

Ochoa Rubio, Tomás

Hidráulica de ríos y procesos morfológicos / Tomás Ochoa Rubio.

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

704 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 símiles 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 (Kondrátiev, 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.

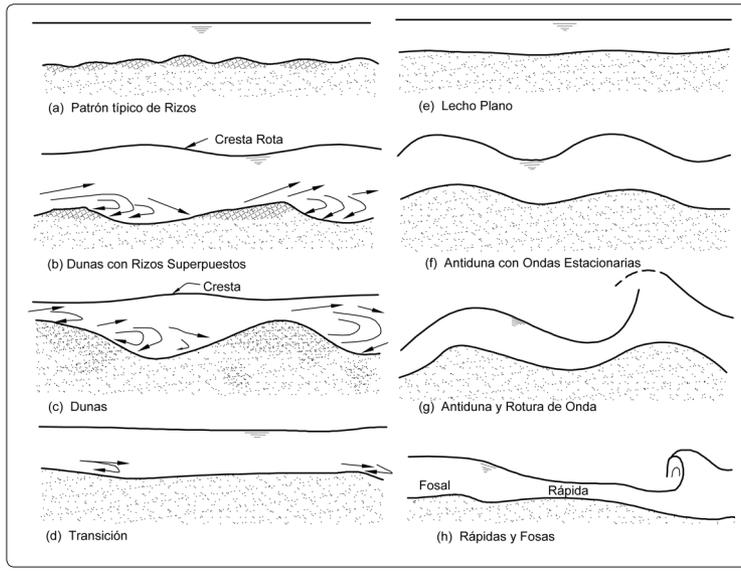
- c. *Los procesos aluviales.* En el presente Texto se considera que los procesos aluviales son aquellos que tienen que ver con el comportamiento general de las partículas sólidas particulares o en conjunto, es decir, los procesos de desprendimiento, transporte y deposición de sedimentos. Esos tres procesos 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).

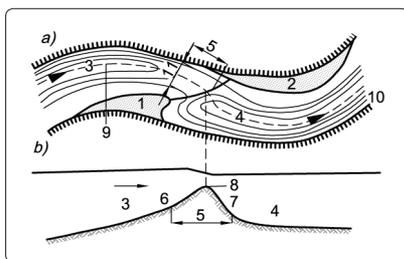
no muy bien explicado en muchos de sus aspectos. En primer lugar, todos los experimentos de laboratorio y las observaciones de campo muestran que estos tramos siempre son curvos en planta adquiriendo un carácter trenzado, anastomosado o meándrico. En segundo lugar, los cambios en el nivel de base y otros 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

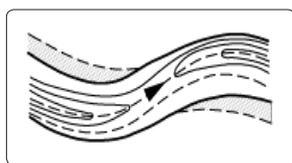
el numeral 4.5 del presente Texto. Esta sucesión de curvas se presenta como una secuencia de fosas y crestas (transiciones) como se aprecia en la Figura 2. Las fosas aparecen siempre frente al sector de mayor curvatura en planta y las crestas (transiciones) son tramos relativamente rectos entre fosas 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.



▲ **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.

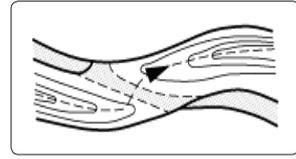
La cresta (transición) es un depósito de

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 (thallweg) 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



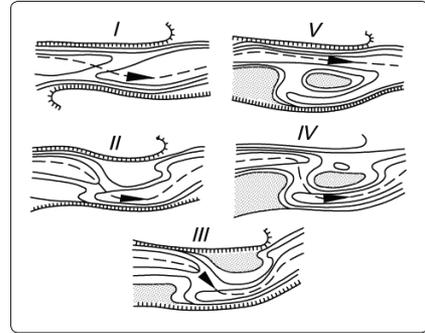
▲ **Figura 3** Curva con transición normal.

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.



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

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

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:

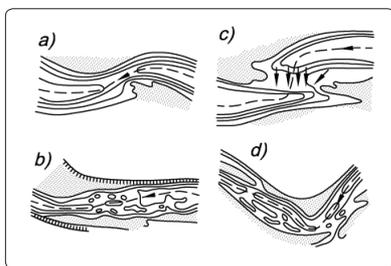
$$U_{cr} = \frac{50 \cdot Q \cdot S}{d}$$

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 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.



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

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 (desecado) 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 cuales 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 actuantes 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.

- l. *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 trezamientos 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:

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

ó

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

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

ó

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

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

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

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:

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

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

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, $m^3/\text{día} \cdot m$

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
- Fgr - parámetro
- Fgr.cr - valor crítico del parámetro
- $d = d_{35}$
- g - aceleración de la fuerza de gravedad, m/s^2
- ν - viscosidad cinemática, m^2/s
- y - profundidad del flujo, m
- γ_s - peso unitario de los sedimentos, t/m^3
- γ - peso unitario del agua, t/m^3

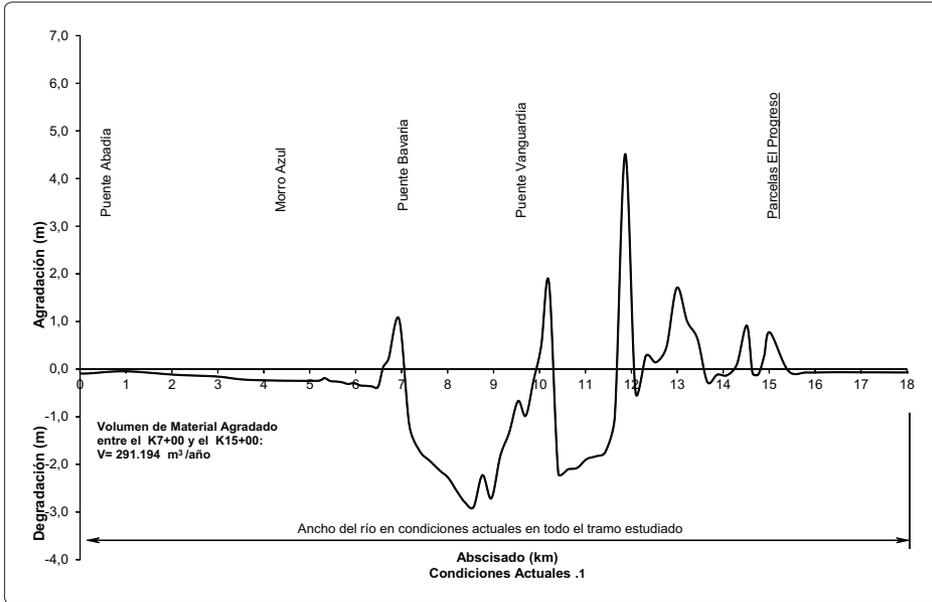
Análisis de la estabilidad vertical del lecho

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.

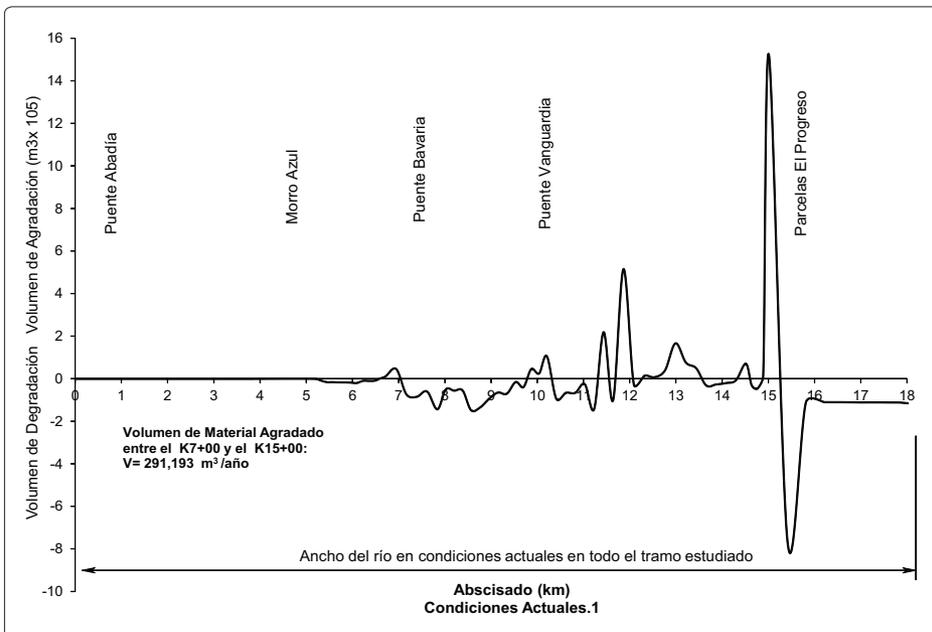
Modelación de la situación actual

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 Rzhanitsin 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. Rzhanitsin 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.

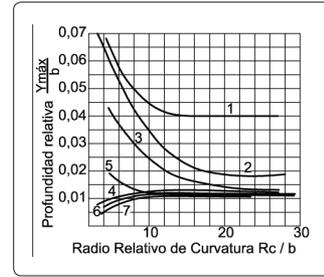
Para la profundidad relativa en un meandro (figura 9), se estableció lo siguiente:

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.

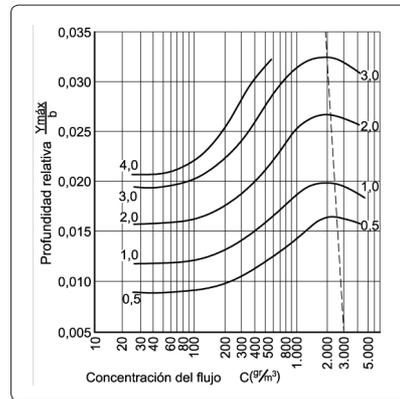
V. Petróv mediante investigaciones en ríos con grandes variaciones de la turbidez. En la figura 11 se muestra una curva que representa la relación entre la turbidez y la profundidad relativa con un comportamiento unificado, establecido con estudios más detallados. En esta gráfica todas las curvas de 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:

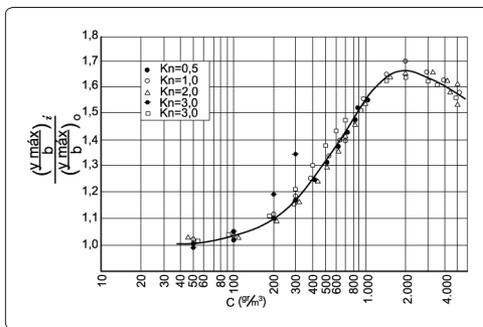
1. Determinación del trazado en un cauce regulado. Supóngase que en un tramo dado en donde se requieren trabajos de rectificación se aplica la curva $\frac{y}{b} = f\left(\frac{R_c}{b}\right)$ (figura 12). La profundidad relativa del cauce correspondiente a un alineamiento ligeramente sinuoso se expresa 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 ,



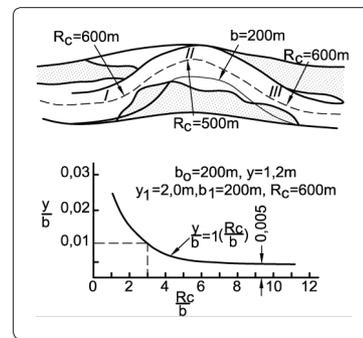
▲ **Figura 9** Profundidad relativa (máxima) de una fosa en función del radio de curvatura relativo.



▲ **Figura 10** Variación de la profundidad relativa de un cauce $Y_{máx}/b$ 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 11** Curva que indica la variación de la profundidad relativa de un cauce en la función de la concentración de los sedimentos C .



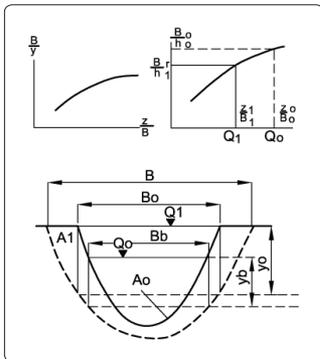
▲ **Figura 12** Esquema de ubicación y trazado de las obras de rectificación (ejemplo de cálculo).

para obtener la profundidad relativa $\frac{y_1}{b_0}$ 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_{media_0}), 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. Rzhanitsin 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:

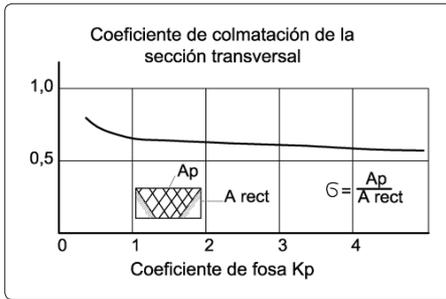
- a. El coeficiente de fosa de J. M. Polín, como parámetro que refleja las características hidrológicas y de los procesos morfológicos del río.
- b. Los siguientes parámetros de forma del cauce:
 - b.1 La profundidad relativa:

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

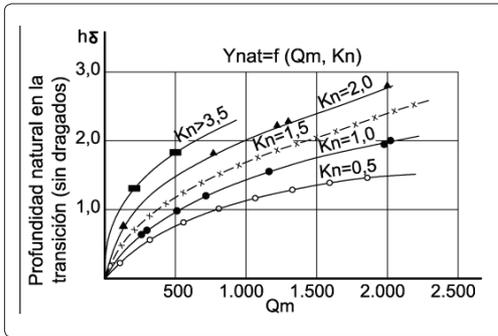
- b.2 La colmatación de la sección del cauce:

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

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).

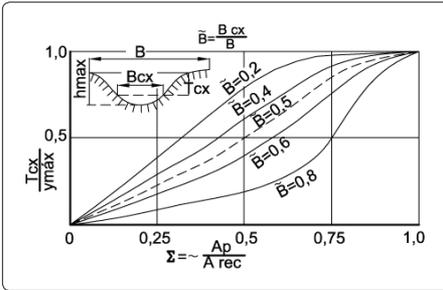
- c. Indicativo de la variación de la profundidad de navegación:
Profundidad relativa de navegación:

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

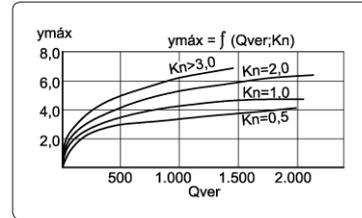
y_N - Profundidad natural determinada con el nomograma de la figura 15.

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.

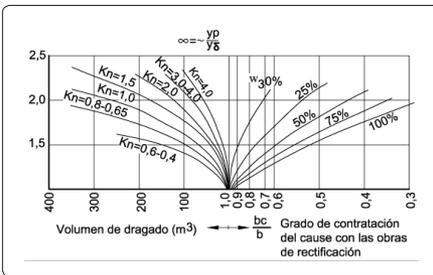
- d. Indicador del volumen específico de los trabajos de dragado y similares para alcanzar la profundidad deseada por metro de ancho y para una longitud de un kilómetro:



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



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



▲ **Figura 18** Nomograma de cálculo.

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

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 $b_{r_o} = 500 \text{ m}$. 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 Karashev	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 Makavieiev (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 x 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 Sagstún (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 $\psi_0 = gd/d*$ y $(\gamma_s = 2,65gr/cm^3)$	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 depositación 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 Irtish (I)(Rusia)	516
4.42 Curvas de duración del grado de expresividad de meandros confinados de los ríos Oka e Irtish (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, Irtish y Obi (Rusia)	522
4.44 Distribución del grado de expresividad de meandros a lo largo del río Irtish (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	Coefficiente 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