contrario dado que junto con la masa de agua se transporta un gran volumen de sedimentos de fondo y en suspensión, lo cual hace cambiar el tipo de proceso morfológico en el Viejo Drin. A cambio de un cauce estable con meandros con un pequeño volumen de sedimentos aparece una corriente poderosa que divaga entre depósitos de gravas y cantos rodados, que de nuevo empieza a elevarse respecto a la llanura que lo rodea.

Es claro que la periodicidad de las macrodivagaciones del río Drin está determinada por la relativa estabilidad del volumen medio anual de sedimentos en un escenario multianual.

El proceso de divagación en los ríos de montaña con aluviones gruesos adquiere ciertas características particulares. A diferencia de los ríos de llanura, compuestos por lechos de material granular fino, los ríos compuestos por cantos y materiales similares poseen una gran estabilidad y la velocidad de variación de las mesoformas y macroformas es mucho menor: si para uno de los afluentes del Amu-Dariá el índice de estabilidad es $Y \approx 10$, para el tramo del río Kara-Dariá compuesto por cantos rodados este índice es $Y \approx 100$. Las divagaciones de estos cauces se presentan no solamente al ingresar al tramo de piedemonte; ellas también son propias de

los tramos de montaña en donde posee suficiente ancho. La sección transversal de un valle de tal tipo generalmente incluye una terraza estrecha de cantos y bloques, cubierta con una capa delgada de musgos y estabilizada por la vegetación. El cauce ancho de crecientes está circunscrito en la terraza con una profundidad entre 1,5 y 3,0 m, y, finalmente, uno o varios cauces de verano que ocupan entre el 10% y el 20% del ancho del cauce de invierno. Ocasionalmente se encuentran algunas islas cercanas a las orillas. Las mesoformas están representadas por barras laterales e islotes y los depósitos de gravas, cantos y bloques forman cauces escalonados de verano ubicados a diferentes niveles en una misma sección transversal, lo cual es la causa de las divagaciones laterales del flujo principal en crecientes. Estas divagaciones, cuando llegan al borde de la terraza, producen la socavación de sus orillas. La intensidad de las socavaciones depende no sólo de la magnitud de la creciente y de la velocidad del flujo sino del ángulo de ataque de la corriente principal: mientras mayor es este ángulo, más intensa es la socavación. Prácticamente todo el ancho del valle de montaña dentro de la terraza de material grueso constituye la zona de divagación del cauce en crecientes.

Según lo anterior, en cauces de montaña cubiertos por materiales gruesos se pueden diferenciar dos zonas de divagación: la zona del gran cauce de crecientes a lo largo del cual transitan los caudales altos de una manera relativamente rápida y la zona de divagación de este cauce equivalente al ancho del valle. Sin embargo, las velocidades de divagación del flujo principal y del mismo cauce son diferentes. Si los escalones de verano formados por gravas gruesas y cantos empiezan a desplazarse cuando se ahogan con pequeñas profundidades, incluso con crecientes inferiores a las medias, entonces la socavación intensa de las terrazas laterales se presenta sólo con grandes crecientes para las cuales la probabilidad de excedencia es del orden del 5% y menos. La velocidad de desplazamiento de los bordes de las bancas es de metros a decenas de metros por año y la velocidad de movimiento de los escalones en el cauce principal es de decenas y centenas de metros por año.

La posibilidad de divagación del cauce principal a todo lo ancho del valle debe ser considerada en el diseño de puentes y el cauce de crecientes debe ser cubierto totalmente por la luz del puente con el fin de evitar socavaciones concentradas, dado que a través del puente, además de las crecientes, debe transitar todo el volumen de sedimentos transportados por la corriente. El cierre del cauce principal con terraplenes de acceso produce la detención de algunas barras compuestas por cantos y bloques y la aparición de flujos oblicuos dirigidos hacia los apoyos del puente.

¿Cuál es la profundidad normal $y_{m\acute{a}x}$ que se debe adoptar para determinar la máxima profundidad después de la socavación en cualquiera de las pilas del puente? Esta profundidad se puede determinar con el método expuesto anteriormente para los cauces trenzados (divagantes) compuestos por aluviones granulares finos. Sin embargo, los ríos de montaña poseen profundidades no muy altas en crecien-

tes, lo cual, para pendientes fuertes y una compleja configuración de lechos con materiales gruesos, produce un flujo muy turbulento con grandes pendientes transversales. En estas condiciones, la determinación de $y_{m\acute{a}x}$ con mediciones directas puede resultar poco viable. Por eso, el valor medido se debe comparar con el teórico asociado a la condición que está en capacidad de mover los cantos y bloques de mayores dimensiones depositados en el lecho (competencia del río).

Utilizando de manera aproximada la fórmula para la velocidad del flujo que puede mover un bloque de determinado tamaño: $U \approx 5,5\sqrt{d_{m\acute{a}x}}$ y aplicando la ecuación de Sribnii para determinar la velocidad de la corriente en ríos de montaña, se obtiene la condición que debe cumplir la profundidad máxima:

$$y_{m\acute{a}x} \geq 0,8 \frac{d_{m\acute{a}x}^{0,75}}{S_o^{0,38}} \quad (5.19)$$

$d_{m\acute{a}x}$ - es el diámetro máximo de los bloques, m; S_o - es la pendiente longitudinal del cauce.

5.5 MEANDROS CONFINADOS

Los meandros confinados son un proceso morfológico intermedio entre las barras laterales y los meandros libres y en él están presentes algunos elementos tanto de los primeros como de los segundos.

Cuando la velocidad de movimiento de las barras laterales es baja, éstas se cubren de vegetación que las estabiliza y se convierten en macizos aislados en las bancas, por lo cual la curvatura de los cauces de verano se conserva igual en las crecientes. Debido a la curvatura, se forma una zona de bajas velocidades en crecientes que propicia la sedimentación de materiales en suspensión aumentando el tamaño de los macizos. Por otro lado, la presencia de un valle relativamente angosto con orillas resistentes a la erosión limita el desarrollo de las curvas del cauce formadas por las barras laterales dispuestas de manera alternada. Estas barras se socavan en su parte superior y se depositan en su extremo inferior. Como resultado se presenta un desplazamiento hacia aguas abajo de los meandros débilmente conformados, conservando su forma y dimensiones, es decir, el cauce se desplaza de manera paralela a sí mismo (figura 5.8). La cresta de la barra en la transición se orienta diagonalmente respecto a la dirección del flujo en planta y se encuentra un poco aguas abajo del cambio de dirección del cauce. Las zonas más profundas están ubicadas en la orilla cóncava que se erosiona y su valor depende, para unas condiciones geológicas dadas, del radio de curvatura y del ancho del cauce. En verano las transiciones (crestas) se erosionan y en crecientes se depositan. En las fosas se presenta un fenómeno contrario. Durante el desplazamiento de los meandros se produce un intercambio de sedimentos entre el cauce y los depósitos laterales de

las bancas, por lo cual estos últimos están compuestos del mismo material aluvial que el del lecho.

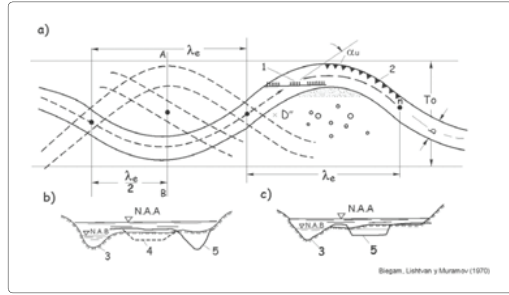
Los meandros confinados están caracterizados por los siguientes parámetros (numeral 4.7.4), cuyos valores se determinan por medio de levantamientos topográficos o fotografías aéreas:

λ_e - es la longitud del meandro. Distancia entre dos puntos de transición del cauce, m ; b - es el ancho del cauce de verano, m ; $\bar{R}_C$ - es el radio medio de curvatura del meandro en un tramo considerado, m ; $\bar{\alpha}$ - es el ángulo medio de giro entre dos tangentes en los puntos de transición; $\bar{C}_e$ - es la velocidad media de movimiento del meandro, en los puntos de giro, $m/año$; $\bar{B}$ - es el ancho medio de la franja de confinamiento de los meandros en un tramo.

De acuerdo con investigaciones realizadas por el Instituto de Hidrología de Moscú, cuando existen meandros confinados, para cada curvatura se cumple que $\alpha \leq 60^\circ$. Por lo anterior, cuando este valor se determina con mediciones directas, debe cumplir con la condición anterior si se trata de un tramo con meandros confinados. El valor de $\bar{C}_e$ generalmente es de algunos metros al año y, con menos frecuencia, de decenas de metros.

Dado que los meandros confinados se desplazan hacia aguas abajo sin cambiar significativamente su forma y dimensiones, tampoco se deben esperar variaciones en las profundidades, las cuales están estrechamente ligadas con la curvatura. Por eso, para obtener los parámetros anteriores es suficiente efectuar un levantamiento del río en un tramo de longitud $2\lambda_e$ y de ancho B , es decir, levantar dos meandros vecinos con las bancas correspondientes.

En los procesos morfológicos estudiados con anterioridad (macro dunas, barras laterales e islotes en cauces trenzados), la velocidad de desplazamiento de las mesoformas dentro del cauce es tan grande que permite la aparición de todas las posibles secciones transversales (correspondientes a estos procesos morfológicos) bajo el puente durante su vida útil. Para ellos no fue necesaria la determinación del valor $\bar{C}_M$ y $\bar{C}_\pi$ (velocidad media de desplazamiento de las macro dunas y de las barras laterales) en diferentes fechas. Sin embargo, en el caso de los meandros confinados, al definir las secciones transversales para el cálculo de la socavación no se puede despreciar el valor $\bar{C}_e$ ya que no siempre existe la posibilidad de que todas



▲ **Figura 5.8** Meandros confinados. a) Planta del cauce; b) Secciones transversales en el sitio A-B con el desplazamiento del meandro en una distancia λu ; c) Lo mismo que un desplazamiento en una distancia $\lambda u/2$; 1. Cresta de la duna; 2. Orilla erosionada; 3. Sección inicial del desplazamiento; 4. Sección intermedia del desplazamiento; 5. Sección final del desplazamiento; N.A.A- Nivel de aguas altas; N.A.B- Nivel de aguas bajas.

las posibles secciones transversales pasen bajo el puente durante su vida útil (esto depende de la velocidad de desplazamiento de los meandros).

Considerando los posibles movimientos del cauce con meandros confinados se expresa este valor en términos de λ_e . De acuerdo con la condición de los meandros confinados se analiza el máximo valor posible $\bar{\alpha} = 60^\circ$. De acuerdo con Altunin se toma $\bar{R}_C = 5b$ $R_C = 5b$. Dado que la longitud del meandro es la cuerda del arco del ángulo central 60° , entonces $Y \approx \lambda_e$ (suponiendo una curva cercana a la circunferencia). Partiendo de estos datos, en el cuadro 5.5 se muestran los valores del desplazamiento del meandro en términos de λ_e en un período de 100 años (período compatible con la vida útil de un puente) para diferentes velocidades $\bar{C}_e$.

Como se ve en la figura 5.8a, la formación en el sitio de ponteadero A-B de tres secciones transversales características (las fosas se encuentran en el límite derecho de la franja de los meandros, las crestas en el centro y las fosas en el límite izquierdo de B) es posible sólo con un movimiento del meandro no inferior a λ_e . De los datos del cuadro 5.5 se desprende que sólo para ríos muy pequeños se puede dejar de considerar la velocidad $\bar{C}_e$, es decir, para ríos medianos y grandes no es posible determinar de una manera correcta las secciones transversales de diseño en el cálculo de la socavación si no se considera la velocidad $\bar{C}_e$.

Cuando se construye un puente sobre meandros confinados y durante su vida útil el valor del desplazamiento de éstos es superior a $0,5\lambda_e$, es necesario comparar la alternativa de cubrir totalmente con la luz del puente la franja de confinamiento o divagación de los meandros ($L_p \approx B$) con una segunda alternativa de reforzar las orillas cóncavas de los meandros en el tramo de influencia del puente. Cuando el desplazamiento de los meandros es inferior a $0,5\lambda_e$ generalmente es conveniente realizar una restricción o cierre parcial del ancho de confinamiento ($L_p < B$) con la condición de que la luz del puente cubra la parte de la franja de confinamiento en la cual es posible un desplazamiento del cauce en la sección del cruce.

En consecuencia, se confirma la necesidad de conocer el valor $\bar{C}_e$ cuando existen meandros confinados. Este valor se puede determinar superponiendo fotografías aéreas o levantamientos realizados en diferentes fechas. La determinación

Ancho del cauce b(m)	Longitud de onda del meandro	Velocidad media de desplazamiento, $\bar{C}_e$ (m/año)					
		1	2	5	10	20	40
		Valores del desplazamiento en términos de la longitud de onda					
10	50	2,0	4,0	10,0	20,0	40,0	80,0
50	250	0,4	0,8	2,0	4,0	8,0	16,0
100	500	0,2	0,4	1,0	2,0	4,0	8,0
500	2500	0,04	0,08	0,2	0,04	0,8	1,6

▲ Cuadro 5.5 Velocidades medias de desplazamiento de los meandros.

se efectúa dividiendo la longitud del movimiento de los puntos de transición sobre el tiempo transcurrido entre las fotografías o los levantamientos.

Cuando no se cuenta con este tipo de información, se puede determinar la velocidad $\bar{C}_e$ según la edad de los árboles que crecen en los cúmulos o macizos laterales que se forman periódicamente en las bancas. Tomemos, por ejemplo, dos árboles que crecen en cualquier macizo lateral cerca de la línea central de la franja de confinamiento. Uno de ellos se encuentra ubicado cerca de la margen inferior en desarrollo y el otro cerca de la margen erosionable del macizo lateral (puntos D' y D'' en la figura 5.8a. Entonces, la edad del árbol D'' será mayor que la del árbol D' dado que este último debió empezar a crecer sólo después de que el cauce emigró de ese sitio mientras que el árbol D'' pudo crecer varios años desde que el cauce estuvo en ese lugar. Teniendo la distancia del punto inferior de la transición del cauce (punto II en la figura 5.8a, en fracciones k_i de la longitud del meandro (en metros) hasta los árboles correspondientes con edades T_i (en años), se obtiene la expresión 5.20 para determinar aproximadamente la velocidad de desplazamiento de los meandros:

$$\bar{C}_e \approx \sum_{i=1}^{N_a} \left(\frac{k_i \lambda_e}{T_i} \right) / N_a \quad (5.20)$$

N_a - es el número de árboles tomados en el cálculo.

Dado que no se sabe si cada árbol empezó a crecer cuando las condiciones fueron propicias, para obtener un resultado más o menos confiable es recomendable incluir en el cálculo más de dos o tres árboles. El cálculo con la fórmula anterior puede producir una cierta sobrevaloración puesto que cuando el cauce emigra de un determinado sitio se requiere de cierto tiempo para que empiece a crecer la vegetación.

Dado el grado de inexactitud ligado a la anterior metodología, lo mejor es utilizar otro método paralelo cuando, por ejemplo, no crece vegetación en los sitios mencionados. Para eso se utiliza el hecho de que el movimiento de los meandros confinados se presenta sin variaciones de su forma y dimensiones. Esto indica que el proceso de erosión de las márgenes cóncavas es bastante uniforme y está ligado a un aluvión uniforme. En este caso la erosión de la orilla cóncava no está acompañada de la profundización de la fosa dado que la curvatura del meandro es relativamente estable. Por lo anterior, se puede suponer que el aumento de la carga de sedimentos durante crecientes en los tramos curvos en comparación con los rectos (transiciones o crestas), se presenta exclusivamente a causa de la erosión en la margen cóncava. Esta erosión intensa se presenta debido a tres factores: la redistribución de velocidades a lo ancho de la corriente con su aumento hacia la orilla cóncava; la disminución de la estabilidad de las partículas en el talud de las orillas debido a los componentes de la fuerza de gravedad; y la disminución adicional de la estabilidad de las partículas a causa del flujo helicoidal en la curva con la velocidad vertical dirigida hacia abajo.

Los dos últimos factores influyen en el valor de la velocidad no erosiva en la orilla cóncava. Pishkin y Razónskii proponen considerar esa velocidad afectada con el siguiente coeficiente de disminución que se muestra en la fórmula:

$$K_{U_U} = \sqrt[3]{1 - \left(\frac{m_0}{m_C}\right)^2 - 10 \frac{m_0 \bar{y}_{kc}}{m_C \cdot \bar{R}_C}} \quad (5.21)$$

m_C - es la inclinación del talud de la margen cóncava (1 vertical por m_C horizontal); m_0 - tangente del ángulo de fricción interna $(\varphi)_{\text{sat}}$ del suelo de la orilla cóncava; $\bar{y}_{kc}$ - es la profundidad media de la fosa en la orilla cóncava, m; $\bar{R}_C$ - es el radio medio de curvatura del meandro, m.

Se puede considerar que el volumen de suelo (V_G) erosionado en la margen cóncava por metro lineal durante el tiempo de diseño (T_{dis}) es igual al valor del desplazamiento (ΔB_{con}) del borde por la profundidad del agua $\bar{y}_{kc}$ en la misma margen cóncava. Por otro lado, V_G es igual a la diferencia de las cargas unitarias de sedimentos de fondo (q_T) en los tramos curvo y recto del cauce, dividido por el peso unitario del suelo en estado natural (γ_o), es decir:

$$V_G = \Delta B_{\text{con}} \bar{y}_{kc} = T_{\text{dis}} (\bar{q}_{Tc} - \bar{q}_{Tr}) / \gamma_o \quad (5.22)$$

Por lo tanto, se puede escribir la igualdad de la siguiente forma:

$$\Delta B_{\text{con}} \approx \frac{(\bar{q}_{Tc} - \bar{q}_{Tr}) T_{\text{dis}}}{\gamma_o \cdot \bar{y}_{kc}} \quad (5.23)$$

ΔB_{con} - es el desplazamiento del borde de la margen cóncava en el tiempo T_{dis} , m; $\bar{q}_{Tc}$ - es la carga unitaria media de sedimentos de fondo en el tramo curvo durante el tiempo de diseño, considerando la corrección con la fórmula 5.18, kg/s.m; $\bar{q}_{Tr}$ - es la carga unitaria media de sedimentos de fondo en el tramo recto, kg/s.m; T_{dis} - es el tiempo de diseño, en el transcurso del cual, al pasar el caudal medio de la creciente, la velocidad real es superior a la velocidad no erosiva, s; $\bar{y}_{kc}$ - es la profundidad media del agua en la orilla cóncava en el tiempo T_{dis} , m.

Los valores $\bar{q}_{Tc}$ y $\bar{q}_{Tr}$ se calculan con la fórmula 5.24 haciendo la conversión de unidades a kg/s.m:

$$q_{Tr} = 12 \left(\frac{\bar{U}}{U_U} \right)^3 \cdot d_{mp} \cdot (\bar{U} - U_U) \cdot \left(\frac{\bar{y}}{d_{mp}} \right)^{0,33} \quad (5.24)$$

$\bar{U}$ - velocidad media del flujo, m/s; U_U - velocidad no erosiva o velocidad de umbral, m/s; d_{mp} - diámetro medio ponderado de las partículas del sedimento, m; $\bar{y}$ - profundidad media del flujo, m.

El valor T_{dis} se determina a partir de los datos hidrológicos correspondientes a la creciente media construyendo la relación entre la velocidad real y la velocidad no erosiva $U = f(T)$; $U_U = f(T)$.

Dado que el valor determinado con la ecuación 5.23 se refiere a la creciente media y en verano la erosión de la margen cóncava se suspende, este valor (por año) se puede tomar en calidad de velocidad media de desplazamiento de los meandros confinados, es decir: $\Delta B\sigma p \approx \bar{C}_e$.

Ejemplo de Cálculo. Un río con meandros confinados y un ancho $b = 100$ m posee un lecho de gravas con un diámetro medio ponderado $d_{mp} = 0,006$ m. Los macizos laterales en la banca están compuestos de este mismo material, el cual está cubierto de una capa de limos de 0,5 m de espesor. El peso unitario de las gravas en estado natural es $\gamma_o = 2,000$ kg/m³. La forma y dimensiones relativamente estables de los meandros se caracterizan por los siguientes parámetros: $\bar{\alpha} = 580$, $\bar{R}_C = 505$ m. La profundidad media en la transición (cresta) durante el tiempo de diseño es: $\bar{y}_{tr} = 3,0$ m, la misma profundidad media en la fosa de la margen cóncava es: $\bar{y}_{kc} = 4,0$ m. Por lo tanto, las velocidades medias correspondientes a estas profundidades son: $U_{tr} = 1,38$ m/s; $U_{kc} = 1,45$ m/s. La inclinación de la orilla cóncava abajo de la capa de limos es $m_e = 3$, y la tangente del material de la orilla en estado saturado es $m_o = 2$.

Las velocidades no erosivas (de umbral) en los tramos recto y curvo se determinan con la ecuación:

$$U_U = 3,6 \left(\bar{y} \cdot d_{mp} \right)^{0,25} \quad (5.25)$$

$\bar{y}$ - profundidad media del flujo, m; d_{mp} - diámetro medio ponderado de las partículas del sedimento, m.

Los valores obtenidos, correspondientemente son: $U_{U,ir} = 1,31$ m/s; $U_{U,kc} = 1,42$ m/s.

El coeficiente de disminución de la velocidad no erosiva en el tramo curvo se determina con la expresión 5.21:

$$K_{U_U} = \sqrt[3]{1 - \left(\frac{2}{3} \right)^2 - 10 \frac{2}{3} \frac{4}{505}} = 0,82$$

Las cargas medias de los sedimentos de fondo se calculan con la fórmula 5.24, utilizándola para los tramos recto y curvo del cauce:

$$\begin{aligned} q_{Tr} &= 12 \left(\frac{U_{tr}}{U_{U,ir}} \right)^3 d_{mp} (U_{tr} - U_{U,ir}) \cdot \left(\frac{\bar{y}_{tr}}{d_{mp}} \right)^{0,33} = \\ &= 12 \left(\frac{1,38}{1,31} \right)^3 0,006 (1,38 - 1,31) \cdot \left(\frac{3}{0,006} \right)^{0,33} = 0,047 \text{ kg / s.m} \\ &= 12 \left(\frac{U_{kc}}{U_{U,kc} K_{U_U}} \right)^3 d_{mp} (U_{kc} - U_{U,kc} K_{U_U}) \cdot \left(\frac{\bar{y}_{kc}}{d_{mp}} \right)^{0,33} = \end{aligned}$$

$$= 12 \left(\frac{1,45}{1,42 \cdot 0,82} \right)^3 0,006 \cdot (1,45 - 1,42 \cdot 0,82) \cdot \left(\frac{4}{0,006} \right)^{0,33} = 0,332 \text{ kg/s} \cdot \text{m}$$

El tiempo de diseño T_{dis} en el transcurso del cual la velocidad media de la creciente supera la velocidad de umbral se determinó al construir, para la sección del cruce, el hidrograma de la creciente con un caudal pico $\bar{Q}$ y resultó igual a tres días, es decir: 259.200 segundos.

Entonces, el desplazamiento medio anual del borde de la orilla cóncava se determina con la fórmula 5.23:

$$\Delta B_{\text{con}} = \frac{(0,332 - 0,047) \cdot 259.200}{2.000 \cdot 4} = 9,2\text{m}$$

Con los datos del cuadro 5.5 se determina el valor del desplazamiento del meandro durante la vida útil del puente. Este desplazamiento es $\approx 2\lambda_e$, es decir, en un lapso de unos cien años el cauce realiza dos veces un movimiento completo de un extremo a otro de la franja de confinamiento.

5.6 MEANDROS LIBRES

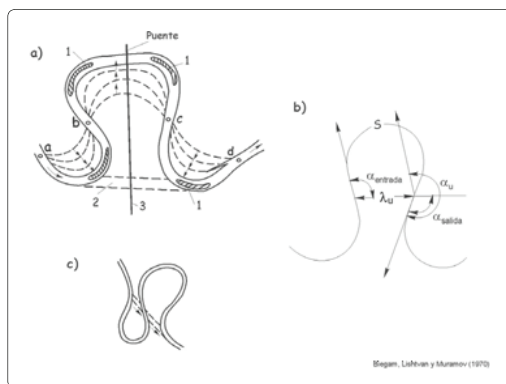
Los meandros libres constituyen el tipo más complejo de los procesos morfológicos. Estos meandros poseen, para cada río, muchas particularidades individuales y desviaciones del comportamiento general. A diferencia de los meandros confinados, ellos sufren variaciones en su forma y dimensiones con una cierta ley de comportamiento. La condición para el desarrollo libre de los meandros en planta es la presencia de un valle suficientemente ancho (llanura de divagación) que supera holgadamente el ancho de la franja de meandros. Esta franja también se desplaza junto con las deformaciones de los meandros en un determinado tramo del río.

Estos meandros presentan un determinado ciclo de desarrollo: al principio, cuando poseen una expresión relativamente débil, se desplazan en el sentido de la corriente de una manera similar a los meandros confinados pero van cambiando gradualmente su forma y el ángulo de giro α aumenta. Además, cuando $\alpha > 90^\circ$ la velocidad de desplazamiento del meandro disminuye y su subsiguiente deformación en planta consiste en un viraje y la formación de un bucle. El alargamiento del bucle y el aumento en su giro suceden inicialmente de una manera intensa y luego este proceso se amortigua.

Después de que el ángulo de giro alcanza un valor: $\alpha \approx 150^\circ$ el viraje α disminuye, pero los meandros pueden deformarse y adoptar la forma de un bucle alargado. El ciclo de desarrollo de un meandro dado está interrelacionado con el desarrollo de los meandros adyacentes, tanto aguas arriba como aguas abajo, dado que el giro de dos

meandros de dirección contraria se produce cerca de algunos puntos fijos correspondientes a la transición o cambio de dirección de la línea central del cauce (puntos *a*, *b*, *c*, *d* en la figura 5.9). Desplazándose cerca de estos puntos los meandros superior e inferior gradualmente acercan sus márgenes cóncavos erosionables y crean las condiciones para el rompimiento del estrecho cuello entre ellos. La rotura se presenta durante alguna de las grandes crecientes y en este momento los meandros superior e inferior disminuyen bruscamente su curvatura; el meandro intermedio se convierte en “madrevieja” y en el tramo donde se produjo el corte se inicia un nuevo ciclo de formación de un meandro. El desfase en el tiempo de rompimiento de los cuellos de los meandros, debido a causas locales aleatorias, produce, en un determinado tramo, la aparición de meandros en diferentes etapas de desarrollo. Esta particularidad de los meandros libres permite obtener ciertas relaciones morfométricas muy útiles en los cálculos, a partir de las características morfológicas de meandros de diferentes edades.

La formación de bancas muy amplias en relación con el ancho de la franja de meandros es una condición indispensable para el desarrollo de este tipo de proceso morfológico. Las bancas crecen en las orillas convexas de los meandros en donde las macrodunas que se desplazan (mesoformas) se unen a las playas y luego se refuerzan con vegetación en sus crestas. Sobre la vegetación se deposita una pequeña capa de limos y la cresta de las dunas se alarga en el sentido del flujo para luego convertirse gradualmente en un albardón. La orilla cóncava (opuesta) se erosiona con el flujo helicoidal, retrocediendo, y una nueva playa en la margen convexa se transforma en albardón. Este proceso que se presenta en todos los meandros crea en las bancas un relieve característico en forma de pequeñas lomas creadas por antiguas barras laterales con una configuración de arcos en planta unidos a los puntos fijos de las transiciones (líneas a trazos en la figura 5.9a). La complejidad en el relieve de las bancas se hace mayor por la presencia de un gran número de “madreviejas” creadas por el rompimiento de los cuellos de meandros muy desarrollados. La sucesión de pequeñas lomas y caños o sillares a lo largo de las bancas creadas por los meandros libres genera las condiciones para la aparición de corrientes complejas y flujos concentrados durante crecientes, lo cual es necesario considerar al efectuar el trazado del puente, evitando que éste quede paralelo a los sillares o caños más grandes.



▲ **Figura 5.9** Meandros libres. a) Planta; b) Esquema de los parámetros básicos de los meandros libres; c) Esquema de la rectificación de dos meandros; 1. Tramos profundos de las fosas; 2. Ubicación de una rectificación inducida en el cuello; 3. Eje del puente.

La banca y el cauce son dos partes componentes de una misma mesoforma que interactúan permanentemente entre ellas. Esta interacción se puede establecer claramente siguiendo la configuración geológica del valle: sobre la capa de arenas o gravas que componen el aluvión se encuentran depósitos finos de limos formados durante las inundaciones de las bancas. Mientras mayor es la carga de sedimentos en suspensión, más gruesos son los depósitos de finos y mayor es la cota de los albardones. El crecimiento de las bancas crea un flujo concentrado en el cauce durante crecientes, lo cual produce, finalmente, un proceso contrario: la erosión intensa de las orillas cóncavas, el desprendimiento de las barras laterales y la emigración hacia las bancas de las partículas de sedimentos del lecho.

Según Kondráthief y Popóv el espesor del aluvión actual (en el cauce y las bancas) generalmente constituye los 2/3 de la sobreelevación durante inundaciones respecto al nivel de verano. El espesor total del aluvión se determina como la diferencia entre la cota del fondo en la fosa más profunda y la cresta de la barra lateral o albardón.

El término “meandros libres” es convencional. Si, por ejemplo, la franja de meandros durante su movimiento se acerca a un extremo resistente del valle, se crea un sitio de confinamiento y restricción al ulterior desplazamiento en un determinado sentido, aunque los demás meandros se pueden desarrollar libremente.

Las mayores profundidades en los meandros libres se ubican en las márgenes cóncavas y las menores en las transiciones correspondientes a los puntos de giro de dos meandros cercanos. Con meandros libres cuando el ángulo de giro es $\alpha \geq 140^\circ$, el conjunto de fosa y transición única (cresta) se puede dividir y, a causa del desarrollo desfasado de las fosas, se rompe la simetría en planta de los meandros (ver meandro central en la figura 5.9a). Cada una de las fosas desprendidas se caracteriza por su máxima profundidad y curvatura en la orilla cóncava. Sin embargo, esta división no siempre se produce y existen casos en los cuales los meandros conservan una sola fosa, incluso en las épocas tardías de su desarrollo.

Las macrodunas en las crestas se ubican diagonalmente y van desde la playa superior hasta la inferior a lo largo de la línea central de la cresta (transición) del cauce y, ocasionalmente, forman en su tramo final una playa de arena y una pequeña barra desprendida. En crecientes las fosas se socavan y las crestas crecen, mientras que en verano se presenta el fenómeno contrario. Las cotas de fondo de las fosas y las crestas en el transcurso de un año pueden variar en algunos metros.

Los meandros libres están caracterizados por los siguientes parámetros (numeral 4.7.5.1), cuyos valores se determinan por medio de levantamientos topográficos o fotografías aéreas:

λ_e - es la longitud del meandro. Distancia a lo largo de una recta entre dos puntos vecinos de la transición del cauce de verano, m; S - es la longitud real del meandro, igual a la distancia entre los puntos superior e inferior de la transición a lo largo de la línea media del cauce, m; R_C - es el radio de curvatura del meandro. En caso

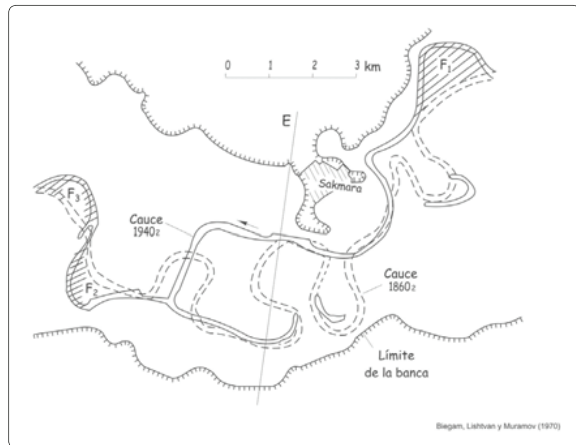
de división de la fosa se mide individualmente para cada una de ellas, m; α - es el ángulo de giro del meandro formado por los vectores dirigidos tangencialmente a los puntos superior e inferior de giro en el sentido del flujo. Es igual a la suma de los ángulos de entrada y de salida del meandro, es decir: $\alpha = \alpha_{ent} - \alpha_{sal}$ (figura 5.9b); B_r - es el ancho del cauce entre bordes en los tramos rectos entre meandros, m; B_C - es el ancho del cauce en el sitio de mayor curvatura del meandro, m; $\bar{C}_{or}$ - es la velocidad media de movimiento de la línea de la orilla, determinada superponiendo dos fotografías aéreas de diferentes fechas, con la fórmula:

$$\bar{C}_{or} = \frac{\sum_1^n A_{soc}}{\sum_1^n L_{er} T_f} \quad (5.26)$$

$\sum_1^n A_{soc}$ - es la suma de todas las áreas de socavación (figura 5.9) en el tramo investigado, m²; $\sum_1^n L_{er}$ - es la suma de las longitudes de las orillas erosionables (figura 5.10), medidas en la planta original del cauce, m; T_f - es el período entre dos fotografías aéreas, años; C_{or} - Es la mayor velocidad de movimiento de la orilla erosionable del meandro en su vértice superior, determinada al comparar fotografías aéreas de diferentes fechas, m/año.

De acuerdo con Popóv, el valor de C_{or} varía desde algunos hasta decenas de metros al año. Para unas velocidades dadas de las deformaciones en planta, es necesario conocer cuánto se desplazan los bordes de las orillas en los meandros durante la vida útil del puente y en cuánto tiempo un determinado meandro puede amenazar la estabilidad de cualquier elemento del puente (pilas, muros direccionales, terraplenes de acceso, etc.).

En la figura 5.10 se muestra un ejemplo de la superposición de fotografías aéreas en un análisis multitemporal en un tramo del río Sakmara. Se compararon dos situaciones con una diferencia de 80 años. En la foto más reciente se observan los relictos de antiguos bucles y rompimientos del cuello cerca de la ciudad de Sakmara, lo mismo que el desarrollo de un meandro en el tramo inicial y de dos de ellos en el extremo final, siguiendo la dirección del flujo. Para estos tres meandros se obtuvieron los siguientes valores de $\bar{C}_{or}$ utilizando la ecuación 5.26:



▲ **Figura 5.10** Plantas superpuestas del río Sakmara (Rusia).

$$\bar{C}_{or} = 6,0 \text{ m / año y } \bar{C}_{or} = 13,0 \text{ m / año}$$

De acuerdo con la foto más reciente, lo más adecuado sería trazar el cruce a lo largo del eje O-E (figura 5.10) pero hace unos 90 años esa alternativa no era racional dado que cruzaría tres veces el cauce. Sin embargo, sabiendo pronosticar la evolución de los procesos morfológicos se hubiera podido adoptar esa solución con la correspondiente rectificación del río.

En este tipo de proceso morfológico son muy poco frecuentes los tramos rectos de longitud considerable formados por meandros rectificadas naturalmente, por eso lo típico es ubicar el trazado del puente interceptando uno de los meandros o curvaturas. Si los meandros superior e inferior al meandro interceptado ya han formado un cuello angosto, entonces generalmente se consideran dos alternativas:

1. Construcción del puente en el meandro, complementándolo con un refuerzo en las márgenes cóncavas de los meandros inferior y superior al interceptado.
2. Construcción del puente sobre un tramo artificialmente rectificado por medio de un canal excavado en el cuello entre los meandros superior e inferior.

En la primera alternativa se requiere de un pronóstico tanto de las deformaciones en planta como de las variaciones de la profundidad máxima en la margen cóncava del meandro central en relación con las variaciones futuras de su curvatura.

En la segunda alternativa con rectificaciones cortas del cauce, no superiores a la longitud λ_e del meandro rectificado, aparece la necesidad de pronosticar las deformaciones futuras del nuevo meandro incipiente (de conformación suave) formado por la rectificación (figura 5.9a).

No se excluye la posibilidad de rectificar simultáneamente dos meandros consecutivos y convertir en “madrevieja” a dos bucles del cauce (figura 5.9c). La dirección del cauce después de estas rectificaciones varía considerablemente y estos tramos del río deben ser evitados al efectuar el trazado de un puente.

Si el cuello entre los meandros superior e inferior aún es suficientemente ancho y la erosión de sus orillas no amenaza directamente la estabilidad de las estructuras del puente, entonces se requiere el pronóstico de las deformaciones del cauce para los tres meandros conjuntamente. Esta ubicación del trazado de un puente se encuentra con mucha mayor frecuencia y, por lo tanto, se considerará la metodología para pronosticar las deformaciones horizontales y verticales de los meandros en este caso.

Los trabajos de campo necesarios para adelantar esta labor consisten en el levantamiento topográfico de los tres meandros mencionados: el central, interceptado por el puente, y los dos adyacentes a él aguas arriba y aguas abajo (figura 5.9a).

Además del plano topográfico, se utilizan fotografías aéreas para determinar en la región del cruce y para un tramo de unos diez meandros los siguiente parámetros: λ_e , S_e , R_C , α , B , B_c . En este mismo tramo se miden en campo las profundi-

dades medias y máximas $\bar{y}_{kc}$ y $y_{kc.máx}$ de las fosas considerando la posibilidad de su división para la condición: $\frac{S_e}{\lambda_e} > 1,5$. Los valores $\bar{y}_{kc}$ y $y_{kc.máx}$ se consideran a partir del nivel creado por la creciente de diseño. Al seleccionar secciones transversales intermedias para determinar $\bar{y}_{kc}$ y $y_{kc.máx}$ se debe considerar la primera ley de Farque o ley de desviación (ver capítulo cuarto) según la cual la máxima profundidad se encuentra desplazada un poco hacia aguas abajo respecto al punto de mayor curvatura del meandro.

Con los datos anteriores se definen las siguientes relaciones empíricas:

$$\bar{y}_{kc} = f\left(\frac{B_r}{R_c}\right); \quad \bar{y}_{kc} = f\left(\frac{S_e}{\lambda_e}\right); \quad Y_{kc.máx} = f\left(\frac{S_e}{\lambda_e}\right) \quad \frac{S_e}{\lambda_e} = f(\alpha)$$

Tal como indican E. A. Konditiérov e I. V. Popóv, las relaciones de tipo $Y_{kc.máx} = f\left(\frac{S_e}{\lambda_e}\right)$ o la relación: $\frac{y_{kc.máx}}{B_c} f\left(\frac{S_e}{\lambda_e}\right)$ y indican un aumento de las profundidades en las fosas al aumentar el valor $\frac{S_e}{\lambda_e}$ sólo para los meandros que poseen una sola depresión. Por eso, en el cálculo de las deformaciones del cauce es conveniente construir también una relación del tipo $y_{kc.máx} = f\left(\frac{B_\pi}{R_c}\right)$ o una relación: $\frac{y_{kc.máx}}{B_c} = f\left(\frac{B_r}{R_c}\right)$, la cual puede dar mejores resultados para meandros con varias fosas con la condición de que los valores $y_{kc.máx}$, B_π , R_c , se determinen de manera individual para cada una de las fosas. En general, para caracterizar las profundidades en los meandros se pueden utilizar diferentes índices, pero las expresiones donde aparece la relación: $\frac{S_e}{\lambda_e}$ generalmente dan una respuesta más confiable.

Los meandros seleccionados para construir las relaciones naturales de la profundidad de la fosa en función de la curvatura deben estar exentos de factores que puedan distorsionar su normal desarrollo, tales como el refuerzo o protección de las orillas, la presencia de estratos duros o rocosos (controles estructurales), la interferencia por parte de árboles, la influencia de presas ubicadas aguas abajo, etc.

El Instituto de Hidrología de la Unión Soviética propuso en su época una metodología para definir la configuración en planta de un meandro en un determinado lapso de tiempo pasado. La construcción gráfica se desarrolla sobre un plano del meandro actual, partiendo de las siguientes condiciones: 1. En cualquier sección transversal, normal al eje longitudinal, la línea de la orilla se aproxima al thalweg con el transcurso del tiempo. 2. El valor d_{or} de desplazamiento de la línea de la

orilla en una determinada sección es proporcional a la máxima profundidad en esa misma sección, a la velocidad de desplazamiento de la línea de la orilla en el sitio de mayores deformaciones en el tramo de estudio, a la intensidad de desarrollo del meandro y al plazo del pronóstico. La fórmula empírica 5.27, deducida a partir de las anteriores condiciones es:

$$d_{or} = C_{or} K_e T_p \frac{y_{máx.t} - y_{tr.a}}{y_{kc.máx} - y_{tr.a}} \quad (5.27)$$

d_{or} - es el desplazamiento de la línea de la orilla, m; K_e es un coeficiente de la velocidad de desarrollo del meandro, el cual depende de su ángulo de giro α (cuadro 5.6); T_p - es el plazo del pronóstico, en años; $y_{máx.t}$ - es la máxima profundidad en la sección considerada, m; $y_{kc.máx}$ - es la máxima profundidad de la fosa en un meandro dado, m; $y_{tr.a}$ - profundidad media de las dos crestas (transiciones) que limitan un meandro dado, m; C_{or} - es la máxima velocidad de desplazamiento de la línea de la orilla en el sitio de mayores deformaciones, la cual se recomienda tomar con un factor de seguridad de 4, en m/año.

Ángulo de giro del meandro,	Coeficiente de desarrollo del meandro, K_e	Ángulo de giro del meandro,	Coeficiente de desarrollo del meandro, K_e
70	0,04	150	0,99
80	0,05	155	1,00
90	0,08	160	0,99
100	0,11	165	0,96
110	0,16	170	0,90
115	0,20	175	0,80
120	0,24	180	0,71
125	0,30	185	0,60
130	0,40	187	0,53
132	0,48	190	0,44
134	0,56	195	0,35
135	0,65	200	0,24
136	0,73	205	0,16
137	0,80	210	0,09
140	0,88	220	0,04
145	0,97	230	0,03

▲ **Cuadro 5.6** Coeficiente de desarrollo de un meandro en función del ángulo de giro.

Las profundidades $y_{máx.p}$, $y_{kc.máx}$, $y_{tr.a}$ se consideran a partir del nivel medio de verano. Es conveniente determinar el valor C_{or} con datos reales utilizando la fórmula 5.26. Si esto no es posible, se pueden utilizar valores análogos a partir del cuadro 5.7. El cuadro de análogos está elaborado fundamentalmente para ríos grandes y tiene el defecto de que no incluye las características de los suelos de cada uno de ellos.

Sección	Perfil longitudinal del río	Caudal medio anual, m ³ /s	Período de tiempo T (años)	Velocidad media de desplazamiento de la orilla, C_{or} m/año
1	0,0003	480	20	3,6
2	0,0002	595	20	4,0
3	0,0003	625	20	3,7
4	0,0005	720	20	4,7
5	0,0004	860	20	6,9
6	0,0003	905	20	4,9
7	0,0006	880	19	2,6
8	0,0016	1.110	8	15,0
9	0,0008	1.580	2	16,0
10	0,0009	1.700	39	2,6
11	0,0009	1.740	39	4,5
12	0,0008	1.800	39	4,4
13	0,0003	4.790	39	6,5

▲ **Cuadro 5.7** Valores del parámetro C_{or} para seleccionar análogos en el cálculo de los desplazamientos de meandros.

Para determinar la velocidad media de desplazamiento de la línea de orilla en el caso de los meandros libres no se utilizan las fórmulas 5.22 y 5.25 debido al carácter complejo del desarrollo de estos meandros, en donde se presentan cambios simultáneos en su forma y en la profundidad de las depresiones y el aluvión del cauce se encuentra cubierto de una capa gruesa de suelos cohesivos propios de las bancas.

La relación $K_e = f(\alpha)$ refleja aproximadamente el desarrollo del meandro: al principio las deformaciones en planta se aceleran rápidamente y luego, para $\alpha > 160^\circ$ estas velocidades empiezan a disminuir. El significado físico de este fenómeno consiste en que para un gran desarrollo del meandro se disminuye notablemente la velocidad del flujo como consecuencia de la disminución de la pendiente longitudinal del cauce. Al disminuir la velocidad del flujo también se reduce la pendiente transversal y, por lo tanto, se desacelera la velocidad del flujo helicoidal que es la causante de las erosiones en las orillas cóncavas. El intervalo de ángulos de giro $70^\circ < \alpha < 230^\circ$ se toma considerando que para $\alpha < 70^\circ$ las curvas se deslizan como meandros confinados y para $\alpha > 230^\circ$ prácticamente desaparecen las deformaciones en planta.

Analicemos la fórmula 5.27 desde el punto de vista de su uso para el cálculo de las deformaciones en planta de meandros para un plazo largo de pronóstico (por ejemplo: $T = 100$ años). En el punto de mayores deformaciones, que corresponde aproximadamente al punto medio de la curva (donde $y_{máx.t} = y_{k.c.máx}$), la relación $\frac{y_{máx.t} - y_{tr.a}}{y_{k.c.máx} - y_{tr.a}} = 1$, conduce a lo siguiente:

$$d_{or.máx} = 100C_{or}K_e \quad (5.28)$$

Los cálculos con esta fórmula simplificada mostraron que para los posibles valores de C_{or} entre 5 y 50 m/año, el mayor desplazamiento de la orilla se presenta para ángulos de giro α entre 140° y 180° , adquiriendo valores de $y_{or.máx}$ entre 400 y 5.000 m. En tales condiciones el ángulo de giro del meandro durante el proceso de deformación varía tan considerablemente que las deformaciones se desaceleran abruptamente.

Por ejemplo, el cálculo y la construcción de un meandro con los parámetros iniciales: $\alpha = 160^\circ$ y $\frac{S_e}{\lambda_e} = 1,6$ para un valor mínimo de $C_{or} = 5$ m/año mostraron que $y_{or.máx} = 500$ m y que el ángulo α se aumentó hasta 210° . De acuerdo con el cuadro 5.6, el coeficiente K_e se tomó inicialmente para el cálculo igual a 0,99 y disminuyó al final de la deformación hasta 0,09, es decir, la velocidad de deformación disminuyó 10 veces. En consecuencia, si las deformaciones en planta del meandro se calculan para un plazo muy grande de pronóstico ($T = 100$ años), la fórmula 5.27 se puede utilizar directamente sólo para $\alpha < 125^\circ$ y $\alpha > 195^\circ$. Si se da que $\alpha > 125^\circ$ o $\alpha < 195^\circ$ que entonces el cálculo con la ecuación 5.27 se debe realizar por aproximaciones sucesivas, dividiendo el plazo de pronóstico de 100 años en tres o cuatro etapas de 33 o de 25 años cada una.

El cálculo y la construcción de la línea de la orilla deformada se realiza inicialmente para la primera etapa, determinando el valor final α de según el cual se encuentra, utilizando el cuadro 5.6, un nuevo valor de K_e y luego se efectúan las mismas operaciones para la siguiente etapa, y así sucesivamente. El valor de K_e obtenido según α al final de la última etapa no debe diferenciarse de K_{e-1} en más de un 25%. Si esta condición no se cumple, es necesario aumentar el número de etapas en que se divide el plazo total.

Dentro de los límites $\alpha < 125^\circ$ y $\alpha > 195^\circ$ en cálculos preliminares, cuando se tiene sólo un material cartográfico, se puede utilizar la expresión 5.28 para determinar la ubicación correcta del trazado respecto a las orillas cóncavas de los meandros y también para ubicar de una manera racional la luz del puente en planta considerando los desplazamientos futuros del meandro interceptado.

Después de construir el meandro en planta con la configuración esperada en T años, los resultados de la construcción se revisan de acuerdo con la relación

$\frac{S_e}{\lambda_e} = f(\alpha)$. Si se presenta una diferencia muy grande entre los valores de $\frac{S_e}{\lambda_e}$,

obtenidos después de realizar la configuración en planta con la fórmula 5.27 y los valores arrojados por la fórmula $\frac{S_e}{\lambda_e} = f(\alpha)$, el valor tomado para la máxima velocidad C_{or} se debe variar para obtener una buena representación de las condiciones reales.

A la nueva configuración en planta le debe corresponder una nueva profundidad máxima de la fosa en el meandro, la cual se determina de la siguiente manera:

Boussinesq partió de la ecuación de pérdidas de energía de un flujo en curva (codo), e igualando para crecientes las pendientes longitudinales en tramos curvos y rectos, obtuvo la expresión 5.29, que muestra la profundidad media con el ancho y con la curvatura del cauce:

$$\bar{y}_{kcc} = y_{trc} \cdot \left(1 + \tau \sqrt{\frac{B_r}{R_C}} \right) \quad (5.29)$$

$\bar{y}_{kcc}$ - es la profundidad media en creciente en el tramo curvo, m; $\bar{y}_{trc}$ - es la profundidad media en creciente en el tramo recto, m; τ - es un coeficiente empírico; B_r - es el ancho del cauce entre bordes en el tramo recto, m; R_C - es el radio de curvatura del meandro, m.

Leliavskii y otros investigadores opinan que la fórmula 5.29 se corresponde bien con los datos reales. Este autor considera que el valor de τ se puede tomar igual a 0,75. Altunin, que investigó de manera especial la ecuación de Boussinesq, estableció la relación entre el valor de τ y la curvatura relativa en planta del cauce $\frac{B_r}{R_C}$ también encontró que el valor de τ para los casos más frecuentes varía entre 0,60 y 0,85.

Altunin propone una expresión más sencilla para la profundidad media en el meandro: $\bar{y}_{kcc} = K_\tau y$. Además, da una relación empírica para la profundidad máxima del meandro en creciente en la forma: $y_{kcc} = \varepsilon_e y$ (los coeficientes K_τ , ε_e se dan en el cuadro 5.8. Altunin anota que en el intervalo $0,25 < \frac{B_r}{R_C} < 0,33$ con inclinaciones del talud de la orilla cóncava entre 1,25 y 2,0, el coeficiente ε_e puede disminuir correspondientemente hasta 1,75-1,50.

Dado que con el desarrollo del meandro su radio de curvatura disminuye y la relación $\frac{B_r}{R_C}$ aumenta, las profundidades me-

dia y máxima también se incrementan de manera proporcional a las relaciones de los valores correspondientes K_τ , ε_e . Por lo anterior, se pueden escribir las siguientes ecuaciones:

$$\bar{y}'_c = \bar{y}_c \frac{K'_\tau}{K''_\tau} \quad (5.30)$$

$\frac{B_r}{R_C}$	K	ε_e
0	1,00	1,27
0,17	1,24	1,48
0,20	1,27	1,84
0,25	1,33	2,20
0,33	1,43	2,57
0,50	1,60	3,00

▲ **Cuadro 5.8** Valores de los coeficientes para pronosticar la configuración en planta de un río.

$$y'_{m\acute{a}x} = y_{m\acute{a}x} \frac{\varepsilon'_e}{\varepsilon''_e} \quad (5.31)$$

$\bar{y}'_c$ - es la profundidad media pronosticada de la sección transversal en el sitio de mayor deformación en planta, m; $\bar{y}_c$ - es la profundidad media actual de la sección transversal en el sitio de mayor deformación en planta, m; K'_τ, K''_τ - son coeficientes tomados del cuadro 5.8 para las configuraciones pronosticada y actual (real), correspondientemente; $y'_{m\acute{a}x}$ - es la profundidad máxima pronosticada en la sección transversal, m; $y_{m\acute{a}x}$ - es la profundidad máxima actual en la sección transversal, m; $\varepsilon'_e, \varepsilon''_e$ - son coeficientes tomados del cuadro 5.8 para las configuraciones pronosticada y actual (real), correspondientemente.

En relación con los problemas resueltos con la fórmula 5.28, de manera orientativa se puede, sin dibujar la configuración en planta, determinar el nuevo radio de curvatura R'_C después de la deformación del meandro con el radio de curvatura R_C en el valor $d_{or.m\acute{a}x}$. Para esto se supone que la configuración en planta del meandro entre los puntos de transición se puede esquematizar en forma de elipse con un semieje $b_3 = \frac{\lambda_e}{2}$ y un semieje a igual a la distancia entre el centro de la línea que define la longitud del meandro hasta el punto de mayor deformación en planta de la orilla. Entonces, utilizando la expresión para el menor radio de curvatura de la elipse: $\rho_3 = R_C = \frac{b_3^2}{a_3}$, y después de transformarla, se obtiene la fórmula:

$$R'_C = \frac{R_C \cdot a_3}{a_3 + d_{or.m\acute{a}x}} \quad (5.32)$$

La fórmula de Boussinesq, lo mismo que la interpretación realizada por Altunin, no considera las características del material del cauce que pueden ser diferentes para iguales curvaturas y anchos del meandro. Las demás ecuaciones conocidas que relacionan la profundidad con la curvatura adolecen de este mismo defecto (Fargue, Mitchel, etc). En consecuencia, los valores de $y'_c, y_{m\acute{a}x}$ obtenidos con las expresiones 5.30 y 5.31 deben ser revisados con la ecuación real: $\bar{y}_c, y_{m\acute{a}x} = f\left(\frac{B_r}{R_C}\right)$ o con la fórmula: $\bar{y}_c, y_{m\acute{a}x} = f\left(\frac{S_e}{\lambda_e}\right)$. Si estas expresiones reales presentan una relación suficientemente cercana entre las variables consideradas, se les debe dar prelación dado que ellas reflejan las condiciones reales, incluyendo las características de los suelos.

El valor $y_{m\acute{a}x}$ puede aparecer si no existen limitaciones de tipo geológico en la sección estudiada. Si el suelo a la profundidad $y_{m\acute{a}x}$ se diferencia del suelo a la pro-

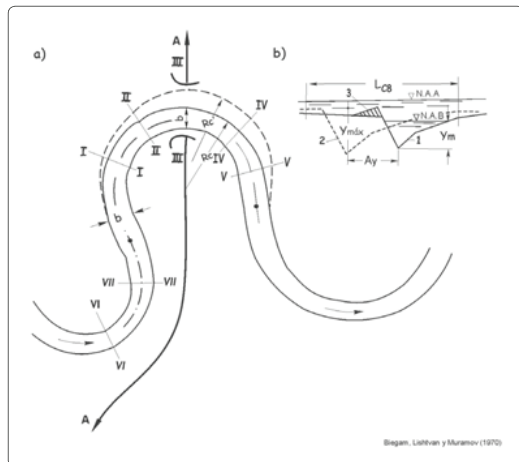
fundidad entonces la posibilidad de que se forme la profundidad y' máx se determina con la condición: $U_{bm} > U_U$ en donde U_{bm} es la velocidad media en la vertical con profundidad y' máx y U_U es la velocidad de umbral (no erosiva) para el suelo descubierto a esa profundidad.

Después de calcular los valores d_{or} , $\bar{y}'_c$, $y'_{máx}$ y conociendo el ancho B_C del cauce y la inclinación del talud de la orilla cóncava "m" se puede construir la sección transversal, pronosticada de manera esquemática pero cercana a la realidad, para el cauce con meandros libres en el sitio del puente.

Ejemplo de Cálculo. Un río con meandros libres posee un cauce principal con dos bancas a lo largo del cual transita hasta el 60% del caudal de diseño, igual a 2.500 m³/s. La pendiente longitudinal media en el tramo considerado es de 0,0003. El lecho está conformado por arenas y gravas con un ancho desde 90 m en las curvas hasta de 110 m en las partes rectas con profundidades medias durante crecientes entre 5 y 7 m y velocidades medias entre 1,6 y 1,8 m/s. El río corta o disecta una terraza compuesta por limos de menor espesor que el propio aluvión. El trazado A-B del puente (figura 5.11a) atraviesa el río en uno de sus meandros con la orilla izquierda cóncava. En la banca derecha el trazado cambia de dirección girando hacia aguas arriba acercándose a la margen derecha del meandro superior a una distancia entre 150 y 200 m. Ambos meandros poseen una sola fosa cada uno. El meandro inferior en el sitio de posible inicio de las deformaciones de la margen derecha cóncava se encuentra a unos 400-500 m del puente y en el sitio de las mayores deformaciones está en el lado opuesto a él.

Excluyendo del análisis el meandro inferior por no influir en el comportamiento de la estructura, se presenta un pronóstico para la vida útil del puente (100 años) de las deformaciones del meandro central y del superior.

Inicialmente se establece el valor de diseño de los desplazamientos de la línea de la orilla. $\bar{C}_{or} = 2,6$ m/año y $\bar{C}_{or} = 71$. Según los levantamientos del sector de interés realizados en 1948 y 1968 se tienen los valores de la velocidad media y la velocidad máxima de desplazamiento de la línea de la orilla: m/año y m/año. Considerando que la velocidad



▲ **Figura 5.11** Esquema del cruce de un río A-A. a) Planta y ubicación pronosticada de la orilla (a trazos); b) Secciones transversales bajo el puente; 1. Sección en el momento de los estudios básicos; 2. Sección pronosticada; 3. Excavación de un banco de arena; I-IV - Secciones; N.A.A- Nivel de aguas altas; N.A.B- Nivel de aguas bajas.

de desplazamiento de la orilla en el meandro central puede aumentar después de la construcción del puente a causa del aumento de las velocidades de la corriente en la sección contraída y en vista de que el plazo de pronóstico (100 años) supera en gran medida el plazo entre los dos levantamientos (20 años), se toma:

$$C_{or} = 4\bar{C}_{or} = 4 * 2,6 = 10,4 \text{ m/año.}$$

1. Cálculo del meandro central (figura 5.11).

Los datos de partida para realizar el cálculo del meandro central son los siguientes:

$$\alpha = 210^0; S_e = 1.360 \text{ m}; y_{kc.máx} = 6,3 \text{ m}; y_{tr.a} = 0,7 \text{ m}; \frac{B_r}{R_C} = 0,25.$$

De acuerdo con el cuadro 5.8, para $\alpha = 210^0$ se encuentra un valor $K_e = 0,09$, y con la fórmula 5.27 se obtiene:

$$d_{or} = \frac{10,4 * 0,09 * 100}{6,3 - 0,7} (y_{máx.t} - 0,7) = 16,7 (y_{máx.t} - 0,7)$$

El cálculo se realiza para cinco secciones (figura 5.11a: secciones I - IV) de las cuales la sección III coincide con el eje del puente y con el sitio de mayor profundidad ($y_{kc.máx}$). En los puntos de quiebre o cambio de dirección indicados en la figura 5.11a con un círculo, el valor del desplazamiento de la orilla es igual a cero, es decir: $d_{or} = 0$.

De los datos del cuadro 5.9 y de la figura 5.11a, en donde se indica la posición pronosticada de la orilla cóncava con línea a trazos, se ve que el desplazamiento de la margen en la parte inferior del meandro es mayor que en la superior, debido a que las mayores profundidades de la fosa se encuentran un poco más abajo del centro del meandro. Esto se debe a que el meandro, aunque lentamente, se desplaza hacia aguas abajo. El ángulo de giro del meandro pronosticado se aumenta en 60 y su longitud en 24^0 m .

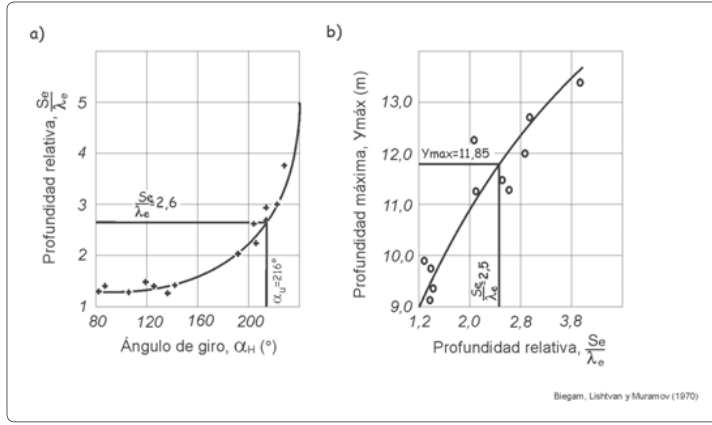
Sección	Profundidad máxima $y_{máx.t} \text{ (m)}$	Desplazamiento de la orilla $d_{or} \text{ (m)}$
I	1,7	16,7
II	3,4	45,1
III - (Eje del cruce)	6,3	93,5
IV	6,0	88,5
V	2,9	36,7

▲ **Cuadro 5.9** Profundidades máximas y desplazamientos de meandros.

Con el fin de comprobar la correspondencia de esta conclusión con los datos reales, se compara

el valor $\frac{S_e}{\lambda_e}$ con la relación empírica $\frac{S_e}{\lambda_e} = f(\alpha)$, obtenida para

14 meandros que se encuentran en diferentes etapas de desarrollo (figura 5.12). La longitud del



▲ **Figura 5.12** a) Longitud relativa de meandros en función del ángulo de giro α_H ; b) Profundidad máxima en el meandro $Y_{máx}$ en función de su longitud relativa S_e/λ_e .

meandro interceptado por el puente es: $\lambda_e = 640\text{m}$ y la longitud pronosticada del meandro es $S_e = 1.600\text{ m}$ con un ángulo de giro $\alpha = 216^\circ$. Para este ángulo se utiliza la relación: $\frac{S_e}{\lambda_e} = f(\alpha)$ y se encuentra que $\frac{S_e}{\lambda_e} = 2,6$ cuyo valor es cercano a la relación real: $\frac{1.600}{640} = 2,5$.

Con la creciente de diseño la amplitud de la elevación del nivel de agua sobre el nivel medio de verano es de 5,0 y por eso: $y_{máx} = y_{kc,máx} + 5,0 = 6,3 + 5,0 = 11,3\text{m}$. La profundidad media en la sección del puente es: $y_e = 7,1\text{m}$. El radio de curvatura R'_c correspondiente a la ubicación pronosticada de la margen izquierda (figura 5.11a) entre las secciones II y IV, disminuyó y la relación: quedó igual a 0,29. Utilizando los datos del cuadro 5.8 y las fórmulas 5.30 y 5.31, se encuentra:

$$\bar{y}'_c = 7,1 \frac{1,9}{1,33} = 7,4\text{m}$$

$$y'_{máx} = 11,3 \frac{2,4}{2,2} = 12,3\text{m}$$

De los 14 meandros presentes en la región correspondiente al puente, en 11 se identificaron condiciones idénticas de los suelos y una curvatura similar en las orillas cóncavas y, por lo tanto, en ellas se midieron las profundidades máximas de las fosas y se establecieron las relaciones: $y_{máx} = f\left(\frac{S_e}{\lambda_e}\right)$, las cuales se representan en la figura 5.12b. El valor de $y'_{máx}$ calculado anteriormente se verificó con estas relaciones y mostró resultados bastante cercanos.

Las secciones transversales actuales y las pronosticadas hacia el final de la vida útil del puente se muestran en la figura 5.11b. La socavación general y local

bajo el puente se debe calcular para ambas secciones. Los apoyos del puente que se encuentran en situación más crítica son los ubicados en la zona A_y . Para la localización seleccionada del puente, existen dos posibilidades: primero, considerar el desarrollo del meandro y ubicar el puente tal como se muestra en la figura 5.11a, y segundo, no tomar en consideración ese desarrollo y efectuar la protección y refuerzo de la margen cóncava a lo largo de todo el meandro interceptado. La segunda solución generalmente es más costosa y se justifica sólo en el caso de que existan serias limitaciones para ampliar la luz del puente hacia la margen izquierda, siguiendo el desarrollo del meandro.

Es pertinente mencionar ciertos factores que pueden acelerar el movimiento de la línea de la orilla después de la construcción del puente. Si el desplazamiento pronosticado de la orilla se dirige hacia una banca débil y la banca opuesta deja pasar una parte importante de la creciente de diseño, entonces la ubicación del puente, tal como se muestra en la figura 5.11a, al paso de las grandes crecientes produce una desviación fuerte del flujo hacia la orilla izquierda que es la más susceptible a la erosión.

Con el fin de evitar este fenómeno adverso o para atenuarlo, se puede aumentar la luz del puente en la zona de la banca derecha. El desplazamiento de la línea de la orilla se puede lograr por medio de un corte profundo en la margen cóncava, el cual se recomienda realizar hasta la cota de la banca, es decir, cortar solamente la barra del cauce.

2. Cálculo del Meandro Superior

El cálculo completo del desplazamiento y deformaciones de este meandro no se requiere, dado que el puente no lo intercepta. En nuestro caso el problema se reduce a determinar el tiempo necesario para que el meandro se aproxime al terraplén de la banca derecha, considerando los sitios más expuestos (secciones VI y VII en la figura 5.11a).

Los datos de partida para el cálculo son: $C_e = 10,4$ m/año; $\alpha = 196^\circ$; $y_{kc.máx} = 7,1$ m, $y_{tr.a} = 0,8$ m. En el cuadro 5.6 se encuentra que $K_e = 0,33$ (se utiliza la misma nomenclatura anterior).

La ecuación 5.27 se resuelve respecto a T y se obtiene la fórmula:

$$T = \frac{d_{or}(y_{kc.máx} - y_{tr.a})}{C_e \cdot K_e (y_{máx} - y_{tr.a})} \quad (5.33)$$

Para la sección VI, en donde se produce el mayor desplazamiento de la orilla, es decir, para $d_{or} = 200$ m, se tiene:

$$T = \frac{200(7,1 - 0,8)}{10,4 * 0,33(7,1 - 0,8)} = 58 \text{ años}$$

y para la sección VII, en donde $d_{or} = 150m$; $b_{máx} = 5,2m$, resulta:

$$T = \frac{150(7,1 - 0,8)}{10,4 * 0,33(5,2 - 0,8)} = 62 \text{ años}$$

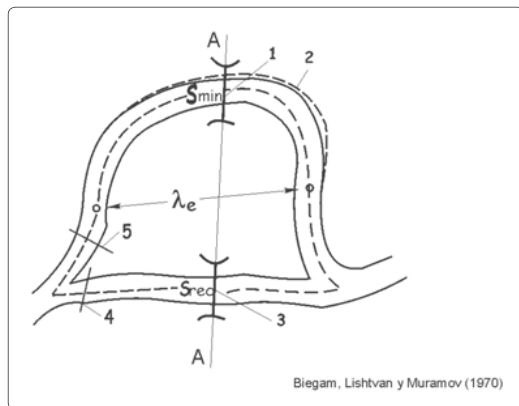
Como se ve, las deformaciones del meandro superior no constituyen ninguna amenaza para la vía. Sin embargo, hacia la mitad de la vida útil del puente la margen derecha del río se acerca a la base del talud del terraplén en la zona entre las secciones VI y VII. Por lo tanto, se requiere su protección y refuerzo, pero estos trabajos se pueden programar como parte de las labores de mantenimiento, colaterales a un seguimiento del comportamiento de las deformaciones en ese sitio.

Del ejemplo anterior, se ve que cuando existen meandros libres lo mejor es interceptar aquellos más antiguos y bien definidos en donde el proceso de desarrollo ya empieza a amortiguarse y disminuir, es decir para ángulos $\alpha > 200^\circ$.

5.7 MEANDROS INCIPIENTES Y OTROS TIPOS MIXTOS. ALTERACIÓN DE LOS PROCESOS MORFOLÓGICOS

A pesar de la posibilidad real de que los meandros se desarrollen libremente en las grandes llanuras y bancas produciendo su inundación parcial o total, este proceso en sus etapas iniciales (con ángulos pequeños de giro) α veces se suspende con la rectificación natural del meandro (figura 5.13). El cauce rectificado se forma gradualmente. Sucede con cierta frecuencia que a lo largo de décadas el cauce principal permanece en el meandro, y luego, durante una creciente fuerte, se dirige hacia el cauce rectificado. Después de esto, el meandro detiene su desarrollo y se colmata con sedimentos. Antes de que el cauce principal ocupe el tramo rectificado se produce generalmente un proceso morfológico consistente en grandes dunas o en barras laterales y después del traslado del cauce en la parte rectificada se inicia la formación de un meandro hasta tanto no aparezca una nueva rectificación y el ciclo de desarrollo no se repita.

Un meandro incipiente en condiciones naturales se deter-



▲ **Figura 5.13** Esquema del cruce A-A de un puente en un río con un meandro incipiente. 1. Puente en el meandro; 2. Posición pronosticada de la orilla; 3. Ubicación del puente en un cauce rectificado; 4. Dique de cierre en el tramo rectificado; 5. Dique de cierre en el meandro.

mina, ante todo, por la aparición de tramos rectificadas que se encuentran en diferentes etapas de desarrollo. Además de las características fundamentales propias de los meandros libres (λ_e , S_e , α , C_e), para los meandros incipientes se determina adicionalmente el grado de insuficiencia (numeral 4.7.6), representado por la relación S_{min}/S_{rec} (figura 5.13). S_{min} -es la longitud del eje a lo largo del meandro; S_{rec} -es la longitud del eje a lo largo del tramo rectilíneo.

Para un cierto número de meandros y cauces rectificadas con diferentes grados de desarrollo, utilizando esta característica se puede establecer para cada uno el valor de la relación S_{min}/S_{rec} para el cual se presenta el desplazamiento del cauce y la desaparición del meandro y evaluar las posibilidades de vida de un determinado meandro interceptado por un puente.

Cuando se presenta la interferencia de un puente con un meandro incipiente, surge la necesidad de definir si se ubica el puente sobre el meandro o sobre el cauce rectificado y establecer sobre qué tramo se efectúa el pronóstico de las deformaciones. Para resolver esta cuestión, además del análisis sobre el grado de insuficiencia del meandro, se requiere conocer las características hidráulicas para el nivel de diseño de la superficie del agua en el meandro y en el cauce rectificado.

Si se representan los caudales en el meandro como Q_{min} y en el cauce rectificado como Q_{rec} entonces para la condición $Q_{min}/Q_{rec} < 1$ el puente se debe ubicar en el cauce rectificado, y para la condición $Q_{min}/Q_{rec} \geq 1$ es indispensable considerar ambas posibilidades con la construcción de un dique para cerrar el meandro o para cerrar el cauce rectificado (figura 5.13).

En el caso de construcción del puente sobre el meandro, sus deformaciones se calculan con la metodología anteriormente expuesta. Si la obra se ubica en el tramo rectificado, entonces cuando él empiece a formar meandro, las máximas profundidades se pueden presentar tanto en el estribo derecho como en el izquierdo del puente. En el actual estado del arte, es imposible pronosticar el carácter de la curvatura del futuro meandro en el tramo rectificado. Por eso, si no existen limitaciones geológicas, al calcular la socavación general, la profundidad máxima en todas las pilas se debe tomar igual a la máxima profundidad en el meandro.

Una serie de investigaciones muestra que la forma del meandro es más estable que la forma rectilínea del cauce. Con el fin de evitar la transformación en meandro de un tramo rectificado y conservar las grandes dunas o las barras laterales que se hayan formado, se puede reforzar y proteger las márgenes en toda la longitud del cauce y, considerando estos procesos morfológicos, calcular las deformaciones respectivas. Sin embargo, esta solución, en la mayoría de los casos, no resulta viable desde el punto de vista económico.

El tipo de proceso morfológico denominado como bancas trenzadas generalmente se desarrolla como resultado de rectificaciones sucesivas de meandros incipientes, de la desaparición lenta de meandros rectificadas y la aparición de cauces

rectificados. Este proceso se identifica con visitas directas de campo, o por medio de fotografías aéreas que abarquen grandes bancas con un cierto número de brazos de verano en medio de los cuales se forman islotes estables constituidos por tramos de la banca.

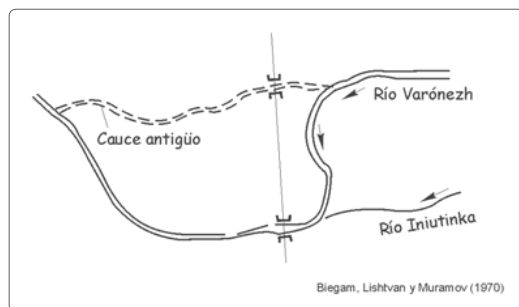
Cuando los brazos poseen una longitud apreciable se deben considerar como cauces individuales e independientes, los cuales pueden presentar cualquiera de los procesos morfológicos anteriormente descritos en función del régimen de sedimentos presente en ellos. Por este motivo no se existen parámetros especiales para caracterizar las bancas trenzadas.

Los cauces trenzados asociados a bancas inundables parcial o totalmente producen el empantanamiento de los tramos entre los brazos, y la lentitud en el proceso de desaparición de meandros en ríos de pendiente muy suave propicia el crecimiento de vegetación acuática que, a su vez, disminuye la velocidad del flujo y desacelera todo el proceso morfológico.

El diseño de puentes en zonas como la descrita anteriormente es un problema complejo puesto que exige, además de las investigaciones hidrológicas y morfológicas habituales, un análisis muy detallado de la potencia de los cauces individuales y la posible redistribución del caudal después de construir la obra.

Por lo general, en las intersecciones de cauces grandes en bancas se construyen puentes adicionales y las crecientes se hacen pasar por dos o más luces, las cuales no se pueden considerar de banca, dado que a través de ellas en el cauce y en los brazos se presentan caudales líquidos y sólidos.

Un ejemplo de la destinación errónea de luces para evacuación de crecientes sin considerar la potencia y las tendencias de desarrollo de los brazos en bancas es el puente en el río Varóniezh (figura 5.14). En el tramo de interés el río posee una banca amplia que se inunda prácticamente todos los años hasta una profundidad de 2,0 m y durante las crecientes cercanas a las de diseño la profundidad del agua en la banca alcanza los 5,0 m. Durante la construcción del puente, el caudal de verano transitaba por el cauce principal y por los brazos. En el cauce principal se levantó un puente con luces de 40+51+40 m y en un brazo un segundo puente con una luz de 20 m. Durante la primera crecienta de consideración el segundo puente fue destruido y, a cambio de él, se construyó un puente con una luz de 105 m. Sin embargo, el aumento de la luz no produjo los resultados deseados dado que a lo largo del lado superior del te-



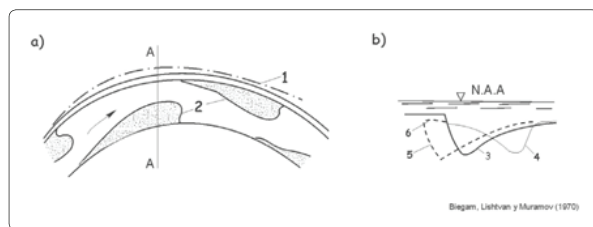
▲ **Figura 5.14** Esquema de un puente sobre el río Varonezh (Rusia).

rraplén entre los puentes, en un período de 21 años, se empezó a formar un brazo de unión entre el cauce principal y el brazo existente cuyo desarrollo se aceleró cuando colapsó el puente de 20 m de luz. Como resultado el río Varóniezh trasladó su cauce al brazo antiguo y el cauce principal original aguas abajo del cruce actualmente se encuentra totalmente colmatado y desapareció, haciendo que esta estructura se convirtiera en un puente de banca mientras que el puente sobre el brazo no es suficiente para evacuar los caudales combinados del cauce y los brazos. En vista de lo anterior, se debieron realizar trabajos para activar la operación del puente en el cauce principal y reforzar los brazos.

Los deltas de los ríos son estructuras muy similares en sus aspectos externos a las bancas trenzadas aunque la génesis de los procesos morfológicos aquí es diferente, siendo el resultado de lentas divagaciones del cauce en los depósitos del delta y de la aparición de tramos que sobresalen entre los brazos por la acumulación de materiales sólidos. A pesar de las diferencias mostradas, todo lo indicado respecto a las bancas trenzadas se relaciona también con los deltas.

En las confluencias de los ríos con flujos de marea ascendente y cuando no se forman deltas, el desarrollo normal del proceso natural se rompe. El carácter de esta modificación debe ser estudiado para cada caso en particular.

En función de la movilidad relativa de los sedimentos y las orillas del cauce, en algunos ríos se observa un movimiento más o menos rápido de mesoformas representadas por cúmulos e islotes dentro de un marco de variaciones lentas en planta del tipo de meandros confinados y libres. En estos casos se rompe la relación que existe entre la distribución de las profundidades y la configuración en planta del cauce, característica en los ríos con meandros, de tal manera que en el tramo de mayor curvatura de un meandro se puede ubicar una cresta y en el punto de cambio de dirección de la línea media aparece una fosa. Tal como lo indican E. A. Kandítierov e I. V. Popóv, este tipo mixto de proceso morfológico (figura 5.15), es característico en los meandros de las partes bajas de ríos con caudales considerables.



▲ **Figura 5.15** Río con un proceso morfológico mixto en la zona de influencia de un puente. a) Planta; b) Secciones transversales superpuestas en el sitio A-A; 1. Ubicación pronosticada de la orilla; 2. Depósitos de orilla en forma de barras laterales; 3. Sección con la barra en la margen derecha; 4. Sección con barra en la margen izquierda; 5. Sección con la fosa en la margen izquierda y la barra en la orilla derecha; 6. Lo mismo, con la barra en la margen izquierda; N.A.A.- Nivel de aguas altas.

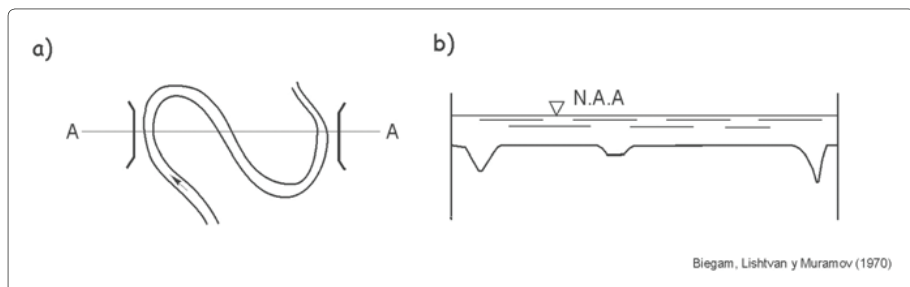
Para puentes en sitios con estas características se requiere pronosticar las deformaciones del cauce considerando los movimientos de las mesoformas dentro de los límites de las laderas con bordes estables y los desplazamientos de los mismos bordes durante el desarrollo del meandro. Por ejem-

plo, si en el meandro se desplazan barras o cúmulos, inicialmente se determinan las secciones con las cuales se determina la socavación general (ver barras laterales) y luego se pronostica el desplazamiento de la orilla cóncava del meandro. La profundidad máxima de la sección con la creciente de diseño para meandros libres en la margen cóncava después de su desplazamiento se aumenta (fórmula 5.29).

Al realizar los cálculos del desplazamiento de la margen cóncava en meandros cuando se presentan procesos morfológicos mixtos se deben conocer los datos sobre la velocidad real del movimiento de la orilla para meandros de ese mismo tipo con el fin de evitar posibles errores al utilizar análogos.

Vale la pena detenerse un poco en un caso particular de meandros libres que posee particularidades en la determinación de las secciones de diseño para el cálculo de la socavación general. Se trata de los cauces bastante pequeños que poseen meandros libres en bancas muy amplias que descargan más del 80% de la creciente de diseño. En este caso puede suceder que el valor de la luz del puente sea comparable no con el ancho del cauce entre los bordes de la banca sino con el ancho de la franja de meandros formada al unir los vértices con flujo en la misma dirección en los meandros. Entonces las orillas cóncavas que se mueven hacia aguas abajo pueden acercarse con el tiempo tanto al estribo derecho como izquierdo del puente (figura 5.16). En este caso el principio de pronóstico es el mismo que el de los meandros libres. Sin embargo, en vista de que en la luz del puente se pueden ubicar meandros mixtos de diferentes direcciones, el pronóstico de las deformaciones se debe realizar para ambos meandros y para el cálculo de la socavación general es necesario tener la sección transversal bajo el puente (figura 5.16).

La clasificación de procesos morfológicos mostrada no incluye ni ríos de montaña ni avalanchas. En el diseño de puentes sobre ríos de montaña se debe considerar que las deformaciones del cauce que siguen la configuración del cañón por donde transcurren son relativamente pequeñas. Estos cauces están compuestos de materiales bastante gruesos con espesores poco profundos y fundaciones rocosas prácticamente no erosionables. Por este motivo, aquí se presenta sólo un abatimiento o degradación muy lenta del fondo causada por el desgaste del perfil



▲ **Figura 5.16** a) Planta; b) Sección transversal en el puente, con una configuración y ubicación pronosticada; N.A.A- Nivel de aguas altas.

longitudinal del valle de montaña. Cuando la cimentación de las pilas y estribos se ubica sobre lechos rocosos es posible despreciar estos procesos irreversibles.

Los procesos morfológicos en conos de deyección formados por avalanchas o fenómenos similares son diferentes para corrientes en zonas áridas y para corrientes en regiones con climas húmedos.

En el primer caso los cauces de las avalanchas se expresan débilmente y constituyen franjas rectilíneas con cantos rodados y bloques que prácticamente no disectan la superficie del cono de deyección que forma un abanico a la salida del tramo de montaña. No existe un caudal permanente en los cauces y las avalanchas, que no se presentan todos los años, crean un proceso irreversible de agradación de una o varias partes del cono en función del cauce que ocupan. En el diseño de puentes sobre cauces con avalanchas con cargas periódicas en el cono de deyección es necesario estudiar, no la socavación, sino las elevaciones sucesivas del fondo.

En los cauces con avalanchas considerables ubicadas en climas húmedos se observa otra situación. En estos casos se presenta un flujo permanente y las avalanchas se producen de manera cíclica con intervalos de varios años, tiempo suficiente para acumular las reservas necesarias de material en las laderas de la cuenca. Por eso, después del paso de una avalancha el cauce se socava durante el transcurso de varios años con un flujo permanente formando al final un cauce bien definido y relativamente rectilíneo con laderas muy empinadas o prácticamente verticales, conformadas por cantos rodados y bloques del cono de deyección. Después aparece la siguiente avalancha que rellena el cauce y el proceso completo se repite. La creciente de diseño y similares se pueden presentar con cualquier posición del fondo, la cual define la cota inicial de la socavación. De tal manera, para el cálculo de la socavación general se debe tomar la mínima cota del fondo en el momento anterior a la avalancha. Esta cota se debe determinar por medio de encuestas a los habitantes de la región y con estudios geológicos que definan el límite entre los depósitos de las avalanchas recientes y el espesor de eventos más antiguos.

La evolución natural de un proceso morfológico eventualmente se rompe por la acción de diferentes estructuras hidráulicas construidas sobre los ríos. Por ejemplo, es muy conocido el hecho de que una presa y su correspondiente embalse produce una sedimentación y el levantamiento de la cota del fondo en la zona de aguas arriba, mientras que aguas abajo se interrumpe o se disminuye el tránsito de sólidos, lo cual induce una degradación del lecho hasta el momento en que todo el material expuesto a la erosión sea removido completamente. En estas condiciones, para esta última zona los procesos morfológicos se suspenden dado que ellos no pueden existir sin el transporte de sedimentos.

En el diseño de puentes aguas arriba y aguas abajo de las presas de regulación es necesario disponer de datos sobre las variaciones en las cargas de sedimentos y en los procesos morfológicos.

La creación de un embalse altera el nivel de base en los afluentes cuya confluencia se encuentra en la zona del nivel de aguas máximas de operación (NAMO), lo cual desacelera los procesos morfológicos y propicia el depósito de sólidos. Durante las crecientes estos depósitos pueden ser removidos y se restablecen las condiciones originales de los afluentes. Este fenómeno es análogo al tratado en las socavaciones naturales en cauces que divagan y, por este motivo, aquí también es necesario definir el coeficiente de socavación natural para compararlo con el valor establecido por las normas técnicas (ver capítulo 1, del libro del autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación.”

En los tramos de aguas abajo de los embalses se debe esperar una disminución de la base de erosión de los afluentes, la cual se puede presentar por las causas explicadas y, también, como consecuencia del empalme de los niveles altos de creciento en los afluentes con los niveles bajos en el río principal.

Para mejorar las condiciones de navegación, para evitar desbordamientos e inundaciones y para desecar las zonas encharcadas de las bancas es usual realizar la rectificación de meandros en tramos considerables. Cuando se realizan protecciones y refuerzos de las orillas de los tramos rectificadas, junto a ellas se produce, por lo general, un cambio en el tipo de proceso morfológico: en el nuevo cauce con márgenes estables y resistentes a la erosión los sedimentos se empiezan a mover, ya sea en forma de macrodunas o de barras laterales, en función del régimen de transporte de sedimentos. Si, por el contrario, las orillas quedan desprotegidas, después de cierto tiempo se reinicia la formación de meandros dado que para el tramo del río, en las condiciones dadas de flujo de las fases líquida y sólida, este proceso corresponde a las condiciones de equilibrio del cauce.

Existen ocasiones en que resulta ventajoso ubicar un puente sobre el tramo rectificado de un río. Generalmente estas rectificaciones poseen carácter local y es posible no considerar el proceso posterior de formación de meandros en un cauce artificial corto. Sin embargo, para asegurar su estabilidad, este tramo sin protecciones adicionales debe poseer unas características hidráulicas que indiquen que se encuentra en estado de equilibrio dinámico.

Escribiendo la ecuación de Chezy-Manning y expresando el coeficiente de rugosidad de acuerdo con lo propuesto por Chang, $n = 0,017d_{mp}^{\bar{c}}$, se obtiene el valor de la velocidad media con la expresión:

$$\bar{U} = \frac{1}{0,017d_{mp}^{1/6}} \bar{y}^{2/3} s_f^{1/2} \quad (5.34)$$

Igualando esta expresión con la fórmula 5.34, que representa la velocidad de equilibrio dinámico en lechos granulares:

$$U_{din} = 0,68d_{mp}^{0,28} \bar{y}^x \beta \quad (5.35)$$

y realizando las correspondientes transformaciones para resolverla respecto a la pendiente longitudinal, se obtiene la pendiente que le corresponde a un cauce en equilibrio dinámico:

$$S_{f.din} = \frac{0,00013 d_{mp}^{0,89}}{\bar{y}^{1,33-2x}} \beta^2 \quad (5.36)$$

d_{mp} - es el diámetro medio del material del lecho, mm; $\bar{y}$, - es la profundidad media del cauce, m; x , B - son los parámetros utilizados por Lishtvan para calcular la socavación.

Dado que al diseñar la rectificación para la construcción del puente es fácil asumir o conocer la profundidad $\bar{y}$, se toma este valor igual o aproximadamente igual a la profundidad media del río natural. Entonces sólo queda calcular el ancho entre bordes del cauce rectificado B_{con} también correspondiente a las condiciones de equilibrio dinámico. Para esto, en la expresión usual para el caudal: $Q = B_{con} \bar{y} \bar{U}$ se coloca, a cambio de $\bar{U}$, la expresión anterior para la velocidad en equilibrio dinámico y, resolviendo respecto a B_{con} , se obtiene la relación:

$$B_{con.din} = \frac{Q}{0,68 d_{mp}^{0,28} \bar{y}^{1+x} \beta} \quad (5.37)$$

En calidad de caudal Q , para el cálculo de la rectificación dentro de los límites de la banca se toma el pico de la creciente que produce un nivel de la superficie del agua igual a la cota de la banca (cauce lleno), es decir, el caudal dominante. Para el tramo rectificado por fuera de la banca el caudal Q debe ser igual al caudal de diseño de la luz del puente. Si después de los cálculos indicados en el cauce rectificado con los valores de $S_{f.din}$, $B_{con.din}$ el valor real de se diferencia del asumido al principio del cálculo en más de un 20%, entonces se deben repetir los cálculos tomando para la determinación de $S_{f.din}$, $B_{con.din}$ un nuevo valor de y .

Las rectificaciones deben empalmar suavemente con el cauce natural conservando una curva de radio $R_C \geq 3,5 B_{con}$ para ríos no explotados y con $R_C \geq 5 B_{con}$ en ríos navegables o utilizados para el transporte de troncos, etc.

Además de los casos descritos de alteración de los procesos morfológicos por causas antrópicas, existen ciertas medidas que pueden amortiguarlos o acelerarlos como en el caso del uso de espolones o espigones que excluyen parte de la banca, lo cual produce un aumento de los caudales y de las velocidades en el cauce principal.

Los puentes con luces medianas y grandes en ríos no protegidos también pertenecen a las estructuras que no cambian los procesos morfológicos, especialmente cuando la luz es suficientemente amplia, el puente se encuentra bien ubicado y los muros direccionales poseen una forma adecuada. De esta manera todos los procesos reversibles se presentan en el tramo del puente de la misma forma que en condiciones naturales. Sólo cuando pasen crecientes de gran magnitud se pueden

acelerar un poco estos procesos, debido a las altas velocidades que se desarrollan en la sección contraída por los muros direccionales.

Las deformaciones locales de la sección bajo el puente tales como fosas también son reversibles dado que ellas se colmatan después del paso de los grandes caudales. Este fenómeno se refleja en el método de cálculo de la socavación por contracción presentado en el libro del autor: “Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación.”

En cualquier momento y, por lo tanto, durante las crecientes, el cauce puede adoptar cualquiera de las formas características del proceso morfológico que él desarrolla; por eso, al calcular la socavación por contracción y la local es necesario tomar en cuenta la situación más desfavorable.

A manera de conclusión, se insiste en que, como regla general, la sección transversal del río bajo un puente que se utiliza para calcular la socavación general y local generalmente no es la levantada durante los estudios básicos sino la más desfavorable de las pronosticadas en concordancia con el proceso morfológico que se desarrolle en el tramo de influencia del puente.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, P. J., 1980, *Hidráulica de sedimentos*, Merida – Venezuela. Universidad de Los Andes. CDCH. CONICIT. CIDIAT.
- Annandale, G. W., 2006, *Scour Technology*, New York. McGraw-Hill.
- Aparicio, M. F. J., 1989, *Fundamentos de hidrología de superficie*, México. Limusa.
- Ballesteros, V., 2004, *Diseño de pozos profundos*, Bogotá. D. C. Universidad Santo Tomás.
- Berry, L. P. y Reid, D., 1993, *Mecánica de suelos*, Bogotá. D. C. McGraw-Hill.
- Blegam, L. G. y otros., 1970, *Deformaciones de los cauces bajo puentes*. Transporte en ruso.
- Brierley G. J., 1988, *Geomorphology and River Management*, Australia. Blackwell.
- Cadena, V. L., 1988, *Corrección de torrentes y estabilización de cauces*, Moscú.
- Cadavid, R. J., 2006, *Hidráulica de Canales Fundamentos*, Medellín. Universidad Eafit.
- Cano, G. R., 2002, *Hidráulica de canales*, Bogotá. D. C. Facultad de minas.
- Collazos, L. A., 1983, *Introducción a la mecánica de suelos*, Cali. Universidad del Valle.
- Comisión Federal de Electricidad., 1981, *Manual de diseño de obras civiles, hidrotecnia hidráulica A.2.11. Hidráulica fluvial*, México. Instituto de investigaciones eléctricas.
- Committee of the hydraulics division on hydraulic research., 1978, *Hydraulic models*.
- Contreras, C. G., 1979, *Elementos de cartografía*, Bogotá. D. C.
- Chanson, H., 2002, *Hidráulica del flujo en canales abiertos*, Bogotá. D. C. McGraw-Hill.
- Chanson, H., 1999, *The hydraulics of open channel flow*, London. Arnold.
- Chang, H. H., 2008, *Fluvial processes in river engineering*, San Diego, State university. Krieger publishing company.
- Chugaiev, R. R., 1975, *Hidráulica*, Moscú. Energía en ruso.
- Chow, V. y Otros., 1997, *Hidrología aplicada*, Bogotá. D. C. McGraw-Hill.
- Dectiarev, V. V., 1978, *Rectificación de ríos*, Moscú. En ruso.
- Degoutte, G., 2006, *Diagnostic, aménagement et gestion des rivières*, Paris. Lavoisier.
- Escuela colombiana de ingeniería y Universidad politécnica de Cataluña., 1998, IV *Curso internacional de hidráulica fluvial y crecientes*, Bogotá. D. C.
- Flórez, A., 2003, *Evolución de sus Relieves y Modelados*, Bogotá. D. C. Universidad Nacional de Colombia.
- Garavito, S. L., 1989, *Diseño de acueductos y alcantarillados*, Bogotá. D. C.
- González, M. y García, D., 1995, *Restauración de ríos y riberas*, Madrid. Fundación. Conde del Valle de Salazar.
- Graf, W.H., 1971, *Hydraulics of Sediment Transport*, New York. McGraw-Hill.
- Grishanin, C. V., 1972, *Teoría de los procesos morfológicas en cauces*, Moscú.
- Gurovich, R. A. L., 1999, *Riego superficial tecnificado*, México. Universidad Católica de Chile.

- Hwang, N, H, y Houghtalen, J, R., 1996, *Fundamentals of hydraulic engineering systems*, New York.
- Henao, S, J., 1998, *Introducción al manejo de cuencas hidrográficas*, Bogotá. D. C. Usta-rnr.
- Ingeniería e hidrosistemas Ltda., 1985, *Estudio de factibilidad para rehabilitación y complementación del distrito del Saldaña*, Bogotá. D. C. Himat.
- Ibad,-zade Yu. A., 1986, *Movement of sediments in open channels*, New Delhi. Kothe-kar.
- Ibad- Zade Yu, a., 1974, *Movimiento de los sedimentos en cauces abiertos*, Moscú. Construcción En ruso.
- Ibad-Zade, Yu, A., 1975, *Canales de conducción*, Moscú. Construcción. En ruso.
- Ibad-Zade, y otros., 1978, *Dinámica de los sedimentos en ríos y embalses*, Moscú. Bodgeo, En ruso.
- Inderena., 1977, *Erosión de tierras en Colombia*, Bogotá. D. C. Ministerio de agricultura.
- Keown, M. P. y otros., 1977, *Literature Surrey and preliminary evaluation methods*, Washington. D. C. Office, chief of engineers.
- Kuzminov, Yu. M., 1977, *Diseño de canales de riego en suelos erosionables*, Moscú. En ruso.
- Leopold, L, B., 1964, *Fluvial Processes in Geomorphology*, New York. Publications, Inc.
- Linsley, R, K., 1977, *Hidrología para ingenieros*, México. McGraw Hill.
- Luque, J, A, Vázquez, J, y otros., 1991, *Drenaje agrícola y desagüe de áreas inundables*, Argentina. Hemisferio Sur.
- Mahmood, K, y otros., 1988, *Mechanics of alluvial channels*, Colorado. Water resources publications.
- Maidment, R, D, y otros., 1994, *Hidrología aplicada*, Bogotá. D. C. McGraw-Hill.
- Martín V, J, P., 1997, *Ingeniería fluvial*, Bogotá. D. C. Escuela colombiana de ingeniería.
- Martínez, M, G y otros., 2000, *Ingeniería marítima y portuaria*, México. Editorial Alfaomega.
- Méndez L. A., 1989, *Hidráulica de canales*, Cuba. Pueblo y educación.
- Mijares, R, G., 1959, *Abastecimientos de aguas y alcantarillados*, Caracas. Ediciones Vega.
- Mijnievich, E. I., 1988, *Estabilidad de cauces en canales abiertos*, Minsk. Cosecha en ruso.
- Milán, J, P., 2006, *Hidráulica 1*, Bogotá. Universidad Militar Nueva Granada.
- Ministerio Medio Ambiente., 1998, *Restauración hidrológico forestal de cuencas y control de la erosión*, Madrid. Tragsa, tragsatec.
- Ministerio de Medio Ambiente., 1998, *Guía para la elaboración de estudios del medio físico*, Madrid - España. Centro de publicaciones secretaria general técnica Ministerio del medio ambiente.
- Monsalve, S, G., 1995, *Hidrología en la ingeniería*, Bogotá. D. C. Escuela colombiana de ingeniería.
- Nieto, T, V y otros., 1968, *Topografía*, Bogotá. D. C. Editorial Norma.

- Naudascher, E., 2001, *Hidráulica de canales*, México D. F., Limusa Noriega Editores.
- Osman, A. A., 2006, *Open Channel hydraulics*, Amsterdam. Elsevier.
- Peck, B. R. y Otros., 1982, *Ingeniería de cimentaciones*, México. Noriega, Limusa.
- Petts, G. E. y Amoros, C., 1996, *Fluvial Hydrosystems*, London. Chapman y Hall.
- Piskunov, N., 1973, *Cálculo Diferencial e Integral*, Moscú. Mir.
- Popor, J. V., 1969, *Deformaciones de los cauces aluviales y hidrotecnia, teoría hidrólogo – morfológica de los procesos morfológicos y su aplicación*. Leningrado, Rusia. Hidrometeorológica. En ruso.
- Raudkivi, A. J., 1976, *Loose Boundary Hydraulics*, París. J.R.D. Francis.
- Remenieras, G., 1971, *Tratado de hidrología aplicada*, Barcelona. Editores técnicos asociados, S. A.
- Richards, K., 1982, *Rivers form and process in alluvial channels*, New York. Methuen.
- Rotenburg, I. S. y otros., 1977, *Cruces con puentes*, Moscú. Escuela superior.
- Ro Charlton., 2007, *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*, London. Routledge.
- Robert, A., 2003, *River Processes*, London. Arnold.
- Sociedad colombiana de ingenieros, asociación de ingenieros del valle, Universidad del Valle., 1998, *XIII seminario nacional de hidráulica e hidrología*, Cali.
- Saldarriaga, G. J., 2001, *Hidráulica de tuberías*, Bogotá. D. C. McGraw-Hill.
- Sociedad Colombiana de ingenieros, comisión de hidráulica e hidrológica, asociación caucana de ingenieros, colegio de ingenieros del ecuador, universidad del cauca., 1994, *XI Seminario nacional de hidráulica e hidrológica* 1er encuentro colombiano-ecuatoriano de agua y medio ambiente, Popayán.
- Sociedad colombiana de ingenieros, comisión de hidráulica e hidrológica., 1986, *VII Seminario nacional de hidráulica e hidrología*, Bogotá. D. C.
- Sociedad colombiana de ingenieros, comisión de hidráulica e hidrología, universidad de los andes., 1996, *XII Seminario nacional de hidráulica e hidrológica*. Bogotá. D. C.
- Solomientsev N. A., 1976, *Hidrología continental*, Leningrado. Hidrometeorológica.
- Sotelo, A. G., 1974, *Hidráulica general*, México. Editorial Limusa.
- Suárez, D. J., 2001, *Control de erosión en zonas tropicales*, Bucaramanga. Universidad Industriales de Santander.
- Surman, G. P., 1976, *Erosión hídrica*, Moscú. En ruso.
- Shames, H. I., 1995, *Mecánica de fluidos*, Bogotá. McGraw-Hill.
- Sherenkou, I. A., 1978, *Aplicaciones prácticas de la hidráulica de los flujos tranquilos*, Moscú. Editorial energía. En ruso.
- Sturm, T. W., 2001, *Open channel hydraulics*, New York. McGraw-Hill.
- Toro, Botero, F. M., 1998, *Ecuaciones de Navierstokes*, Medellín. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

- Universidad de los andes, Bogotá sociedad colombiana de ingenieros., 1996, *XII Seminario nacional de hidráulica e hidrológica*, Bogotá. D. C. Universidad de Los Andes.
- Universidad de la amistad de los pueblos., 1973, *Hidráulica fluvial e hidrotecnia*, Moscú. En ruso.
- Vanoni, A, V., 1977, *Sedimentation engineering*, New York.
- Vente Chow, Ph, D., 1994, *Hidráulica de canales abiertos*, Bogotá. D. C. McGraw-Hill.
- Vide, M, J., 1997, *Ingeniería fluvial*, Barcelona. Edicions UPC.
- Villota, H., 2005, *Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de tierras*, Bogotá. D. C. Departamento Nacional de Estadística. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- Webber, N.B., 1971, *Fluid mechanics for civil engineers*, New York. Chapman and hall.
- Wylie, B. E, y otros., 2000, *Mecánica de fluidos*, Bogotá. McGraw-Hill.
- Whitlow, R., 1994, *Fundamentos de mecánica de suelos*, México. Cecsa.
- Yang Chih., 1996, *Sediment transport*, New York. Mc Graw-Hill.
- Ingeniería y universidad. 2008, Bogotá, D. C.
- Serge leliavsky, diseño f dams for percolation and erosion. 1979.
- Vide, M, J., 1997, *Ingeniería fluvial*, Bogotá. D. C. Edicions UPC.
- Saldarriaga, V, J., 1998, *Hidráulica de tuberías*, Bogotá. D. C. McGraw-Hill.
- Whitlow, R., 1994, *Fundamentos de mecánica de suelos*, México. Cecsa.

ÍNDICE TEMÁTICO

A

Abanico, 39, 219, 230, 238, 242, 254, 264, 320, 332, 540, 598

con estructura telescópica, 242

cono de avalancha, 282

cono de escurrimiento, 270

cono de explayamiento, 277

cono proglaciar, 281

debido a corrientes laminares, 219

definición, 264

depósitos de tamiz, 219

el desarrollo de, 238

Abanico aluvial, 240, 332

conformación del valle, 332

cono de deyección, 240

datos observados (según Keefer y otros), 373

definición, 240

valle y flancos del valle, 388

Abanicos debidos a corrientes laminares

definición, 219

Abanicos superpuestos

definición, 241

Acantilado, 277

aspectos relevantes para realizar un inventario, 213

definición, 277

formas de ablación, 277

formas de erosión, 213, 270

plataforma de abrasión, 278

Acciones eólicas

formas debidas a los agentes externos, 212

Acciones fluviales

formas debidas a los agentes externos, 212

Acciones litorales marinas y lacustres

formas debidas a los agentes externos, 213

Aceleración de Coriolis, 43, 44

ecuación, 40, 42

Acorazamiento, 381, 418, 420, 425, 437, 439

desarrollo, 92

evaluación del potencial, 378, 381

Actividad de la forma

definición, 283

historia de una forma, 282

Acumulación, 25, 47, 51, 189, 212, 213, 218,

219, 220, 223, 24, 232, 241, 249, 252, 258,

263-265, 267-273, 275-278, 280-282, 285

cono de deyección, 321

de elementos flotantes, 404

desarrollo de grandes dunas con

transición a un trenzamiento del

cauce, 468

edad del suelo, 286

tipificar los procesos formadores de

cauces, 299

valle y flancos del valle, 388

vegetación en el flanco de la orilla

derecha, 402

Acumulación de desprendimiento

definición, 268

movimientos de gravedad, 268

Agradación, 10, 235, 321, 332, 368, 374-

375, 383, 390, 399, 403, 410, 417, 420, 423,

425, 436, 437, 438, 445, 446, 456, 469, 533,

550, 551, 598

características de la orilla izquierda, 396

cono de deyección, 321

del lecho, 366, 418

y conceptos sobre continuidad de los

- sedimentos, 348-352
- Agregados, 121, 180, 399
 - características de la orilla derecha, 401
 - de los sedimentos en las diferentes partes de la red hidrográfica, 457
 - composición, 114
 - macroformas, 472, 475, 538, 542, 549, 551
- Agua limpia, 20, 95, 96, 98, 109
 - de Stokes y coeficiente de arrastre, 96-102
 - velocidad de caída de los sedimentos, 94
 - velocidad de caída de partículas reales, 102
- Agua turbia, 95, 96, 118, 119, 121, 125, 127
 - caída de partículas reales, 114
 - conclusión, 133
 - velocidad media de caída de una mezcla de sedimentos reales, 127
 - viscosidad del, 126
- Albardón de orilla, 274
- Albardón de difluente, 274
 - definición, 274
 - definición morfo cronológica, 261, 282
 - definición morfogenética, 261, 266
 - ejemplo de un paisaje de valle, 256
- Albardones, 221, 228, 250, 252, 264, 310, 334, 390, 534, 536, 538, 541, 580
 - carácter de los pronósticos, 549
 - definición, 334
 - descripción del río, 392, 394, 395
 - dique, 221, 250. 252, 264, 274, 334
 - mini, 251
 - orillar, 264
 - relación vertical entre el río y su valle, 390
- Alejamiento medio
 - definición, 359
- Alteraciones del río
 - definición, 349
- Altiplanicie, 232, 235, 237, 239, 255, 256
 - cambios inducidos por el hombre, 349
 - definición, 233
 - llanura aluvial meándrica, 247
 - mesa, 259
 - piedemonte, 236
 - tipo de topografía, 229
 - valle, 229
- Altiplanos, 233
- Altura media
 - características de la orilla izquierda, 396, 397
 - de la cuenca, 356, 357
 - definición, 259
 - ecuación, 355
- Aluvial, 18, 24, 27, 29, 49, 55, 57, 222, 225, 237
 - de clasificación de ríos, 408
 - deformaciones de los cauces, 474
 - deformaciones reversibles e irreversible, 293, 454
 - formas típicas de, 464
 - procesos, 11, 25, 297
 - procesos morfológicos como fenómenos discretos, 453
- Aluvión, 27, 55, 219, 231, 240, 241, 244, 245, 247-251, 254, 258, 321, 335, 455, 456, 460, 501, 505, 534, 536, 537, 541, 567, 570, 571, 575, 580, 585, 589
 - desarrollo de las grandes dunas con transición hacia meandros, 466
 - diámetro medio del, 556, 566
 - llanura de inundación, 344, 373, 390, 391, 392, 394, 409, 422, 425, 432, 446, 536
 - profundidad del, 447
- Análisis granulométrico, 64, 394
 - escala logarítmica, 51
- Análisis multitemporal, 300, 371, 552
 - de fotografías aéreas, 433

- método de estabilidad lateral, 329, 433
- Ángulo crítico, 66
- Ángulo de empalme de los meandros
definición, 518
- Ángulo de giro del meandro, 518
del coeficiente de desarrollo de un
meandro en función del ángulo de
giro, 584
- Ángulo de reposo, 369
crítico, 66
del material, 65
- Antidunas
definición, 190, 295
del régimen, 194
- Arco morrénico o vallum
definición, 281
- Áreas de socavación y de depositación de
las orillas, definición, 519
- Arenas, 218-220, 234, 243, 248, 250, 251,
273, 320, 336, 342, 350, 412, 438, 444, 492,
563, 580, 589
- Arrecife
definición, 279
formas de acumulación, 278
- Artesa glaciár
definición, 281
- Avulsión, 49, 238, 333, 373, 374, 421, 505,
569
- B**
- Bajío, 255, 262, 264, 266, 275, 276, 286, 290
clasificación taxonómica, 226
definición, 263
estero, 263
- Banca llena, 20, 336, 369, 441, 42, 510
diques naturales, 334
ríos rectilíneos, 341
- Bancas trenzadas
definición, 499
- Banco, 16, 18, 26, 77, 255, 266, 283, 288,
291, 540, 541, 552
clasificación taxonómica, 226
de datos, 233
definición, 264
forma fisiográfica, 261
formas fisiográficas de acumulación,
263, 264, 265
posición, 262
su configuración particular y su altura
relativa, 275
- Barcena
definición, 273
- Barras laterales, 16, 17, 25, 26, 45, 46, 297,
298, 342, 343, 344, 347, 348, 382, 411, 427,
453, 475-479, 482-485, 487, 497, 501-503,
507, 511, 512-515, 517, 518, 521, 533-535,
537, 539, 540, 542, 551, 552, 556-561, 565,
571, 572, 573, 579, 580, 593, 594, 599
aparición de, 513
características de la orilla izquierda,
397-398
definición, 478
desarrollo de las grandes dunas con
transición hacia meandros, 466
descripción, 466
ecuación, 44
particularidades de sus deformaciones,
492
procesos morfológicos en forma de, 478
- Basín
definición, 250
- Berma, 239, 462, 483, 551
- Bocatomas
construcción, 28
- Brazo deltaico, 227, 251, 252, 274
- C**
- Caída de bloques
definición, 400
- Caída uniforme, 74

- de una partícula esférica, 98
- Campo de dunas piramidales
 - definición, 273
- Campo de dunas reticuladas
 - definición, 273
- Campo de dunas transversales
 - definición, 273
- Campo de escorias
 - formas volcánicas más típicas, 279
 - definición, 280
- Campo de hums
 - definición, 279
- Campo de lapiaz
 - definición, 279
- Cañada
 - origen, 313
- Caos de bloques
 - definición, 271
- Caoudeyre
 - definición, 272
 - formas eólicas, 272
- Captaciones, 549
 - construcción, 28
 - estructuras hidráulicas, 10
- Cárcava, 236, 264, 306, 312, 327, 379, 458, 342
 - definición, 270
 - erosión de la orilla izquierda, 402
- Carga de fondo, 23, 182, 342, 345, 371, 410-412, 444, 464
- Carga de sedimentos, 29, 183, 240, 246, 296, 327, 333, 344, 350, 383, 409, 411, 415, 418, 444, 454-459, 461, 462-465, 471-475, 487, 501, 503, 537, 543, 550, 575
 - de fondo, 92, 184, 295, 298, 466, 479, 482, 503, 508, 512, 514, 534, 551
 - en suspensión, 179, 183, 250, 458, 464, 467, 475, 482, 580
 - propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
- Carga del material del lecho, 182, 444, 482
- Carga en suspensión, 182, 244, 250, 251, 345, 410, 411, 412
 - obtención, 179
- Carga total de sedimentos, 182, 302
- Cauce de verano, 481, 552, 554, 556-558, 560, 580
 - ancho del, 309, 310, 573
- Cauce estable, 365, 569, 570
- Cauce lleno, 20, 369, 436, 510, 600
- Cauces aluviales, 12, 295, 335, 336, 412
 - deformaciones, 87, 474, 475
 - procesos morfológicos, 24, 453-543
 - tubificación, 339
- Cauces anastomosados
 - definición, 346-347
- Cauces divagantes, 483, 505, 564
- Cauces meándricos, 322
 - definición, 324-326
- Cauces rectos
 - definición, 322
- Cauces secundarios, 353
 - densidades, 542
 - formación, 499
- Cauces trenzados, 16, 320, 322-324, 325, 345-346, 453, 460, 461, 483, 501-503, 542, 561-562, 571, 595
 - análisis de, 500
- Caudal dominante, 20, 32, 336, 369, 430, 435-436, 509, 600
- Caudal formativo, 20, 32, 442, 447
 - ecuación, 432
 - formaciones morfológicas, 509
- Caudal sólido, 10, 12, 13, 28, 178, 183-184, 418-420, 442, 483
 - procesos morfológicos, 465
- Caudal unitario, 440, 446, 553, 568
 - ecuación, 148, 154
 - rango de datos usados para desarrollar las ecuaciones, 442

-
- resultado de los cálculos con la fórmula para el río Amu-dariá en tres secciones diferentes, 566
 - Cicatriz de despegue
 - definición, 269
 - movimientos en masa, 268
 - Cima, 220, 228, 232, 234, 235, 265
 - talud superior, 470
 - Circo glaciar
 - clasificación corológica, 226
 - definición, 281
 - Clasificación Corológica
 - definición, 225-226
 - Clasificación de Horton
 - definición, 303
 - Clasificación de suelos
 - definición, 70
 - Clasificación morfométrica
 - definición, 226
 - Clasificación taxonómica
 - clasificación de suelos, 226-228
 - definición, 226
 - forma del terreno, 260
 - Clima, 219, 222
 - altiplanos, 233
 - altura media de la cuenca, 357
 - dinámica de las formas, 266
 - dique volcánico, 280
 - formas fluviales, 274
 - formas que resultan de acciones particulares, 272
 - geología superficial, 380, 387, 388, 390
 - influencia relativa de los factores que cambian el régimen hídrico de los flujos, 296
 - marco general, 11
 - planicie, 230
 - Coberturas eólicas
 - definición, 273
 - Coefficiente cinético de mezcla
 - ecuación, 142
 - Coefficiente de arrastre
 - definición, 96-102
 - Coefficiente de Chèzy
 - ecuación, 147, 152, 165
 - Coefficiente de compacidad
 - ecuación, 353
 - Coefficiente de desgaste
 - ecuación, 78
 - Coefficiente de forma de Heywood
 - ecuación, 53
 - Coefficiente de gradación
 - ecuación, 65, 90
 - Coefficiente de Gravelius
 - ecuación, 353, 354
 - Coefficiente de Kármán, 155
 - Coefficiente de Masividad
 - expresión, 356
 - Coefficiente de resistencia, 96-102, 103, 107-111, 115
 - la resistencia a la viscosidad, 96
 - partícula que cae en agua quieta, 109
 - resistencia de la ley de Newton, 97
 - Coefficiente de rugosidad de Manning, 147, 438, 440, 441
 - Coefficiente de sinuosidad, 315
 - Coefficiente de socavación, 556, 560, 599
 - cauce trenzado en el puente, 567
 - medio, 564
 - Coefficiente de tamaño de Schoklitsch , 52
 - Coefficiente de uniformidad, 77, 88, 89, 90
 - de Kramer, 52
 - definición, 87
 - varianza, 65
 - Coefficiente orográfico
 - definición, 356
 - Coefficiente volumétrico, 58
 - Cohesión, 86, 378, 399, 431
 - del material, 65
 - estudio de interacción de medios

- diferentes, 294
- estudio de transporte de sedimentos, 369
- fallas más frecuentes, 400
- Colada de barro
 - definición, 269
- Colada de lava
 - definición, 280
 - formas volcánicas, 279
- Colina, 22, 205, 215, 226, 228
 - definición, 260
 - formas de acumulación, 273
 - tipo de relieve vecino, 260
 - zona de influencia del valle, 389
- Competencia, 31, 80, 277, 408, 431, 572
 - albardón de difluente, 274
- Composición granulométrica, 50, 51, 63, 65, 274
 - determinación de la, 89
 - teoría hidromorfológica de los procesos morfológicos, 474
- Concentración, 114, 122, 133, 134, 163, 178, 184, 187
 - el escurrimiento, 274
 - tiempo de, 353
- Concentración de caudal sólido, 178
- Concentración de los sedimentos, 120, 125, 134, 165, 180, 181, 182, 183, 188
 - en partes por millón por peso, 445
 - en suspensión, 119, 161, 164, 171, 179, 180
- Concentración en la vertical, 163, 180
 - ecuación de Ananian, 169
 - ecuación de Einstein y Chien, 168
 - ecuación de Hunt, 168
 - ecuación de Karashev, 164
 - ecuación de Lane, 169
 - ecuación de Lievy, 166
 - ecuación de Makaviev, 170
 - ecuación de Rouse, 167
 - ecuación de Sagustin, 166
 - ecuación de Velikanov, 165
- Concentración en peso
 - definición, 182
- Concentración volumétrica, 120, 125, 126, 178
 - de los sedimentos en suspensión, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170
- Condiciones de frontera, 16, 115
 - ecuación, 143
- Conducción del cauce, 406
- Cono de avalancha
 - definición, 282
- Cono de deyección, 276, 321, 598
 - definición, 240
- Cono de escurrimiento
 - definición, 270
- Cono de explayamiento
 - definición, 277
- Cono de lava torrencial
 - definición, 277
- Cono proglaciar
 - definición, 281
- Cono volcánico, 205
 - definición, 280
- Conservación, 386, 540
 - de las microformas, 298
- Constante de estabilidad del río
 - definición, 359
- Constante de superficie
 - expresión, 48
- Constante universal de Kármán, 141
- Contexto estructural
 - localización, 212
- Contexto morfogénico
 - localización, 212
- Continuidad de sedimentos
 - análisis cualitativos, 348
 - análisis de, 444
 - análisis para agradación o degradación,

- 445
- revisión del concepto, 348
- Contracción, 26, 350, 560
 - del flujo y la socavación local, 366
 - en la curva, 383, 429
 - socavación por, 372, 377, 425, 566, 601
- Coraza estática, 394
- Coraza móvil, 394
- Cordón litoral o restinga
 - definición, 278
- Corredor de avalancha
 - definición, 282
- Corrientes circulares, 47, 48, 49
 - en la sección transversal, 38
- Corrientes contraídas
 - definición, 48
- Corrientes convergentes
 - tipos de corrientes internas, 47
- Corrientes divergentes
 - tipos de corrientes internas, 47
- Corrientes internas
 - en los ríos, 38
- Corrientes mixtas
 - tipos de corrientes internas, 47
- Cráter
 - a criterios morfográficos o morfométricos, 236
 - definición, 280
- Crecientes, 10, 18, 29, 32, 48, 91, 181, 221, 258
 - en las crestas, 297
 - evaluación de, 365, 376-377
 - ríos de llanura, 321
 - tendencia de la cuenca, 354
- Creep
 - manto de reptación, 269
- Cresta de gelifracción
 - definición, 282
- Cresta y viga
 - definición, 259
- el tipo de topografía, 257
- Crestas, 218
 - desarrollo de las grandes dunas con transición hacia meandros, 466
 - descripción del río, 394
 - formas de ablación, 277
 - lupas de soliflucción, 269
 - variación de las cotas del fondo, 495
- Criterios de transporte
 - de sedimentos, 188
- Cronología de la forma, 283
- Cronología relativa, 261
 - métodos de datación y sistema, 283
 - sistema de, 284
- Cuaternario antiguo
 - definición, 284
- Cubeta de deflación
 - definición, 272
- Cubeta de desbordamiento
 - definición, 275
 - napa de limos de desbordamiento, 275
- Cubeta de sobreexcavación y umbral
 - definición, 281
- Cuencas, 316
 - clasificación, 316
 - clasificaciones de las, 304
 - morfología y fisiografía de las corrientes naturales y sus laderas, 317
 - producción de sedimentos en diferentes, 458
- Cumbres aristadas
 - definición, 214
- Cumbres redondeadas
 - definición, 214
- Curva de calibración, 331
 - evaluación de los cambios de la, 382
- Curva de Hjulström
 - definición, 180
- Curva de Rubey, 112
- Curva de Zarquisian, 107

Curva granulométrica, 52, 63, 75, 90,
94

de los sedimentos en suspensión, 170
para la carga de fondo, 185

Curva hipsométrica
definición, 354

Curva integral, 62, 75
de distribución o la composición, 76

D

Definición morfocronológica
definición, 261
historia de las formas, 282

Definición morfogenética
definición, 261

Definición morfográfica
definición, 261

Deformaciones de los cauces, 475, 507
definición, 474

Deformaciones irreversibles, 292, 293,
462, 474
erosión y deposición de sedimentos,
454

Deformaciones reversibles, 293, 455, 456,
460, 474
erosión y deposición de sedimentos, 454

Degradación, 348
del perfil longitudinal, 462

Del nivel de base, 296, 422
control, 443
de erosión, 230, 231, 249
de la hidrología en el río y de las
variaciones, 230
del río principal, 421

Deltas, 321, 333, 334, 374, 455, 504, 538,
550, 551, 596
de explayamiento, 251, 253
definición, 461

Densidad, 9, 60
de drenaje, 317, 352, 353, 354, 358

de la partícula y del líquido, 98
de la partícula, 96
de los sólidos, 59
de probabilidad de los sedimentos, 87
del agua, 96, 99, 103, 104, 113,
121, 169, 439

la gravedad específica, 59, 61, 62, 74
propiedades fundamentales de los
sedimentos, 50
relativa, 61, 74, 109
tamaño de las partículas individuales, 54
vegetación en el flanco de la orilla
izquierda, 398

Deposición, 184, 241, 243, 247, 332, 333,
345, 346, 349, 519
formas volcánicas, 279
probabilidad de deposición, 180

Depósitos de «debris-flow»
definición, 219

Depósitos de desierto no eólicos
definición, 218

Depósitos de medios continentales
definición, 218

Depósitos de medios lacustres
definición, 222

Depósitos del hielo
definición, 220

Depósitos en áreas alejadas del cauce
definición, 221

Depósitos en el cauce
definición, 221

Depósitos en las márgenes
definición, 221

Depósitos en medios áridos
definición, 219

Depósitos en medios fluviales
definición, 221

Depósitos en medios glaciares y
periglaciares
definición, 219

- Depósitos eólicos de desierto
definición, 218
- Depósitos glaciares de inundación
definición, 220
- Depósitos glaciofluviales
definición, 220
- Depósitos glaciolacustres
definición, 220
- Depresión lateral, 275
definición, 276
derivación, 347, 420, 500, 549
interpretación de datos observados
(según Keefer y otros), 373
- Derrubio de gelifracción
definición, 282
- Derrumbe en bloques
definición, 400
- Desarenadores, 10, 28
- Desgaste, 80-83, 221, 334, 460, 597
de las partículas, 78, 79
- Desgaste mecánico, 80
definición, 82
deslizamiento, 269
macrodunas, 297, 453, 475
procesos típicos, textura y geomorfología
de terreno en función de su pendiente, 208
talud de derrubios acompañado de, 268
- Deslizamiento somero
definición, 400
- Desplomes masivos
definición, 339
tubificación, 339
- Desviación estándar, 33, 35, 64, 174, 175
de la función de densidad de probabilidad de los sedimentos, 87
de la granulometría de los sedimentos, 128, 129, 170
de la velocidad instantánea en un punto
dado, 35
geométrica, 65, 90
- Diámetro de las partículas, 12, 37, 62, 76, 79, 83, 84, 96, 102, 109, 118, 338, 463
de los sedimentos, 53
de sedimento en condición crítica, 438
en el extremo final de un tramo de longitud, 78
esféricas de un suelo ideal uniforme, 71
tamaño de las partículas individuales, 54
- Diámetro de los orificios del tamiz
análisis con tamizados, 53
definición, 53
- Diámetro de sedimentación
tamaño de las partículas individuales, 54
definición, 54
- Diámetro de sedimentación estándar, 111
tamaño de las partículas individuales, 54
definición, 54
- Diámetro de tamiz, 55
de una partícula, 111
definición, 54
tamaño de las partículas individuales, 54
- Diámetro equivalente
a una partícula esférica, 71
definición, 54
para grandes bloques, 55
- Diámetro medio, 52
de la mezcla, 63, 128
de las partículas de arena, 554
de las partículas de los sedimentos de fondo, 80
de las partículas, 72, 77, 81
del aluvión en el lecho, 556, 566
del suelo granular, 565
en calidad de diámetro efectivo, 63
ponderado, 63, 64, 79, 90, 560, 576, 577
valores de los parámetros, y de la velocidad $u_{1\%}$, 567
- Diámetro nominal

- tamaño de las partículas individuales, 54
 - definición, 54
 - Diámetro real
 - medio de las partículas, 71, 123
 - Diámetro teórico
 - definición, 71
 - Dimensión máxima
 - dimensiones triaxiales, 55
 - Dimensión media
 - de la partícula, 71
 - dimensiones triaxiales, 55
 - Dimensión mínima
 - dimensiones triaxiales, 55
 - Dimensiones triaxiales
 - definición, 55
 - Dique, 30, 563, 594
 - albardón natural, 252, 274
 - definición, 264
 - depósitos de, 221
 - descripción del río, 397
 - naturales, 250, 251-253, 274, 334
 - posición relativa creciente, 263
 - temporal, 319
 - volcánico, 279, 280
 - Dique volcánico, 279
 - definición, 280
 - Disminución de la pendiente, 80, 84, 239, 419
 - longitudinal de, 461, 465, 479, 501, 562, 585
 - Distribución de velocidades, 429
 - en la vertical, 471
 - Distribución normal, 341
 - de Gauss, 33
 - fundamentos teóricos de la ley de, 87
 - Distrito territorial
 - clasificación territorial canadiense, 210
 - definición, 210
 - Divagación, 320, 564-566, 569, 570, 571, 578, 596
 - del cauce, 296, 468, 562, 563
 - resultado de los cálculos con la fórmula 5.9 para el río amu-dariá en tres secciones diferentes, 566
 - Dolina
 - definición, 86, 279
 - formas kársticas, 279
 - Dominio glaciar
 - formas debidas a los agentes externos, 213
 - Dominio periglacial o crionival
 - formas debidas a los agentes externos, 213
 - Dragado del lecho, 350
 - Dureza, 50, 236
 - en función de la composición mineralógica, 29
 - estudio de interacción de medios, 294
 - sedimentos, 10
- E**
- Ecuación de Ananian, 169
 - Ecuación de Dallavalle, 110
 - Ecuación de Einstein y Chien, 168
 - Ecuación de Goldstein, 100
 - Ecuación de Hunt, 168
 - Ecuación de Karaushev, 164
 - Ecuación de Kármán-Prandtl, 144
 - Ecuación de Lane, 169
 - Ecuación de Makaviev, 170
 - Ecuación de Nian-Sheng Cheng, 101, 114, 125
 - en función de la velocidad de caída de una partícula solitaria en agua limpia, 126
 - Ecuación de Rouse, 167, 180, 137
 - Ecuación de Sagustin, 166
 - Ecuación de Velikanov, 165
 - Edad del material parental, 286
 - Edad del suelo, 286

- Eje de explayamiento
 definición morfogenética, 261
 definición, 275
 ejemplo de descripción de sitio, 291
- El paisaje
 cambios morfológicos, 20
 clasificación jerárquica ascendente de Brink, 209
 con homogeneidad geomorfológica, 211
 los procesos morfogenéticos, 223
 definición, 229
 criterios morfográficos o morfométricos, 236
 tipo de relieve, 256
- Elipsoide triaxial, 55
 dimensiones triaxiales, 55
- Embalses, 29, 420, 443, 474, 599
 construcción de, 538
 definición, 350
 la sedimentación de los, 186
 por actividades humanas, 349
- Energía, 16, 23, 27, 38, 142, 164, 165, 183, 185, 189, 195, 295, 320, 428, 432, 434
 cinética, 15, 134, 138, 268, 357, 485, 486
 modelo de Reynolds-Bousinesq, 137-141
 pendiente de la línea de, 13, 31, 170, 418, 445
 potencial del agua, 12, 13, 14, 15, 356
 total, 14, 15, 161
- Entropía, 15, 19
 constante de, 13, 14
 la velocidad de creación de, 14
- Equilibrio dinámico, 12, 15, 421, 422, 473, 474, 517, 533, 535, 537, 563
 a la socavación, 19
 cauce en, 600
 con las corrientes en, 417
 con macrodunas, 532
 en lechos granulares, 599
 velocidad de, 563, 565
- Erosión, 11, 22, 25, 37
 antrópica, 225
 clasificación de sistemas fisiográficos reconocibles por fotointerpretación, para uso en estudios de suelo (Vink, 1968), 216
 de fondo y de las orillas en el mismo río, 86
 de la margen derecha, 41, 44
 de las laderas, 313
 de las orillas, 41
 de los granos del lecho, 19
 del suelo, 24
 depositación de sedimentos, 17
 estructuras destinadas a controlar, 30
 fases de, 291
 formas de acumulación, 213, 270
 formas de, 213, 215, 270
 laminar y en surcos, 301, 305
 llanura aluvial meándrica, 247
 movimiento de sedimentos en suspensión y de fondo, 134, 178
 piedemonte, 237
 por parte del flujo, 37
 procesos típicos, textura y geomorfología
 de un terreno en función de su pendiente, 208
 terrazas aluviales, 254
 terrazas depositacionales, 244
- Erosión de terraza, 258
- Erosión y falla de orillas, 340
- Escala de Wentworth, 56
- Escarpe, 229, 230, 236, 242, 249, 250
 de falla, 205, 232, 259
 procesos típicos, textura y geomorfología

- de un terreno en función de su pendiente, 208
- definición, 214
- erosión de, 217
- piedemonte aluvial, 239
- de terraza, 254
- formas de ablación, 277
- Esfericidad, 58
 - absoluta, 103
 - y factor de forma, 58
 - relativa, 50
 - valores de, 115
- Esfuerzo, 19, 70, 186, 435
 - aparente, 138, 139, 142
- Esfuerzo cortante, 31, 34, 37, 38, 43, 134, 139, 140, 142, 154, 186, 187, 188, 190, 194, 338, 340, 372, 399, 426, 428, 438, 440
 - turbulento, 138, 141
- Esfuerzos cortantes normales, 138
- Estabilidad
 - de fondo, 192, 202
 - de laderas, 319
 - de orillas, 337, 340, 352, 372, 399, 404, 411
 - del cauce, 193, 302, 351, 365, 367, 377, 380, 382, 403, 421, 424, 556
 - lateral, 329, 341, 344, 347, 350, 369, 371, 372, 387, 392, 424, 426, 431, 433
 - relación vertical entre el río y su valle, 390
 - relativa, 336
 - vertical, 349, 350, 369, 374, 390, 394, 424, 425, 436-437
- Estabilidad de un río, 205, 333, 334, 368, 369, 379, 390, 417, 422, 424
 - constante de, 359
 - estadística, 18
- vertical, 436
- Estadística, 33, 34, 186, 187, 196, 508, 559, 565
- del flujo turbulento en cauces deformables, 37
- del flujo turbulento, 30
- matemática, 90
- relación, 564
- teoría, 94
- Estero
 - definición, 263
 - formas fisiográficas de acumulación, 263
- Experimentos de Nikuradze
 - definición, 141
- Experimentos de Vanoni
 - granulometría de las muestras de los, 174
- Explayamientos, 264, 274
 - de ruptura, 275
 - definición, 275
 - formas fluviales, 276
- Expresión de Nian-Sheng Cheng, 113
- Expresión de Dule, 82
- Expresión de Talmaz, 156
- F**
- Facie, 211, 234
- Factor de escondimiento, 77
- Factor de forma, 101, 116
 - de Heywood, 58
 - de las partículas en la dirección del flujo, 57
 - definición, 57
 - en la dirección horizontal, 57
 - para partículas de cuarzo naturales, 58, 109
- Falla en voladizo, 400
- Falla rotacional, 400
- Faunas litorales, 277
- Fenómenos kársticos, 213
- Formas debidas a los agentes externos, 212
- Flecha litoral, 278

- Floculadores, 28
- Flujo de tierra húmeda
definición, 400
- Flujo helicoidal, 39, 342, 427, 429, 490,
492, 579
en la curva, 428, 556, 575
definición, 485
la velocidad, 585
patrón de, 247
- Flujo laminar, 36, 95, 98, 99, 100, 117,
118, 120, 128, 133, 137, 138, 142, 305
coeficiente de arrastre, 109
ley lineal, 107
velocidad de caída, 108
- Flujo seco granular
definición, 400
- Flujo torrencial, 394
- Flujo turbulento, 33, 36, 37, 42, 43, 107,
110, 112, 113, 119, 121, 128, 137, 138, 141,
142, 196-199
con agua hiperconcentrada, 133
con agua limpia, 133
de las partículas, 178
estructura, 134
movimiento de las partículas
individuales, 195
perfil de velocidades y concentraciones
de los sedimentos en la vertical de un,
134
plano, 195
- Flujos retardados, 48
ríos otras particularidades, 49
- Fluvial
acción, 266, 272, 274
acciones, 212
características conjuntas de las corrientes
en un sistema, 312
características hidrográficas de las
corrientes en un sistema, 306
características morfológicas de los cauces
en un sistema, 309
clasificación de sistemas fisiográficos
reconocibles por fotointerpretación
para uso en estudios de suelo,
216-217
conjunto de características de las
corrientes de un sistema, 314
corrientes, 232
depósitos en medios, 221
fase de entalle, 258
formas, 274
geomorfología, 206
hidráulica, 10, 24, 181, 295, 299, 316
medios, 218, 221
morfogénesis y morfografía, 243
procesos típicos, textura y geomorfología
de un terreno función de su pendiente,
208
red, 550
sistema hidrológico, 301
sistema físico, 301
sistema morfológico, 301
sistema, 300, 301, 304, 305
- Fondo móvil, 16
- Forma activa
definición, 283
- Forma de cúpula, 271
- Forma de dientes de sierra, 271
- Forma de dorso de ballena, 271
- Forma de las partículas, 55, 57, 104, 105,
115, 116, 121, 122, 133
ángulo de reposo, 66
en el inicio del movimiento, 59
en la dirección del flujo, 57
esférica, 123
propiedades fundamentales de los
sedimentos, 50
Romanovski, 106

- Zrielov, 108
 - Forma estabilizada, 283
 - Forma heredada en sobrevivencia, 283
 - Formaciones del cauce, 296, 456, 464, 475
 - dimensiones en planta, 310
 - propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
 - Formaciones superficiales, 205, 212, 225, 238, 267
 - Formas complejas, 299
 - del cauce, 472-474
 - Formas de ablación, 277
 - Formas de acumulación, 270, 273, 278, 281
 - Formas de decantación, 276
 - Formas de desbordamiento, 275
 - Formas del cauce, 294, 296, 297, 299, 301, 310, 415, 464, 483, 505, 538, 549
 - propiedades fundamentales, 465
 - subsistemas, 300
 - Formas del terreno, 212
 - Formas derivadas del vulcanismo, 212
 - Formas diversas, 276
 - de terreno, 256
 - condiciones locales, 274
 - Formas eólicas, 272
 - Formas fisiográficas de disección
 - tipos de formas fisiográficas comunes, 265
 - Formas fluviales, 274
 - Formas glaciares, 225, 280
 - Formas kársticas, 279
 - Formas periglaciares, 281
 - Formas tectónicas originales, 212
 - Fórmula de A. Sagustin y K. Sagustin, 168
 - Fórmula de Bazin, 146, 155
 - Fórmula de Chézy, 155
 - Fórmula de Gonchárov, 104, 115
 - Fórmula de Lievy, 147, 153, 155
 - Fórmula de Makaviev
 - del laboratorio de Vanoni, 171
 - Fórmula de Newton-Rittinger, 97
 - Fórmula de Nikitin, 147, 154
 - Fórmula de Nikuratse, 150, 151
 - Fórmula de Oseen, 99, 100
 - Fórmula de Shternberg, 81
 - Fórmula de Stokes, 96, 98, 99, 100, 103, 104, 108, 121, 123, 133
 - Fórmula de Talmaz, 147, 148
 - Fórmula de Zhiliezniak, 147, 159
 - Fórmula universal, 24, 380
 - Fórmulas de Karashev, 118
 - Fórmulas de Stokes, Allien y Newton-Rittiinger, 107
 - Fosa, 26, 38, 46, 48, 180, 205, 221, 309, 310, 318, 321, 324, 337, 341, 346, 350, 394, 428, 430, 459, 477, 479-497, 519, 529-531, 556-559, 572, 574-591
 - características de algunos tramos del río Oca, 513
 - datos sobre la velocidad de movimiento, 529
 - descripción del río, 57
 - leyes de Fargue, 479, 486, 487, 490
 - propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
 - Fuerza centrífuga, 38, 42, 44 - 46, 49, 247, 342, 428, 556
 - Fuerza de Coriolis, 39-40, 46, 341, 489
 - Fuerza de sustentación, 34, 201
 - hidrodinámica, 30, 35
- G**
- Gelifracción o crioclastismo, 268
 - definición, 282
 - Geoformas, 15, 27, 205, 230, 237, 240, 242, 245, 248, 249, 251-253
 - clasificación territorial canadiense, 210
 - fluviales, 392
 - geometría de las formas, 261
 - geometría de los meandros, 325, 430,

- 433, 486
 geomorfología, 181, 205-212, 223, 225, 228, 246, 257, 274, 283, 300, 308, 352, 385, 404, 417
 individuales, 326
 taxones geomorfológicos, 225
 Geomorfología fluvial, 206
 Glaciares rocosos, 213
 definición, 221
 Glacis, 212, 239, 242, 256, 265, 267, 270, 276, 277, 285
 clasificación, 271
 Glacis coluvial, 230, 231, 242, 270, 271
 Glacis de denudación, 212, 265, 271
 Glacis de explayamiento, 271, 276, 277
 Gradiente longitudinal, 250, 344, 352
 Grado de ahogamiento de la banca, 531
 Grado de alteración del material, 287
 Grado de desarrollo del meandro, 515, 518, 526
 Grado de evolución pedogenética, 287, 288
 Grado de incipiente de los meandros, 530
 Grandes dunas, 453, 460, 461, 466, 468, 477-483, 501, 503, 505, 507, 511, 534, 553, 593, 594
 formas sencillas del cauce, 469
 propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
 Granulometría, 9, 12, 29, 50-52, 63, 65, 74, 91, 93, 95, 212, 234, 240, 242, 245, 248, 252-254, 331, 336, 378, 379, 381, 439, 447, 453, 463, 464, 478, 504, 512, 535
 coeficiente de uniformidad, 52, 65, 77, 87
 de los sedimentos, 62, 64, 70, 75, 87, 462, 511
 de una corriente natural, 311
 del suelo, 14
 Gravas, 54, 55, 62, 77, 89, 92, 93, 122, 128, 218, 219, 220, 240, 243, 250, 251, 253, 258, 320, 324, 331, 332, 336, 342, 346, 350, 379, 380, 438, 439, 440, 444, 556, 569, 570, 580
 lecho uniforme, 16
 trampas de, 28
 Gravedad específica, 54, 61, 62, 110
 de los sedimentos, 59, 74
 Gravitación, 96, 163
- H**
 Hidráulica
 de la corriente en el transporte de los sedimentos, 30
 de ríos, 9, 11, 25, 26, 28-29, 50
 del agua limpia, 19
 Hidráulica fluvial, 10, 24, 25, 56, 295, 299, 316
 transporte de sedimentos en un río, 181
 Hidrología, 10, 24, 300, 365, 367, 368, 390, 415, 417
 en el río, 230
 formas debidas a los agentes externos, 212
 Instituto de Moscú, 573
 la relación de la geomorfología con la, 207
- Hombreira
 definición, 281
 formas de ablación, 280
- I**
 Incisión aparente, 335
 Índice de compacidad, 352
 parámetros de forma, 353
 Índice de Torrencialidad, 360
 Inicio de los meandros, 427
 Inicio del movimiento, 57, 59, 93, 189, 190, 192
 de los sedimentos de fondo, 34
 de partículas individuales dentro de la mezcla, 65

- parámetro de Shields, 193
 - técnicas de muestreo de sedimentos en
 - los lechos de los ríos, 91
- Interacción, 11, 47, 236, 291, 300, 325, 386, 453, 454, 485, 550, 580
 - de las laderas, 301
 - del flujo y el cauce, 294
 - entre las partículas, 78
 - entre fases, 114
- Interfluvio, 212, 266, 267
 - relieves residuales, 271
- Inundaciones, 29, 244, 248, 249, 252, 258, 264, 323, 333, 334, 374, 390, 473, 497, 501, 541, 563, 580, 599
 - propiedades fundamentales de las
 - formas del cauce, 465
- Islas, 16, 27, 92, 221, 230, 252, 316, 322, 345, 346, 394, 409, 412, 417, 461, 483, 502-504, 532, 542, 551, 557, 562, 571
 - desarrollo de grandes dunas con transición
 - a un trenzamiento del cauce, 468
 - descripción de sedimentos del lecho, 395
 - trenzamiento del cauce con, 505
- J**
- Juventud, 22, 317, 318
 - morfología y fisiografía de las corrientes
 - naturales y sus laderas, 317-320
- L**
- Ladera, 12, 23, 27, 50, 59, 60, 180, 214, 215, 217, 219, 232, 234-236, 240, 244, 265, 297, 299, 300, 301, 305-306, 313, 326, 332, 336, 340, 343, 354, 357, 358, 388, 455, 456, 458, 460, 473, 483, 500, 529, 549, 552, 557, 560
 - meandros libres, 488
 - morfología y fisiografía de las corrientes
 - naturales y sus laderas, 317-320
 - ríos de llanura, 321
- ríos de montaña, 318
- Laguna litoral, 278
- Laminar, 276,
 - abanicos debidos a corrientes, 219
 - erosión, 301, 305, 379, 380, 399, 458, 460
 - erosión de la orilla izquierda, 402
 - estructura de la red hidrográfica en ríos
 - naturales, 305
 - flujo, 36, 95, 98, 99, 100, 107, 108, 109, 112, 113, 117, 118, 120, 128, 133, 137, 138, 142, 305
 - movimiento, 95, 96, 137
 - régimen, 103, 120
 - subcapa, 143, 144, 163
 - transición de movimiento, 97
 - zona, 108, 113, 128, 171
- Lengua de solifluxión
 - movimientos en masa, 268
- Ley de bifurcación de Horton, 359
- Ley de continuidad, 486
- Ley de desviación, 486, 583
- Ley de la mayor profundidad, 486
- Ley de la pendiente del fondo, 486
- Ley de Newton
 - de resistencia, 97
- Ley de Stokes, 96-102
- Ley de viscosidad de Newton, 142
- Ley del ángulo, 486
- Ley del trazado, 486
- Leyes de Fargue, 479, 486, 487, 490
- Llanos, 229, 255, 258, 262, 263, 286
 - planicies, 230
 - Orientales, 228, 230, 234, 237, 255, 263
- Llanura aluvial, 206, 237
 - abanicos, 242
 - de desborde, 250, 258
 - de ríos trenzados, 242, 243
 - meándrica, 247-250
 - parámetros que se utilizan para

- caracterizar los diferentes tipos de relieve, 260
 - terrazas agradacionales, 245, 249
 - terrazas aluviales, 254
 - valle y flancos del valle, 389
 - Llanura de inundación, 20, 27, 327, 330, 332-334, 344, 373, 388, 390, 391, 392, 394, 409, 422, 425, 432, 446, 536
 - Localización, 212, 243, 246, 290, 366, 429, 492
 - de las formas de agua, 316
 - valle y flancos del valle, 389
 - Lodazal litoral, 278
 - Loess, 222
 - Lomas, 235, 242, 579
 - Longitud al punto más alejado, 358
 - diferentes fórmulas para calcular el tiempo de concentración, 361
 - Longitud de corrientes
 - de diferentes órdenes, 306
 - Longitud de la macroduna, 470, 508, 539, 553
 - Longitud de las barras, 512, 514, 557
 - Longitud de los meandros, 532, 539
 - definición, 515, 518
 - Longitud de mezcla
 - esfuerzo cortante turbulento, 138, 141
 - Longitud de onda, 20, 26, 470, 522
 - de los meandros, 324, 415, 430, 431, 432, 434, 435
 - relación lateral entre el río y su valle, 392, 393
 - velocidades medias de desplazamiento de los meandros, 574
 - Longitud del cauce al centroide, 358
 - Longitud del cauce principal, 316, 354, 530, 531
 - definición, 357
 - diferentes fórmulas para calcular el tiempo de concentración, 361
 - Longitud relativa de la barra, 512
 - Longitud relativa de la macroduna, 508, 553
 - Longitud relativa del meandro
 - definición, 515, 518
 - Longitudes del frente de socavación y depositación, 519
 - Lupias de solifluxión
 - movimientos en masa, 268
- M**
- Macrodivagaciones, 569, 570
 - Macro dunas, 453, 470, 471, 483, 485, 492, 501-503, 507, 508-512, 513, 514, 525, 532-534, 537, 539, 551, 553-554, 564, 573, 579, 580
 - formas sencillas del cauce, 469
 - optimización de las condiciones de transporte de sedimentos, 297
 - procesos morfológicos, 469, 478
 - propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
 - propiedades, 466
 - valores del coeficiente para determinar la altura de las, 555
 - y barras laterales, 475-477
 - Madreviejas, 222, 343, 344, 489, 491, 537, 540, 553, 557, 579
 - Madurez
 - de los sedimentos acumulados, 403
 - del río, 326
 - etapa, 22
 - morfología y fisiografía de las corrientes naturales y sus laderas, 317
 - ríos de piedemonte, 320
 - Manto coluvial, 270
 - Manto de reptación, 269
 - Manto o napa de desborde, 252
 - Materiales de orilla, 337, 342
 - Meandro incipiente, 498, 501, 539, 582, 593, 594
 - Meandros abandonados, 248, 249-251, 254,

- 325
- cauce abandonado, 251
 - Meandros confinados, 467, 484-485, 487-490, 492, 494, 501, 513, 515-517, 518, 520, 521, 524, 526, 534, 535, 539, 552, 572-578, 585, 596
 - Meandros incipientes, 465, 468, 497-501, 530, 532, 537, 539, 541, 542, 552, 594
 - y otros tipos mixtos, 593
 - Meandros Libres, 434, 469, 488-492, 496, 497, 499, 501, 519, 520-532, 535-540, 542, 552, 572, 578-580, 585, 589, 593, 594, 597
 - desarrollo de los, 489
 - elementos morfológicos de los meandros
 - y particularidades de sus deformaciones, 492
 - indicadores básicos, 518
 - propiedades fundamentales de las formas del cauce, 467
 - Mecánica de ríos, 10, 24, 25, 56, 134, 181
 - Médano
 - formas fisiográficas de acumulación, 263
 - definición, 264
 - Media aritmética, 57, 64, 71
 - diámetro medio, 63
 - Media geométrica, 92
 - diámetro medio, 63, 64
 - Media ponderada, 128, 356
 - diámetro medio, 63, 64
 - Mediana o diámetro mediano, 63
 - definición, 64
 - Medios sedimentarios desérticos, 218
 - Mesa
 - caos de bloques, 271
 - definición, 259
 - parámetros que se utilizan para caracterizar los diferentes tipos de relieve, 260
 - posición relativa, 260
 - tipo de topografía, 257
 - Mesoformas, 16, 297, 298, 299, 300, 302, 453, 464, 472, 473, 475, 509, 538, 539, 543, 549, 551, 554, 561, 564, 570, 571, 573, 579, 596
 - definición, 295-296
 - procesos morfológicos, 469
 - propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
 - Métodos de datación, 283
 - Mezcla, 50, 52, 62, 63, 64, 65, 66, 73, 74, 75, 76, 77, 87, 115, 118-125, 127-133, 136, 139-142, 167, 178, 181, 183, 185, 187, 188
 - características, 89
 - de granos, 114
 - de los sedimentos y el agua, 32
 - de sedimentos en conjunto, 96
 - especial de parafina, 101
 - permanente de las masas de agua, 38
 - procesos típicos, textura y geomorfología
 - de terreno en función de su pendiente, 208
 - Karaushev, 115, 118, 120, 147, 164, 178, 181
 - Microagregados, 121, 122
 - Microformas, 16, 48, 189, 190, 212, 296-300, 394, 453, 464, 465, 471, 472, 475, 551, 554
 - definición, 295
 - geológicas, 226, 264
 - Migración lateral, 44, 239, 264, 341, 344, 345, 346, 372, 394, 406, 411, 433, 434
 - Modelado, 212, 214, 222, 232, 233, 236, 238, 242, 255, 266, 267, 270, 277, 291, 292
 - auto, 192
 - procesos geomorfológicos, 205
 - Modelo de Reynolds-Boussinesq, 137-141
 - Montaña, 207
 - cresta y viga, 259

- definición, 234
 - escarpada, 254
 - región fisiográfica, 228-229
 - Morfogénesis, 240, 243, 247, 250, 261, 266
 - balance, 223
 - Morfografía, 212, 243, 261, 262
 - como resultado de los procesos geomórficos, 252
 - definición, 248
 - Morfología, 14, 17, 23, 28, 205, 206, 210, 231, 235, 293, 295, 298, 300, 301, 313, 316, 317, 352, 360, 368, 387, 394, 396, 399, 410, 415, 417, 418, 424, 454, 550
 - de abanico-terrazas, 242
 - glaciares rocosos, 221
 - terrazas agradacionales, 249
 - Morfometría, 211, 507
 - formas debidas a los agentes externos, 213
 - Morichal
 - definición, 263
 - formas fisiográficas de acumulación, 263
 - Morrena de fondo
 - formas de acumulación, 281
 - Morrena lateral
 - formas de acumulación, 281
 - Movimiento de los sedimentos, 24, 25, 30-37, 49, 59, 62, 63, 65, 77, 82, 95, 115, 188, 189, 192, 193, 194, 333, 475, 477, 481, 507, 534
 - en las diferentes partes de la red hidrográfica, 457
 - sistema de transporte de sedimentos, 302
 - Movimiento giratorio, 47
 - Movimiento helicoidal, 38
 - Movimiento incipiente, 377, 378, 425, 437, 439
 - análisis de degradación, 438
 - análisis de la pendiente de equilibrio, 440
 - análisis de, 380-381
 - Movimiento turbulento, 24, 95, 97, 134, 135, 136, 187
 - Movimientos de gravedad, 267
 - Movimientos en masa, 212, 225, 239, 268
 - Muestreo de sedimentos, 91, 378
- N**
- Napa de cenizas, 280
 - Napa de explayamiento, 275
 - Napa de limos de desbordamiento
 - formas de desbordamiento, 275
 - Navegación, 11, 18, 29, 350, 382, 495, 562, 599
 - del río, 316
 - variación de las cotas del fondo de las crestas, 496
 - Número de corrientes, 308, 359, 360
 - características hidrográficas de las corrientes en un sistema fluvial, 306
 - Número de Froude, 37, 192, 194
 - Número de Reynolds, 36, 58, 102, 106, 107, 109, 115, 118, 154, 190, 192
 - de grano, 37
 - de partícula, 95, 99, 100, 101, 109, 110
 - ficticio, 123
- O**
- Obras, 10, 11, 25, 29, 390, 436, 543, 565
 - de infraestructura, 238
 - de ingeniería, 28, 340, 426
 - hidráulicas, 543
 - Onda, 180, 475, 476, 502, 551
 - longitud de, 20, 26, 324, 415, 430, 431, 432, 434, 435, 470, 522
 - relación lateral entre el río y su valle, 392, 393
 - Orilla cóncava, 38, 39, 45, 46, 48, 49, 341, 347, 428, 429, 486, 487, 492-494, 526, 541,

556, 562, 572, 575, 576, 579, 580, 587, 589, 590, 597

desplazamiento medio anual del borde de, 578

la inclinación de, 577

Orilla convexa, 39, 45, 46, 48, 342, 428, 429, 492, 493, 526, 541

Orilla llena, 20

Orillar, 248-254, 263, 264

Orillas, 11, 16, 20, 21, 29, 39, 40, 41, 46-50, 86, 163, 213, 220, 230, 243, 246, 247, 250, 251, 278, 294, 296, 319, 321, 330-352, 366, 369, 372-378, 382, 387, 390, 392, 394, 396

Os

definición, 281

P

Paisaje de valle, 223, 229

ejemplo, 256

sistema de terrazas, 223

Parámetro cinético, 37

Parámetro de Shields, 190, 193, 438, 440

Parámetros de forma, 352

definición, 352

Parámetros de relieve, 352

definición, 354

Parámetros relativos a la red hidrográfica, 357

Pendiente

criterios de caracterización, 290

formas fisiográficas de disección, 263, 265

longitudinal de los ríos, 310

longitudinal del cauce, 30, 504, 508, 511, 536, 572, 585

Pendiente de equilibrio, 425, 437, 440-443, 445

Pendiente de la cuenca, 357

Pendiente del cauce principal, 357

diferentes fórmulas para calcular el

tiempo de concentración, 361

Pendiente media, 12, 355, 356

de un cauce, 358

diferentes fórmulas para calcular el tiempo de concentración, 361

Pendiente transversal, 39, 43, 46, 47, 585

de la superficie del agua debida a la aceleración de Coriolis, 40

de la superficie del agua en las curvas, 45

Penillanura, 22, 230, 355

clasificación de sistemas fisiográficos

reconocibles por fotointerpretación,

para uso en estudios de suelo, 216

del Guainía, 231

Perfil de velocidades, 9, 134, 138, 139, 143, 144, 153, 163, 165, 166, 168

Peso específico, 9, 50, 53, 58, 62, 64, 81, 86, 104, 183

de los sedimentos, 54, 59, 192, 438

de los sólidos, 61, 438

de un material, 60

del agua, 31, 32, 78, 109, 506

Peso total, 60, 61

Peso unitario, 36, 59, 96, 104, 115, 118, 119, 120, 121, 187, 576, 577

Piedemonte, 229, 235, 242, 243, 250, 253, 256, 319, 321, 332, 374, 453, 503, 504, 563, 569, 570

aluvial, 239, 254

definición, 236-239

Planicie, 16, 215, 223, 226, 228, 229, 230, 237, 250, 254, 410, 499, 563

aluvial, 237, 320, 322

litorales, 278

Plano inclinado, 263, 270

definición, 265

Plano inundable, 230, 244, 245, 248, 249, 254

definición, 252-253

- llanura aluvial de desborde y llanura
fluvio-deltaica, 250
sobrevega, 249
- Plataforma de abrasión, 277
definición, 278
- Playas, 11, 92, 218, 222, 477, 507, 531, 538,
539, 579
formas de las, 541
- Pleistoceno y Holoceno, 285
- Polje, 279
- Porosidad, 50, 74, 121, 446
- Posiciones céntricas
criterios de caracterización, 290
definición, 290
- Posiciones de vertiente
criterios de caracterización, 290
definición, 290
- Posiciones transicionales
criterios de caracterización, 290
definición, 290
- Potencia de la corriente, 372, 411
evaluación de la estabilidad general del
cauce, 371
- Precuaternario
definición, 284
métodos de datación, 283
nomenclatura propuesta para datación
relativa, 284
- Presas y embalses, 349, 350
- Probabilidad, 15, 24, 33, 51, 87, 89, 128,
170, 180, 423, 561, 564
anual, 510
de excedencia del nivel de agua, 555
de excedencia y valores de las longitudes
relativas entre tramos de los ríos
Irish y Oca, 516
de excedencia, 554, 560, 565, 568, 571
- Procedencia de los sedimentos
que llegan a los ríos, 85
- Procesos aluviales, 11, 25, 297, 453, 455
- Procesos irreversibles, 292, 456, 551, 598
fundamentos de la teoría sobre la
formación de los cauces naturales, 205,
291
- Procesos morfológicos, 11, 18, 27, 29, 44,
181, 205, 206, 223, 293, 295, 299, 300, 326,
454, 456, 460,
básicos, 469
definición, 453
en cauces aluviales, 24, 449
factores básicos, 461
fundamentos de la teoría sobre la
formación de los cauces naturales, 205,
291
macroformas, 296, 472, 475, 538, 542,
549, 551
propiedades fundamentales de las
formas del cauce, 465
sistema fisiográfico local, 302
- Procesos reversibles, 12, 292, 456, 551, 600
- Procesos tectodinámicos
definición, 235
- Producción de sedimentos, 23, 30, 371, 385,
388, 422, 437, 458
evaluación de la, 365, 379-380
- Profundidad del flujo, 37, 45, 153, 165, 309,
310, 333, 375, 377, 429, 471,
después de la socavación, 565, 548
- Pronóstico, 11, 299, 301, 302, 549, 552, 582,
584, 585, 586, 589, 590, 594, 597
carácter de los, 549
de las deformaciones asociadas a los
procesos morfológicos, 506
de las deformaciones del cauce debidas
a los procesos morfológicos, 545
- Puentes, 9, 10, 29, 48, 184, 206, 222, 320,
326, 329, 330, 332, 335, 346, 347, 349, 365,
367, 368, 370, 372, 373, 374, 375, 383, 384,
390, 404, 425, 437, 543, 549, 554, 555, 558,

559, 571, 595-601

cálculo hidráulico de, 181

evaluaciones rápidas de la estabilidad de un río, 422-424

valle y flancos del valle, 389

Q

Quebradas, 306, 313, 319

definición, 459-460

estructura de la red hidrográfica en ríos naturales, 305

R

Radio de curvatura, 20, 45, 46, 324, 430, 432, 433, 434, 486, 506, 572, 587, 588, 591

relación lateral entre el río y su valle, 392, 393

Radio hidráulico, 31, 36, 165, 438, 439

movimiento del agua en los ríos, 30

Rápidas o raudales, 48

Raudal, 264

Rectángulo equivalente, 353

Red hidrográfica, 18, 21, 23, 27, 225, 261, 293, 296, 300, 304, 313, 315, 454, 455, 457, 458, 460, 461, 472-474

desarrollo de la, 295

estructura de la, 295, 302, 303, 305, 307

parámetros relativos a la, 352, 357

unidad en la evaluación de los flujos en la, 298

y sus valores medios, 299

Redondez, 58

Región fisiográfica, 206, 228

Región territorial

clasificación territorial canadiense, 210

definición, 210

Relación de áreas, 359

Relación de elongación, 354

Relación de Lane, 375, 419, 436, 441, 443

y otros conceptos geomorfológicos, 415

Relación de longitud, 360

Relieves residuales, 212, 267, 279

definición, 271

planos, 271

Rellano, 213, 214, 236, 259, 290

hombreira, 281

Remolinos, 37, 47, 48, 49, 470

Resistencia, 17, 18, 38, 41, 91, 95, 96, 103, 105-111, 115, 118, 134, 144, 154, 187, 190, 200, 202, 244, 287, 288, 294, 335, 337, 338, 340, 380, 388, 390, 421, 431, 434, 438

al flujo, 57, 435

de los suelos, 42

ley de Stokes y coeficiente de arrastre, 96-102

Resistencia hidráulica, 10, 11, 15, 16, 50, 91, 134, 295, 379, 497, 551

distribución de la velocidad, 32

Respuesta compleja, 328, 421, 422

Respuesta potencial del río

evaluación, 375

Respuestas del sistema, 377

análisis básicos de ingeniería, 375

Ríos de llanura, 16, 31, 55, 86, 184, 190, 306, 307, 308, 309, 310, 320, 321, 469, 479, 539, 562, 570

Ríos de montaña, 86, 184, 308, 337, 414, 506, 570, 571, 572, 597

definición, 318

número de corrientes, 308

pendiente, 31

variación del tamaño de las partículas de los sedimentos a lo largo de un río, 78

Ríos de piedemonte

definición, 248

Ríos meándricos, 245, 246, 250, 346, 416, 432

antiguos, 334

definición, 341-343

- Ríos rectilíneos
definición, 341
- Rugosidad absoluta, 144, 145, 186
del lecho, 166, 439
- Rugosidad relativa, 31, 147, 152, 154, 157, 165
- S**
- Saltación, 182, 184, 190
a los sedimentos, 12
- Sedimentación, 19, 23, 26, 28, 51, 95, 184, 186, 218, 219, 220, 229, 230, 233, 234, 239, 244, 249, 254, 258, 276, 322, 323, 379, 382, 384, 390, 392, 396, 421, 429, 436, 526, 533, 550, 572, 598
clasificación de sistemas fisiográficos reconocibles por fotointerpretación para uso en estudios de suelo (Vink, 1968), 217
de material, 13
diámetro de, 54, 55, 111
proceso de, 122, 246-248, 250, 324, 326
- Sedimentadores, 10, 28
- Sedimentos de fondo, 16, 24, 28, 31, 32-36, 63, 65, 76, 77, 82, 83, 92, 182, 184-185, 188, 189, 190, 198, 298, 299, 302, 310, 453, 462, 463-470, 475, 477, 478, 480-483, 485, 494, 497, 501, 503-505, 508, 512, 514, 526, 531, 533-537, 539, 541, 550, 551, 552, 561-563, 570, 576, 577
deformaciones de los cauces, 11
- Sedimentos en suspensión, 10, 24, 28, 32, 76, 114, 119, 133, 134, 164, 178, 179, 180, 182, 183, 184, 188, 196, 198, 243, 247, 250, 302, 458, 460, 461, 463, 464, 475, 482, 483, 488, 497, 501, 505, 506, 533-537, 541, 552, 563, 580
propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
transporte, 183-184, 535
trenzamiento del cauce con islotes, 505
- Sedimentos reales, 54, 74, 103, 127
- Shorre
lodazal litoral, 278
definición, 278
- Sifonamiento
falla por, 400
- Sinuosidad, 16, 17, 20, 245, 246, 274, 322-324, 326, 344, 351, 408, 409, 411, 412, 415, 417, 419, 421, 432, 434, 435, 553, 557
de ríos, 341
coeficiente de, 315
definición, 340
relación lateral entre el río y su valle, 393
- Sistema de ríos meándricos, 245, 343
- Sistema de transporte de sedimentos, 302
- Sistema físico fluvial, 301
- Sistema fluvial, 14, 22, 205, 300, 301, 304, 305, 306, 307, 309, 312, 351, 371, 379, 385, 386, 387, 388, 390, 405, 406, 415, 417-421, 550
- Sistema fisiográfico general, 302
- Sistema fisiográfico local, 302
- Sistema hidrológico fluvial, 301
- Sistema morfológico fluvial, 301
- Sistema territorial
clasificación territorial canadiense, 210
definición, 210
- Slikke
definición, 278
lodazal litoral, 278
- Sobreelevación, 45, 46, 48
patrón de flujo, 428
- Sobrevega, 244, 258
características morfológicas de los valles aluviales, 230
definición, 249
morfografía, 248

- Socavación remontante
 - tipos de degradación, 443
- Superficie de ablación
 - definición, 270
- Superficie de aplanamiento cárstico
 - definición, 279
 - formas kársticas, 279
- Superficie de rocas aborregadas
 - definición, 280
- Superficie hidráulicamente rugosa, 144
 - conclusión y aplicaciones prácticas, 163
- Superficie lisa, 55, 198
- Superficies colinadas
 - definición, 232
- Superficies de aplanamiento, 232, 271, 272, 284
- Superficies estructurales, 272
 - definición, 272
- Surco de erosión
 - definición, 270
- Suspensión, 12, 18, 28, 56, 57, 95, 114, 122, 178, 179, 183, 188, 190, 195-199, 228, 243, 244, 454, 462, 464, 473, 482, 502, 504, 550
 - propiedades fundamentales de las formas del cauce, 465
- T**
- Talud de derrubios, 267
 - definición, 268
- Tamaño de las partículas, 95, 222, 378, 381, 438
 - individuales, 54
 - variación del, 78
- Taxones geomorfológicos, 225
- Tensión superficial, 73
 - en el fondo, 77
- Teoría de difusión, 163, 165, 178, 179
- Teoría hidrogeomorfológica, 464
- Terracillas
 - definición, 269
 - movimientos en masa, 268
- Terraza, 27, 206, 213, 215, 220, 222-224, 226-230, 234, 237, 242, 244-245, 249, 256-260, 266, 283, 321, 333, 382, 390, 412, 414, 456, 484, 498, 499, 536, 541, 571, 589
 - relación vertical entre el río y su valle, 390, 391
- Terrazas agradacionales, 245
 - definición, 249
- Terrazas aluviales, 230
 - definición, 254
- Terrazas depositacionales, 244
- Terrazas erosionales, 244, 245
- Textura, 16, 91, 206, 207, 211, 223, 241, 245, 254, 263-264, 266, 271, 274-276, 278
 - de los materiales, 263
 - efecto de la rugosidad por, 145
 - lodazal litoral, 278
 - ubicación de las partículas, 77
- Thalweg, 257, 259, 331, 340-341, 344, 411, 427, 486, 487, 554, 562, 563, 583
- Tiempo de concentración, 353, 358
 - definición, 360
 - diferentes fórmulas para calcular el, 361
- Tipos de sedimentos, 182
- Tómbolo, 278
- Tramos uniformes
 - diferencias locales de los procesos morfológicos en, 538
- Trampas de gravas, 28
- Transferencia
 - de energía, 164
 - de materia, energía y biota, 27
 - de materiales, 256
 - de momento lineal en un flujo turbulento, 141
 - de momentum, 139
 - por intermedio de las cuencas hidrográficas, 237

Transformación tectónica, 259

Transporte de sedimentos, 14, 16, 24, 25, 29, 37, 62, 87, 181-188, 234, 293, 296, 297, 298, 302, 315, 324, 348-350, 365, 366, 368, 369, 377, 378, 384, 412, 425, 437, 440-442, 444-447, 454-457, 461, 470, 472-475, 477, 478, 482, 495, 500, 504, 505, 535, 539, 540, 541, 598, 599

Trenzados

cauces anastomosados, 346-347

cauces, 16, 320, 322-324, 325, 345-346, 453, 460, 461, 483, 500, 501-503, 542, 561-562, 571, 595

conceptos de clasificación de ríos, 409
desarrollo de grandes dunas con
transición a un trenzamiento del cauce, 468

en ríos, 343, 567

llanura aluvial de ríos, 242

meándrico, 251, 419

relación lateral entre el río y su valle, 393

Trenzamiento de banca, 453, 552

Tubificación,

definición, 339

erosión de la orilla izquierda, 402

es producida, 399

falla por, 400

materiales de orilla, 338, 339

Turbulencia, 10, 24, 32, 35, 36, 37, 115, 118, 134, 138, 139, 142, 164, 179, 181, 188, 247, 334

del flujo, 33, 35, 183, 295, 471, 550

parámetro de intensidad relativa de la, 34

propiedades fundamentales de las
formas del cauce, 465

relativa, 180

teoría de difusión de, 178

U

Ubicación de las partículas, 65, 192

en la superficie del lecho, 77

Unidad morfológica, 206, 207, 305

V

Valle, 12, 16, 17, 18, 22, 27, 205, 207, 223, 227, 228, 231, 232, 233, 234, 242, 243, 244, 245, 246, 255, 259, 263-265, 272, 293, 299, 300, 303, 304, 305, 318, 319, 320, 322, 324, 325, 327, 332, 334, 335, 340, 343, 352, 355, 374, 387, 388, 411, 412, 414, 421, 429, 430, 455, 456, 458, 460-461, 462, 474, 483, 484, 489, 504, 505, 515, 525, 538, 539, 541, 542, 543, 551, 552, 553, 570, 571, 572, 570, 580, 598

aspectos relevantes para realizar un
inventario, 213

cubeta de sobreexcavación y umbral, 281

definición, 229-230

del glaciar, 220, 226

depresión lateral, 276

ejemplo de un paisaje de, 256

fondo del, 215, 388, 390, 488

llanura aluvial o de desborde, 258

relación lateral entre el río y su, 392, 393

ríos de llanura, 321

y flancos, 389

zona de influencia del, 389

Variación del tamaño

de las partículas de los sedimentos a lo
largo de un río, 78

Vega, 228, 229, 230, 244, 256, 257

definición, 258

formas fisiográficas de acumulación, 263

parámetros que se utilizan para caracterizar
los diferentes tipos de relieve, 260

- sobre, 230, 244, 248, 249, 258
 - Velocidad angular
 - de la rotación de la tierra, 40
 - de la tierra, 41
 - Velocidad angular de giro del meandro, 527
 - definición, 518
 - Velocidad cortante, 37, 154, 165, 166, 167, 168, 170, 180, 192, 445
 - Velocidad de caída, 58, 59, 98, 99, 133, 174, 178, 180, 200, 336, 369, 378, 482
 - de los sedimentos, 9, 55, 94-95, 115, 445
 - de partículas reales en agua limpia, 102-114
 - de partículas reales en agua turbia, 114-132
 - en agua quieta y su diámetro, 53
 - ley de Stokes y coeficiente de arrastre, 96-102
 - tamaño de las partículas individuales, 54
 - vertical de las partículas individuales en agua quieta, 50
 - Velocidad de desgaste
 - de las partículas, 82, 83
 - Velocidad de desplazamiento de la macroduna, 508
 - Velocidad de equilibrio dinámico, 565, 567, 599
 - Velocidad de pulsación, 33, 141
 - transversal, 137
 - Velocidad dinámica, 37, 194, 201
 - Velocidad máxima de desplazamiento del meandro definición, 519
 - Velocidad media, 35, 94, 96, 134, 137, 138, 148, 178, 187, 342, 372, 394, 471, 481, 568, 573, 578, 581, 585, 589, 599
 - del agua, 12
 - de caída de una mezcla de sedimentos reales en agua turbia según Ibad-Zade, 127-129
 - de la duna, 553
 - velocidades medias de desplazamiento de los meandros, 574, 577
 - valores del parámetro para seleccionar análogos en el cálculo de los desplazamientos de meandro, 585
 - del flujo, 30, 31, 36, 37, 46, 142, 154, 162, 165, 169, 200, 438, 441, 445, 463, 576
 - Velocidad media de desplazamiento de la barra definición, 512
 - Velocidad media de desplazamiento en planta del meandro, 519
 - Velocidades transversales, 43, 44, 136, 138, 139, 196-198, 342
 - Vertiente con surcos
 - ejemplos de descripción de formas, 289
 - definición, 289
 - Viscosidad, 32, 36, 38, 42, 96, 97, 101, 114, 118, 125, 126, 134, 140-142, 183, 186, 294
 - de Newton, 142
 - del líquido, 95
 - dinámica del agua, 99
 - las propiedades del líquido en movimiento, 32
 - Viscosidad molecular, 141, 142
 - Volumen de deformación de las orillas, 519
- Z**
- Zona de transición, 36, 107, 112, 113, 252

Otros textos de su interés

- Administración para ingenieros,
Miguel David Rojas López
- Diseño geométrico de carreteras,
James Cárdenas Grisales
 - Ergonomía aplicada,
Jesús Alberto Cruz y Andrés Garnica
- Gerencia de la construcción,
Miguel David Rojas López
- Guía práctica de dibujo para ingeniería,
Germán Valencia García
- Hidrocarburos. Manejo seguro,
Raúl Felipe Trujillo Mejía
 - Ingeniería de métodos,
movimientos y tiempos,
Luis Carlos Palacios Acero
- Instalaciones hidrosanitarias y de gas
para edificaciones,
Rafael Pérez Carmona
- Riesgos eléctricos y mecánicos,
Fernando Henao Robledo
 - Riesgos en la construcción,
Fernando Henao Robledo
- Riesgos físicos I. Ruidos, vibraciones y
presiones anormales,
Fernando Henao Robledo
- Riesgos físicos II. Iluminación,
Fernando Henao Robledo
- Riesgos físicos III. Temperaturas
extremas y ventilación,
Fernando Henao Robledo
 - Riesgos químicos,
Fernando Henao Robledo.

Hidráulica de ríos y procesos morfológicos

Ochoa Rubio nos ofrece un aporte significativo a dos temas fundamentales de la mecánica de ríos en general. El primero se refiere a la hidráulica fluvial propiamente dicha, con un tratamiento detallado del flujo en los cauces naturales y de las leyes de movimiento de los sedimentos. El segundo, consiste en una presentación novedosa en nuestro medio, de las microformas, mesoformas y macroformas que generan los sedimentos de fondo y en suspensión en los tramos aluviales; considerados como un medio continuo que se transforma de manera coherente a lo largo de su recorrido como resultado del desarrollo de los procesos morfológicos analizados a la luz de la concepción hidrogeomorfológica. La obra está orientada al cálculo hidráulico de puentes, sin embargo, puede ser utilizada en todo tipo de análisis relacionados con los cauces naturales.

El libro analiza el comportamiento de las corrientes naturales en lo que se refiere al movimiento del agua; los factores influyentes y los patrones de flujo, así como las particularidades del movimiento de los sedimentos. Asimismo, bosqueja un marco de referencia para el estudio de los procesos morfológicos. Ochoa Rubio expone las clasificaciones geomorfológicas más comunes y los fundamentos de la teoría sobre la formación de los cauces naturales para luego abordar los fenómenos de estabilidad de cauces aplicados a puentes y obras similares construidas sobre ríos o en sus orillas. El estudio de las mesoformas y las macroformas como parte importante de los procesos morfológicos que experimentan las corrientes naturales se hace presente en la obra y se complementa con la predicción de los cambios que se pueden presentar en ellas, es decir, las transformaciones que sufren los procesos morfológicos con el tiempo.

La presente obra está dirigida a ingenieros civiles, ingenieros agrícolas, geólogos, geomorfólogos, hidrólogos, hidráulicos y puede ser utilizada como texto en cursos de pregrado y postgrado de las diferentes universidades dedicadas a la enseñanza e investigación de estas disciplinas.

La obra, en realidad, está compuesta de dos libros. El primero es la "Hidráulica de Ríos y Procesos Morfológicos" que se ofrece al Lector en el presente documento y el segundo es el "Cálculo Hidráulico de Puentes, Hidrología, Hidráulica y Socavación" que aparece casi simultáneamente con el presente.



Colección: Ingeniería y Arquitectura
Área: Ingeniería

ECOE
EDICIONES

