

ESTUDIO DE BIFURCACIONES EN RÍOS

HC-1510.1

INFORME FINAL

Coordinación de Hidráulica

Jefe del Proyecto:

Dra. María Joselina Espinoza Ayala

Participantes:

M.I. José Alfredo González Verdugo

Jiutepec, Morelos, Diciembre de 2015

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	2
1.1 Procesos genéricos y factores causales.....	4
1.2 Bifurcaciones y Avulsiones en diferentes configuraciones naturales.....	5
2. ESTUDIOS EXPERIMENTALES.....	13
2.1 Dinámica de Bifurcaciones en canales con sedimentos no cohesivos.....	13
2.2 Evolución del fondo y de las orillas de ríos que se bifurcan.....	23
2.3 Bifurcaciones en Ríos: observaciones experimentales sobre configuraciones en equilibrio	28
2.4 Avulsiones.....	34
2.5 Estudio experimental de la frecuencia de la avulsión y la tasa de deposición	36
2.6 Transporte de sedimento en una bifurcación de 90° Aproximación Experimental y Conceptual.....	41
3. CASOS DE APLICACIÓN.....	48
3.1 Estabilidad de Redes de distributivos y sus Bifurcaciones.	48
3.2 Dinámica de las bifurcaciones y duración de la avulsión en ríos meandreados por modelos unidimensionales y tridimensionales	49
3.3 Exploración de la navegabilidad en anabranches alrededor de una gran isla	56
3.4 Río Jamuna, Bangladesh.....	62
4. VISITA A ST. ANTHONY FALLS LABORATORY.....	64
4.1 Historia.....	64
4.2 Visita Técnica.....	64
5. PROPUESTA	71
5.1 Bifurcación del río Mezcalapa.....	71
Referencias	68

Los términos avulsión y bifurcación se derivan de la medicina donde se usan para describir la topología de los vasos sanguíneos y el cambio de los mismos.

1. INTRODUCCIÓN

Bifurcaciones

Las bifurcaciones son sistemas con una estructura de flujo altamente tridimensional que tiene influencia en la distribución de agua y del sedimento en ambos brazos. La presencia de una bifurcación en un río condiciona fuertemente su morfología. La evolución natural de una bifurcación puede llegar a ocasionar problemas en localidades cercanas a los cauces. En nuestro país muchos ríos cruzan poblaciones urbanas.

En cualquier red de ríos, un gran número de pequeños tributarios se combina en pocos grandes ríos hacia el océano. Las uniones de corrientes (o confluencias) son por lo tanto en todas partes características del paisaje y han sido materia de investigación. Pero los ríos no solo unen se o mezclan; en algunos lugares también se dividen. Una bifurcación (o difluencia) es un nodo donde el agua de un canal se divide en dos corrientes o brazos (o distributivos, o se bifurca). Las bifurcaciones son más raras que las confluencias en el paisaje en su conjunto pero son tan numerosas como las confluencias en sistemas distributivos como los deltas y los abanicos aluviales.

Una bifurcación o difluencia es un nodo donde el agua en un solo cauce se divide en dos brazos o distributivos, o se bifurca. Las bifurcaciones son más raras que las confluencias en el paisaje como un todo pero son tan numerosas como las confluencias en ríos trenzados y anastomosados y más numerosas que las confluencias en sistemas distributivos como los deltas y abanicos aluviales. Las bifurcaciones se encuentran en abanicos aluviales, ríos trenzados, ríos de planicie con patrones de meandros o ríos anastomosados y en deltas.

El interés científico y la importancia práctica de las bifurcaciones es que son potencialmente inestables. La división de la descarga de agua y sedimento entre brazos izquierdo y derecho puede cambiar con el tiempo como resultado de procesos que actúan en la vecindad de la bifurcación, y la ampliación de un brazo a expensas del otro puede eventualmente redirigir la mayor parte del flujo en un nuevo curso. Esto comúnmente tiene lugar dentro del cinturón de canales existente, como en el corte de meandro de pequeña escala cambiando alrededor de barras trenzadas, pero algunas veces hay avulsión a un nuevo curso, en otro lado en la planicie. Los geomorfólogos están interesados en observar, reconstruir, y entender cómo y porque ocurren tales cambios. Los Geólogos se interesan en las avulsiones porque contribuyen a la recarga de las cuencas y porque crean grandes extensiones de sedimento relativamente grueso para buenos embalses o reservorios de hidrocarbón o agua. Se espera que los ingenieros diseñen tomas de agua

estable para irrigación y abastecimiento de agua potable y para mantener la navegación en las bifurcaciones, en deltas y en ríos de planicie. Estas tres perspectivas en conjunto son una preocupación para los billones de personas que viven en planicies fluviales, con 20% de la población en zonas costeras (Small and Nichols, 2003). Las bifurcaciones afectan la disponibilidad y los riesgos de inundación en estas áreas, y una avulsión rápida puede ser catastrófica. Hay tensión obvia entre el deseo de estabilidad a escalas de tiempo humanas y las evidencias abundantes de registros sedimentológicos de avulsión.

La literatura científica sobre bifurcaciones está repartida en estudios de geomorfología fluvial sedimentología, cuaternaria paleo-ambiental e ingeniería hidráulica. La experiencia práctica en relación a obras de toma en canales ha sido discutida en libros de ingeniería (Garde y Ranga Raju, 1978).

El elemento clave de la avulsión en la construcción de abanicos y deltas fue reconocido desde hace largo tiempo (Drew, 1873) pero hasta recientemente la literatura en sedimentología se enfocó más en las consecuencias de la avulsión que en sus causas que son relativamente desconocidas (Slingerland y Smith, 2004). Los geomorfólogos consideran el par confluencia-difluencia como un bloque de construcción básico de los ríos trezados, como opuesto al énfasis geológico en las barras. Pero hasta recientemente las confluencias reciben más atención que las difluencias. Las bifurcaciones continúan viéndose por los sedimentólogos y geomorfólogos como poco entendidas y elementos poco estudiados de un sistema fluvial. Estas dos comunidades tradicionalmente tomaron diferentes aproximaciones, una enfocándose en la reconstrucción geológica (Törnqvist 1994; Stouthamer and Berendsen, 2000) y la otra en observaciones del proceso en campo o laboratorio (Ashmore, 1982; Ashworth, 1996). Se han estudiado las bifurcaciones en diferentes escenarios, los sedimentólogos enfocándose principalmente en la avulsión en ríos de planicie y los geomorfólogos principalmente en los cambios que ocurren en los ríos trezados.

En los años recientes sin embargo, ha habido algunos cruces de ideas y aproximaciones, con los estudios de abanicos aluviales y sedimentología de deltas (Whipple et al., 1998; Hoyal and Sheets, 2009) y un interés creciente común en la modelación basada en procesos, que se ha intentado para el estudio de una bifurcación en abanicos aluviales (Parker et al., 1998; Nicholas and Quine, 2007; Nicholas et al, 2009) avulsión en planicies, (Wang et al., 1995; Slingerland and Smith, 1998) Kleinhans et al., 2012), bifurcaciones en ríos trezados, (Bolla Pittaluga et al., 2003), y deltas (Edmonds and Slingerland, 2008).

Es difícil sugerir una clasificación lógica y no ambigua de las bifurcaciones porque los ejemplos en diferentes escenarios pueden ser similares en algunos aspectos (ej. los abanicos aluviales y los deltas ambos tienen redes de distribución pero muy diferentes en otros ej. La mayoría de abanicos son escarpados con sedimento grueso no cohesivo). En contraste a la mayoría de deltas, y esto implica diferencias en el modo dominante de transporte de sedimento, la estabilidad de bordos y la influencia de las condiciones aguas

abajo. Una clasificación morfológica, sin referencia a los procesos, es bastante estática (la forma en planta de la bifurcación puede cambiar dramáticamente con el tiempo) y corre el riesgo de ser equifinal, por ejemplo similar en forma pero con diferente proceso de generación. La aproximación preferida es resumir la fenomenología de bifurcaciones y la avulsión en los cuatro escenarios mencionados (abanicos aluviales, abanicos, ríos trenzados, ríos de planicie, deltas) y considerar cómo las características de cada escenario afectan la ocurrencia o importancia de los procesos genéricos uno o más de los cuales está involucrado en la iniciación y evolución de cualquier bifurcación individual. Por proceso significa fenómeno geomorfológico como el crecimiento de barras y crevasing.

Primero se trazan estos procesos genéricos y algunos factores causales, y se discute qué papel juegan estos en diferentes escenarios. Luego se discuten recientes intentos de analizar o modelar la estabilidad y evolución de bifurcaciones individuales usando procesos mecánicos descripciones expresadas en términos de dinámica de fluidos, transporte de sedimentos y morfodinámica. Finalmente se hacen algunas conclusiones y generalizaciones, brevemente considerando las bifurcaciones en el contexto de redes de cómo lo que sucede en un lugar puede afectar otras partes del sistema de río, e identificar algunas cuestiones abiertas y direcciones en investigación. En algunas situaciones, notablemente en ríos trenzados, el remodelado progresivo del cauce durante flujos bajos puede también llevar a una bifurcación.

1.1 Procesos genéricos y los factores causales

Como en otros aspectos de morfo-dinámica de ríos la comprensión de la bifurcación y avulsión requiere consideración la forma de cómo interactúan y los procesos a diferentes escalas espaciales y temporales. Es natural tratar de distinguir entre fenómenos que evolucionan dinámicamente y se afectan el uno al otro ej. Los procesos internos o intrínsecos o autógenos y otros fenómenos que afectan el sistema a partir de las condiciones de frontera pero no co-evolucionan con él, por ejemplo causas externas o alogénicas. Sin embargo, el estatus de interno o externo depende de las escalas de tiempo y espacio en consideración. Localmente (a la escala de unos pocos anchos de canal y a corto plazo (de horas a años dependiendo del ambiente), las propiedades del canal son esencialmente fijas y ellas, con la descarga variable a través del tiempo aguas arriba, determinan el campo de flujo y la ocurrencia y la velocidad del transporte del material del fondo mientras la planicie permanece fija excepto las márgenes del canal. A escalas de tiempo intermedias (típicamente días en ríos trenzados activos pero décadas en planicies bajas y deltas) la morfología del río evoluciona a través de erosión local y deposición. Planicies de inundación y tierras bajas en los ríos y deltas evolucionan a escalas de tiempo de décadas y cientos de años a través de corte de canal, compactación sedimentación, y secuencia de vegetación lo que altera las condiciones de frontera para los procesos en los canales.

El balance entre deposición de sedimentos finos en planicies de inundación y canales residuales, y su remoción por erosión de las orillas y avulsión, determina el ancho del canal, afectando el patrón de barras, y la morfología de la planicie, afectando la migración del canal y la probabilidad de avulsión del cauce. El desarrollo inicial de una bifurcación involucra ambos procesos erosión y deposición y puede empezar con cualquiera de los dos. Algunas bifurcaciones de pequeña escala se iniciaron por deposición en medio del canal, como el crecimiento de las barras en un trenzado clásico (Leopold y Wolman, 1957) y el desarrollo de barras en la desembocadura en los deltas (Wright, 1977). Otros se iniciaron por erosión, ya sea a través de incisión remontante de un canal que captura una proporción creciente del flujo en el canal principal (como en el corte de meandros en ríos meadreantes y trenzados) o a través de la erosión de márgenes llevando a capturar de un canal adyacente o de otra depresión, como en el cuello de un corte de meandros y puntos de corte y avulsión en un río trenzado.

Las bifurcaciones pueden iniciarse no solo de varias maneras sino también por varias razones, como se discutirá más ampliamente en el contexto de cada configuración. El disparador inmediato frecuentemente es una inundación, ya que cada mecanismo requiere un nivel del agua alto y altas tasas de transporte de material de fondo, pero hay a menudo una razón fundamental por lo que sucesivas inundaciones hacen más probable que se dispare una bifurcación.

En algunas situaciones, notablemente en ríos trenzados, el trabajo progresivo de la formación del cauce en canales durante flujos bajos puede llevar a una bifurcación. El factor más ampliamente reconocido es la agradación del canal principal. Este es relevante para cada modo de iniciación: este promueve la deposición en la mitad del canal, incrementa la probabilidad del flujo sobre el tope de las barras y sobre las orillas del río, y reduce la altura de la orilla que necesita removerse para que ocurra la captura lateral. La agradación del fondo ocurre localmente debido a procesos autogénicos tales como la construcción de barras, y a escala del tramo por razones externas cuya fuente puede estar aguas arriba (como cambios en el régimen hidrológico y la alimentación con sedimento más grueso) o aguas abajo (por cambios en el nivel base). En los ríos de baja pendiente los efectos del nivel base pueden transmitirse muy lejos río arriba a través de un efecto de remanso en longitudes del orden de h/S , donde h es el tirante del canal y S es la pendiente (Parker, 2004, cap. 20).

1.2 Bifurcaciones y Avulsiones en diferentes configuraciones naturales.

Las bifurcaciones ocurren en cuatro configuraciones naturales: abanicos aluviales, ríos trenzados, planicies de inundación, y deltas ver figura 1. Esto puede formar una simple secuencia aguas abajo en un sistema de ríos siguiendo de las montañas al mar, y se presentan en este orden, pero son posibles secuencias más complicadas. En particular, los niveles básicos locales relacionados a la heterogeneidad geológica, actividad tectónica, o historia glacial pueden llevar a alteraciones aguas abajo del estilo del canal y

a deltas internos donde los ríos se aproximan a lagos o a humedales. Los límites entre configuraciones pueden ser confusos: Las llanuras de inundación de tierras bajas a menudo se funden en deltas sin alguna discontinuidad fuerte, los abanicos ocasionalmente se extienden en agua estancada para formar abanicos-deltas, y por consiguiente llamados mega-abanicos (mega-fans) tales como el del Río Kosi en el norte de India y el Okavango en el meridional o sur de África tienen mucho en común con las llanuras de inundación de las tierras bajas. Las bifurcaciones también ocurren en las tomas de agua de los ríos para irrigación, la industria, o para abastecimiento doméstico y la extracción toma la forma de desvío de parte del flujo en un canal de salida.

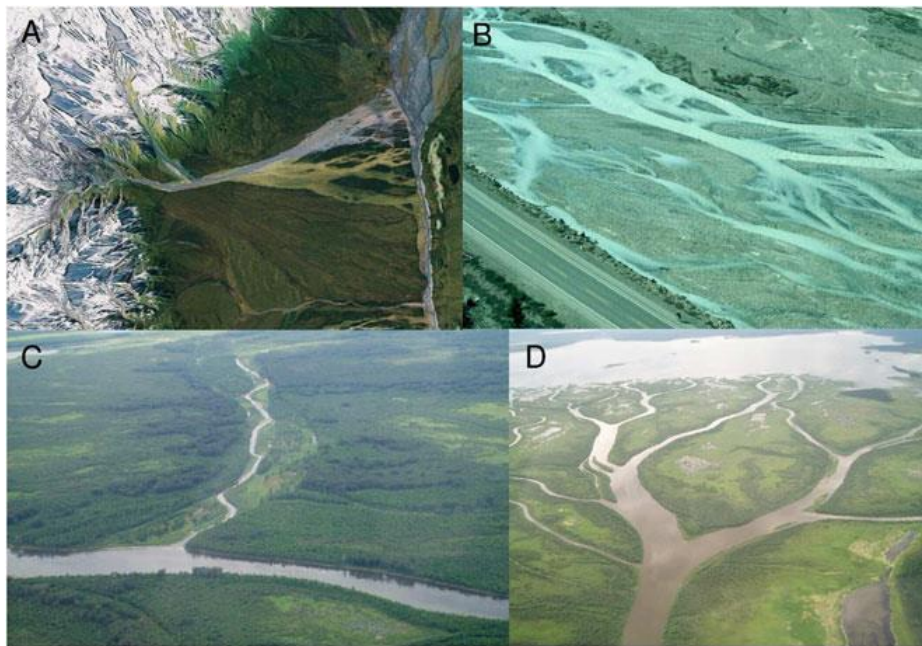


Figura 1. Bifurcaciones en cuatro diferentes ambientes. (A) Bifurcaciones en un abanico aluvial en Wrangell St. Elias, Alaska (Google Earth, 2011) (B) Bifurcaciones y confluencias en el Río trenzado Sunwapta, Canadá (Rl Ferguson, flujo hacia abajo a la derecha. (C) Bifurcación del canal Steamboat (arriba y al Centro siguiendo la avulsión del río del inicio al final, Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canadá (Fotografía de M.G. Kleinhans, 2006). (D) Bifurcaciones deltaicas en el delta Mossy por la formación de barras continuamente en la boca, Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canadá. (Photograph by MG Kleinhans, 2006). BIFURCATIONS AND AVULSION 49, Copyright © 2012 John Wiley & Sons, Ltd. Earth Surf. Process. Landforms, Vol. 38, 47–61 (2013)

Abanicos Aluviales

Los abanicos aluviales se forman donde un canal de alimentación confinado deposita la mayoría o toda su carga de sedimento en un patrón distributivo a la entrada de un área no confinada con mucho menor gradiente, por ejemplo en una falla escarpada o en el margen de un canal glaciar. Pequeños conos aluviales se forman donde afluentes tributarios empinados se juntan con ríos más grandes. El sedimento alimenta a los

abanicos como carga de fondo por flujo de escombros. Este se transporta a los abanicos por estos procesos y también por lámina de inundación si el flujo no es canalizado (Hooke, 1967; Blair and McPherson, 1994). La fuente de sedimento comúnmente es altamente variable en el tiempo y es común que el canal de alimentación al inicio del abanico experimente una alternación de agradación e incisión (Shumm et al., 1987).

La dinámica preferente de la alimentación está ligada a la llegada de grandes pulsos de sedimento en las mayores avenidas con subsecuente redistribución en pequeños eventos, también se han observado ciclos de agradación/incisión en experimentos en laboratorio con alimentación de agua y sedimento constante (Parker et al., 1998)

Ríos Trenzados

El trenzado denota un patrón de canales siempre cambiante de fondo de grava o ríos con fondo de arena con múltiples canales que se dividen y recombinan alrededor de barras, sumergidas suficientemente frecuentemente con poca o nada cobertura vegetal. Las bifurcaciones en ríos trezados pueden aparecer, evolucionar y desaparecer en días, semanas, mientras que las bifurcaciones alrededor de islas vegetadas típicamente persisten por décadas o por más tiempo. Alguna literatura está asociada al trenzado con agradación y con descarga fuertemente variable, pero sin agradación generada bajo el flujo permanente en experimentos de laboratorio (Ashmore, 1982). La forma en planta puede ser casi simétrica, con casi igual descarga en los dos canales que se juntan en una confluencia en forma de Y seguida por una bifurcación Y, pero generalmente asimétrica. Donde los brazos de la confluencia son de tamaño desigual sus fondos pueden estar a diferentes niveles y esto puede afectar la dinámica (Bridge, 2003). La bifurcación en ríos trezados se inicia en diferentes formas, todas cercanamente relacionadas a la iniciación, crecimiento y migración de barras (Ashmore, 1991). El flujo se divide como resultado de la deposición en un bajo topográfico o de la erosión en un alto topográfico.

Ríos de Planicie

Las planicies aluviales comprenden arena, limos y arcilla depositada sobre las orillas inundadas y migrando o ríos avulsionando, y su estructura afecta la futura migración y avulsión. Debido a sus bajos gradientes solamente los ríos de planicie más grandes como el Brahmaputra son trezados. La mayoría son trezados sinuosos con un patrón de meandro o anastomosado y se restringe la atención a estos.

Los ríos sinuosos tienen bifurcaciones en dos escalas. A pequeña escala es la de corte de meandros que redirigen el flujo dentro de una curva (chute cut off) o conducto de corte bypass, una o más curvas (corte de meandros-neck cut off). Canal de Corte en ríos meandros involucra incisión a lo largo de un patrón de flujo que es recto, y de aquí inclinado, donde el thalweg se encuentra cerca de la orilla externa. La incisión puede trabajar hacia arriba a partir de la margen distante de la barra, tal como en ríos trezados,

aprovechando una inundación del canal de drenaje de la planicie, o extenderse aguas abajo de una ensenada de erosión (Constantine et al 2010^a). El corte de meandro es ayudado por el gradiente de un patrón de flujo recto. Este en general involucra un estrechamiento del cuello por erosión de las márgenes hasta que ocurre un rompimiento o se abre paso, pero esto es posible también para flujo que desborda hacia abajo del valle de un apéndice de una curva incidiendo en la planicie de inundación y cortando varias curvas.

El segundo fenómeno de mayor escala es la avulsión del cauce: La división parcial o completa del flujo en un nuevo curso en una parte diferente de la planicie de inundación. En planicies bajas como deltas el nuevo curso normalmente se vuelve a juntar al viejo, frecuentemente vía un tributario pre existente, de manera que la avulsión parcial crea un patrón anastomosado. Siguiendo a Ma 2001 restringimos el término anastomosis a la división de mayor escala de un río en canales separados sub-paralelos o cinturones separados por tractos de planicie de inundación vegetada con sedimentos cohesivos y cuencas de inundación. Los ríos anastomosados generalmente tienen cauces rectos o sinuosos muy estables. El intervalo promedio entre avulsiones es del orden de 10^3 años en los márgenes interiores de los ríos de grandes deltas (Stouthamer and Berendsen, 2001), pero 10^1 años en ríos pequeños tierra adentro (Jones y Harper, 1998). El periodo de coexistencia de cauces nuevos y viejos es incluso más variable.

Se ha reconocido que la avulsión puede asociarse con agradación del cinturón del canal, de manera que un nuevo curso a un lado cuenta con la ventaja del gradiente. La agradación es común cuando los ríos de planicie se aproximan a su nivel base y puede acentuarse por un incremento en la sinuosidad y consecuentemente una reducción en el gradiente del cauce (Brizgay Finalyson, 1990; Shumm et al 1996), por la geotectónica o por la subida del nivel del mar (Smith et al., 1997; Stouthamer and Berendsen, 2000), o por compactación diferencial de los sedimentos de la cuenca de inundación y de la turba (van Asselen et al., 2009). La agradación no necesariamente significa que el río se hace más somero, ya que normalmente hay una deposición en el tope de las orillas así como en el fondo pero el tirante o profundidad de deposición y desbordamiento en inundación tiende a declinar exponencialmente lejos del canal, que, se alza cada vez por encima del canal de la planicie de inundación en algunos casos y alcanza tanto como 30 m en algunas partes del Río Amarillo en China.

Deltas

Los deltas se desarrollan donde el río desacelera y el sedimento se deposita en la entrada a un lago, mar o un océano. El material del fondo forma canales rellenos, abanicos de desborde, y barras en la boca, mientras el sedimento en suspensión se sedimenta sobre diques cuencas de inundación y cuencas de inundación entre los canales. Los escenarios no confinados permiten que el agua y la carga de sedimento asociada se dispersen radialmente en un patrón distributivo de canales con múltiples lóbulos de sedimentación.

Esto es bastante similar a los abanicos aluviales pero hay varias diferencias. El principal centro de actividad en la construcción de un delta puede cambiar con el tiempo (Roberts, 1997), como en los abanicos, previos a los deltas tienden a tener más bifurcaciones activas simultáneamente (North and Worwick, 2007). Los deltas distributarios son generalmente menos empinados que los canales de los abanicos, de manera que los efectos de remanso incrementan los niveles de inundación directamente y a través de agradación del fondo del río, haciendo más probable la avulsión así como alterando la distribución del agua entre varios canales en el delta (Mackey y Bridge, 1995; Stouthamer, 2005); Hoyal and Sheets 2009; Kleinhans et al., 2010)

Otra diferencia es que los distributivos en los deltas es que estos frecuentemente están separados por cuencas de inundación en las que la sedimentación resulta por una mezcla de pequeños abanicos de desborde y escenarios de arcilla y limo de la columna de agua, mientras que en los abanicos cualquier deposición inter-canal ocurre en láminas de inundación y es relativamente gruesa. Finalmente, los deltas por definición tienen un límite marino o lacustre. La deposición de la barra en la boca donde los canales alcanzan ese límite, el sedimento puede redistribuirse y la expansión del delta puede reducirse por la acción de las ondas y de las mareas. (Galloway, 1975), y el sistema de canales es sensitivo inmediatamente a cualquier cambio en el nivel base.

Debido a que la mayoría de los deltas tienen un patrón distributivo de canales simultáneamente activos, ellos contienen una jerarquía de bifurcaciones a más pequeñas escalas progresivamente hacia el frente del delta. Estas bifurcaciones se generan en dos formas principales: división del flujo alrededor de las barras en la boca y a través de brechas en diques mediante el rompimiento en los bordos.

La construcción de la barra de la boca es el resultado de la rápida expansión y deceleración de un chorro de agua cargado de sedimentos entrando a aguas relativamente tranquilas (Bates, 1953; Wrigth, 1977). Como con las barras que se forman en medio de los cauces, una barra en la desembocadura crece hacia arriba y el flujo descendente pero eventualmente se estabiliza una vez que la mayor parte del flujo de agua y de sedimento es desviado alrededor de la barra más que acelerado sobre su tope. Edmonds y Slingerland (2007) usaron un código computacional tridimensional de dinámica de fluidos (CFD) para simular la evolución morfológica a través de la deposición de transporte de fondo y en suspensión en la boca de un canal rectangular recto. Sus resultados sugieren que el crecimiento de la barra se inicia a menos de dos anchos de la boca, con la localización precisa dependiendo del flujo de momentum del chorro y del tamaño del grano, y las barras pararon su crecimiento una vez que alcanzaron una altura de 0.4 a 0.9 veces el tirante inicial del flujo, con un valor típico de 0.6, que es similar al que Ashworth (1996) encontró en experimentos en canales de barras trenzadas. Debido a que el espaciamiento de las bifurcaciones en la barra de la boca escala principalmente

con el ancho local del canal este debe de crecer hacia el frente del delta, dando un patrón de ramificaciones de tipo fractal.

La otra manera en que se forman las bifurcaciones en los deltas es por avulsión parcial a través de grietas o canales. Como en los ríos de planicie esto se promueve por la agradación del fondo del cauce, pero en un ambiente deltaico no se tienen grandes pendientes o altura, los efectos del remanso son probablemente dominantes. El espaciamiento de grietas bifurcaciones debe escalar con la longitud del remanso. Su frecuencia es típicamente baja aún sin obras de protección de ingeniería. Sin embargo, investigaciones del delta de Rhine-Meuse sugieren que la avulsión durante el periodo post glacial ha sido afectada por la neotectónica y el cambio relativo del nivel del mar y posiblemente también por cambios en la frecuencia de las avenidas y consecuentemente por el cambio en el abastecimiento de sedimento (Stouthamer y Berendsen, 2000). Como en los ríos de planicie, cualquier cambio en el gradiente de energía puede promover la avulsión en los deltas.

Efectos de una bifurcación en la forma en planta y en la morfología del fondo

Los modelos teóricos discutidos se basan en consideraciones de flujo uniforme, pero el flujo en la vecindad inmediata de una bifurcación es lejano de ser uniforme. Esto fue apreciado por ingenieros que diseñan tomas de agua de los ríos para consumo público irrigación, enfriamiento, u otros propósitos. En tales casos la forma en planta es casi siempre asimétrica, con el brazo artificial despegándose a un ángulo de un tramo recto o curvo. Observaciones de campo y experimentos de laboratorio mostraron que el flujo en las entradas de las tomas es altamente tridimensional, con una curvatura que induce circulación secundaria en el brazo del canal y luego también un vórtice de separación en el lado arriba del valle (Bulle, 1926, figura 2). Garde y Ranga Raju (1978, pp 359-361) notaron que los experimentos por Bulle y otros en tomas de ángulo recto sugieren que la sedimentación es mayor para ángulos de bifurcación de 30° a 45° y menor para 120°. Novak et al (2007) sugiere que los problemas se minimizan posicionando la toma en el lado externo de una curva.

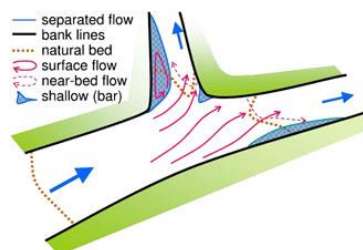


Figura 2. Vista esquemática del flujo y el nivel del fondo en una bifurcación altamente asimétrica o una artificial, alto ángulo de salida. Geometrías como esta se encuentran en ríos con orillas cohesivas u orillas protegidas y en casos con canales abandonados. BIFURCATIONS AND AVULSION 55 Copyright © 2012 John Wiley & Sons, Ltd. Earth Surf. Process. Landforms, Vol. 38, 47–61 (2013)

Hay cinco cuestiones que no quedan completamente claras en la revisión de este artículo.

Primero. Los estudios de avulsión y bifurcación sugieren que las bifurcaciones son inherentemente inestables, pero la duración de la avulsión por órdenes de magnitud entre y dentro de los diferentes ambientes. Los efectos de la ventaja del gradiente de energía, las curvas o las barras en la bifurcación y la forma de la bifurcación en planta son similares y completamente, de manera que la predictibilidad de la evolución natural es claramente baja al momento. No se entiende bien qué condiciones limitan la predictibilidad, y bajo qué condiciones las predicciones son más seguras de aquí la relativa importancia de la incertidumbre en las diferencias conceptuales en los modelos, en las constantes de modelos empíricos y en las condiciones iniciales y de frontera.

Segundo. Las estructuras del flujo local y turbulencia pueden tener un efecto considerable en la estructura de todo el flujo, en la resistencia hidráulica y en los patrones de sedimento, y por lo tanto en la división del sedimento en las bifurcaciones. Estas estructuras del flujo pueden aparecer en ríos con orillas cohesivas, donde la variación en la resistencia de las orillas causa irregularidades en la forma en planta, en curvas cerradas, donde la estructura del flujo se desvía considerablemente del concepto clásico de flujo helicoidal y en las bifurcaciones con ángulos grandes.

Por otro lado, las rugosidades grandes en el cauce como las debidas a las dunas o los clastos causan un mezclado turbulento fuerte que reduce los efectos de la forma en planta inducida por las estructuras de flujo. Se necesita realizar más investigación para entender aquellas condiciones que permiten el desarrollo de la estructura del flujo así como su impacto en el flujo de la bifurcación y en la dinámica de la transferencia de sedimento.

Tercero. La variedad en la granulometría de los sedimentos, modifica la movilidad del transporte de sedimento y los patrones de graduación tienen lugar en la forma de acorazamiento, la graduación de sedimento en la vertical por las dunas, y la graduación del sedimento en barras y curvas. La interacción entre estos mecanismos así como los efectos en la pendiente transversal del fondo es relevante para la evolución de la bifurcación y se conocen poco.

Cuarto. El transporte de sedimento de fondo en suspensión es afectado por el flujo helicoidal y tiene una gran adaptación a patrones de flujo espaciales. La pendiente transversal del fondo así como la morfología de las barras y de las curvas, se espera que sea diferente a las condiciones de fondo móvil con transporte de fondo conocidas, sin embargo se sabe muy poco acerca de esto. Las bifurcaciones en ríos con fondo de arenas donde el transporte de sedimento es predominantemente en suspensión permanecen pobremente entendidas hasta que se conozca más acerca de la morfodinámica tridimensional. Finalmente, canales, bifurcaciones y confluencias son

frecuentemente embebidas en una red mayor. La información se propaga a través de la red en ambas direcciones aguas arriba, a través del efecto de remanso y aguas abajo por la migración de la erosión y sedimentación. Los efectos de las redes se han identificado a través de fenómenos como la avulsión por reocupación del canal y secuencias de avulsiones. Sin embargo, se tienen que empezar a entender la interacción entre elementos de las redes.

2. ESTUDIOS EXPERIMENTALES

2.1 Dinámica de Bifurcaciones en canales con sedimentos no cohesivos

Bianca Federici, Departamento de Ingeniería Ambiental. Universidad de Génova, Génova, Italia.
Chris Paola, Department of Geology and Geophysics and St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory.

Los ríos trezados producen confluencias y difluencias o divisiones del flujo en casi igual número, pero la investigación en ríos trezados se ha enfocado principalmente en las confluencias. Las divergencias, sin embargo, son igualmente importantes dinámicamente: Ellas son sitios de formación de barras centrales y desarrollo de divisiones de flujo que pueden dirigir el flujo hacia una parte de la red trezada u otra. En una serie de experimentos en el flujo en tramos aislados, las bifurcaciones bien definidas, encontraron que aunque siempre se desarrolla una barra central, el flujo dividido puede continuar fluyendo por ambos lados de la barra, siendo la **bifurcación estable** o puede eventualmente forzarse enteramente a un lado de la barra o a otro, la **bifurcación inestable**.

Encontraron que se forma una bifurcación inestable cuando el campo de flujo se caracteriza por: un bajo esfuerzo de Shields y un flujo no uniforme en la entrada. También encontraron que las divergencias con paredes erosionables tienden a una configuración en equilibrio que depende principalmente de la relación de ensanchamiento del canal. La necesidad práctica de investigar los procesos fundamentales que controlan la aparentemente caótica morfodinámica de los ríos trezados aparece en el contexto del manejo de ríos. Los ríos trezados tienen problemas difíciles de regulación debido a los cambios rápidos, extremos e impredecibles en los patrones de las corrientes debido a erosiones en el fondo y en las orillas durante las avenidas aún de moderada intensidad.

Como se mostrará, las bifurcaciones pueden actuar como switches que dirigen el flujo a un lado del canal o al otro. En un intento de remediar o compensar esta falta de balance se reporta un estudio experimental del comportamiento de bifurcaciones, con particular atención al desarrollo y efectos de barras centrales emergentes.

Una bifurcación puede iniciarse tanto por depositación en el centro de la corriente en mínimos topográficos o por la disección de erosión de máximos topográficos. Ashmore(1991) identificó dos mecanismos de bifurcación deposicional: barras centrales y transversales llamadas también chutes y lóbulos, y dos procesos erosionales corte de cauce (chute cutoff) de barras puntuales, y de múltiple disección de barras. Sin embargo, Ashmore (1982) describió otro mecanismo erosional para producir una bifurcación, esto es la avulsión, en el que se produce un canal nuevo por uno viejo que permanece activo.

Brevemente, la deposición de una barra central es el proceso por el que una elongada, más o menos simétrica, barra medial sin una cara de avalancha se desarrolla en el centro del canal. Este mecanismo, aparentemente fue descrito primero por Leopold y Wolman (1957), es el mecanismo de iniciación de trenzado más frecuentemente citado en los textos de geomorfología, aunque Ashmore (1991) encontró esto no era común en sus experimentos. Los modelos cualitativos geomórficos han descrito la iniciación de una barra central y crecimiento como causada por el estancamiento de la carga del fondo alrededor de la línea central del canal, debido al hecho de que los esfuerzos cortantes medios del fondo son muy cercanos al límite para movimiento. La conversión de una barra transversal se puede observar cuando el flujo se expande hacia afuera de una poza o chute porque las pozas en sitios de convergencia de flujo pueden socavar apreciablemente, generando suficiente sedimento para una substancial deposición aguas abajo donde el flujo subsecuentemente diverge. El lóbulo así creado se caracteriza por caras de avalancha y láminas delgadas del transporte de fondo estancándose en la parte superior o frontal de la misma. Si el lóbulo emerge, el flujo es deflectado fuera de sus bordes.

El presente trabajo fue motivado por las observaciones y por la falta de una comprensión de los mecanismos de formación y evolución de las bifurcaciones en un canal.

Investigaciones de laboratorio en procesos deposicionales (Ashmore, 1991; Ashworth, 1996) han involucrado análisis de condiciones en las que ocurre una barra en el centro del canal, sin embargo este trabajo se enfocó principalmente en la formación de una bifurcación inmediatamente aguas abajo de una anabranch confluencia. La razón de ser de esta aproximación es que una unidad confluencia difluencia es necesaria en orden de desarrollar una bifurcación. Por el contrario el último trabajo no explora las condiciones bajo las que un solo canal tiende a dividirse en dos brazos o los mecanismos que gobiernan la evolución de bifurcaciones en canales. Sólo recientemente, Richardson y Thorne (2001) abordaron, el problema de bifurcación y sugirieron que la división del campo de velocidades en múltiples hilos dentro de un solo canal precede una división en la morfología de la sección transversal del canal y parece ser un pre requisito para desarrollar una bifurcación.

Experimentos en St. Anthony en Minnesota.

El primer conjunto de experimentos se llevó a cabo en un canal de laboratorio de 9.5m de largo y 2 m de ancho en el Laboratorio de St. Anthony Falls, Universidad de Minnesota, figura 3. El canal se llenó con arena de cuarzo casi uniforme con d_{50} de 5×10^{-4} m y un gasto constante de 3.5×10^{-4} m³/s, en un circuito abierto con un tanque de carga constante localizado en la parte superior del canal. La pendiente del canal fue de 1.4% suficiente pendiente para generar un patrón de trenzado. Para este conjunto de experimentos el $Re = 8000$, la rugosidad relativa vario entre 8 y 16, los números de Froude

estuvieron ligeramente arriba de 1, y $\tau = 0.15$ de manera que las partículas de sedimento se movieran como transporte de fondo.

El primer tramo fue de 0.15 m de ancho y 0.7 m de largo. La ampliación fue con un ángulo de 20° a partir de la línea central del canal hasta alcanzar los 2.00 m de ancho. Para caracterizar las bifurcaciones observadas en el modelo de río trenzado, midieron la geometría, topografía, tirante del flujo, velocidad y descarga de sedimento en los dos tramos aguas abajo. Adicionaron el sedimento a una velocidad constante por medio de un alimentador de sedimento que consiste en una tolva cónica con una ranura de alimentación vibrando. Estimaron la descarga de sedimento usando la fórmula de Meyer-Peter and Müller para una descarga de agua y con una pendiente de manera que el sistema estuviera en equilibrio. La descarga de sedimento fue igual a 100 g/min. Para estimar la descarga de sedimento construyeron pequeñas trampas de sedimento para colocarse en el fondo de arena ver figura 4. Realizaron las mediciones en varias localizaciones para cada sección transversal, moviendo la trampa de un punto a otro cada minuto. Los sedimentos atrapados los secaron y pesaron.

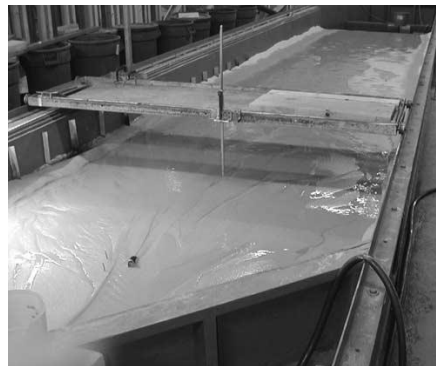


Figura 3. Canal de laboratorio de 9.5m de largo y 2 m de ancho, lleno con arena de cuarzo casi uniforme en el laboratorio St. Anthony de la Universidad de Minnesota

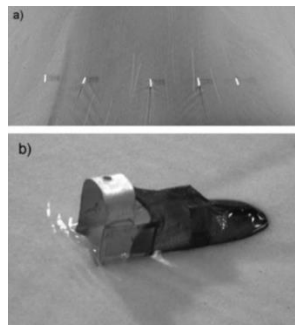


Figura 4. Trampa de sedimento sobre el fondo de arena para estimar la descarga local de sedimento.

Formación de bifurcaciones y su Evolución.

Cuando la corriente empezó a desarrollar un patrón multicanal, se enfocó la atención en el mecanismo de formación de la barra central que siguió el mecanismo descrito por Leopold y Wolman (1957). Este involucra la ampliación y somerización de canales con alto gradiente conteniendo material no cohesivo. Esta somerización resultó en un decremento del esfuerzo cortante del fondo y la deposición de material más grueso de transporte de fondo cerca del fondo del canal. El alargamiento gradual de este depósito, por el atrapado de otras partículas, resultó en la división del flujo, incisión del flujo dividido y exposición de una barra central ver figura 5. Las barras centrales observadas se desarrollaron en los primeros 2 m aguas abajo de la entrada del canal, dentro de un canal desprovisto de cualquier otra actividad de trenzado excepto por la avulsión. Esto permitió el estudio de bifurcaciones bien definidas, con solo dos canales aguas abajo sin entradas o salidas de flujo laterales.

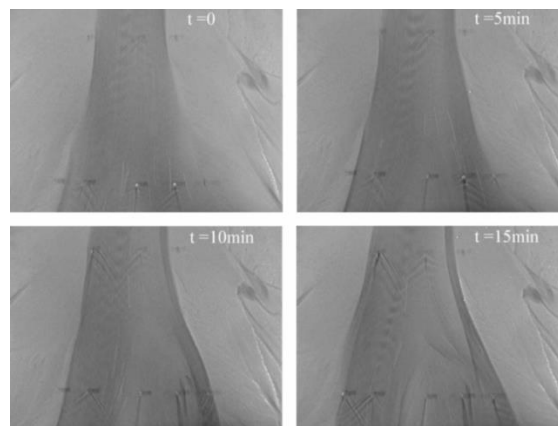


Figura 5. Mecanismos observados en la formación de la barra central en el modelo de un río trenzado. La ampliación del canal y su somerización lleva a la deposición del transporte de fondo cerca del centro del canal. El alargamiento gradual de este depósito, por la depositación de otras partículas, resulta en la división del flujo y en la exposición de una barra en el medio del canal. (Flujo de arriba hacia abajo).

Trataron de caracterizar la geometría y la hidrodinámica de las bifurcaciones observadas una vez que parecía que habían alcanzado una configuración estable. Típicamente, los dos brazos de la bifurcación se caracterizaron por la misma velocidad del flujo U y el tirante Y (ambos promediados en la sección transversal), por la misma pendiente del fondo i_f y por el mismo ángulo γ entre la línea central de cada brazo y la línea central del canal aguas arriba. Sin embargo, el ancho b de los dos brazos generalmente fue desigual (típicamente en una relación 1:2) como fue la descarga de agua y de sedimento Q_w y Q_s respectivamente. Los valores observados de los parámetros característicos de varias bifurcaciones se reportan en la tabla 1. La porción emergente de la barra central siempre tenía una forma triangular bien definida caracterizada por un ángulo δ que variaba entre

60° y 90°, alrededor de 1.5 veces el ángulo ($\gamma_a + \gamma_b$) formado por las líneas centrales de los dos brazos (Figuras 6 y 7).

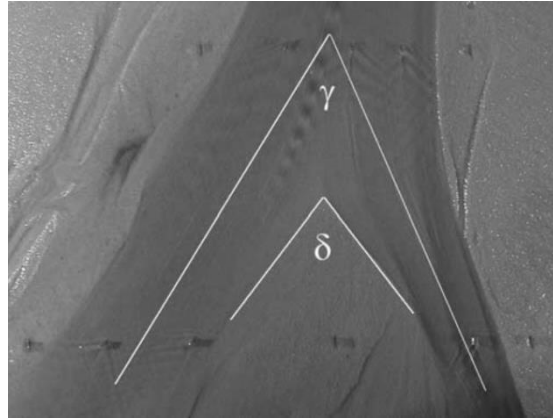


Figura 6. En la imagen se observa la bifurcación emergiendo de la porción central de la barra que tiene una forma triangular bien definida caracterizada por un ángulo γ , de alrededor del doble del ángulo $\gamma = \gamma_a + \gamma_b$ gama formado por la línea central de los dos brazos aguas abajo

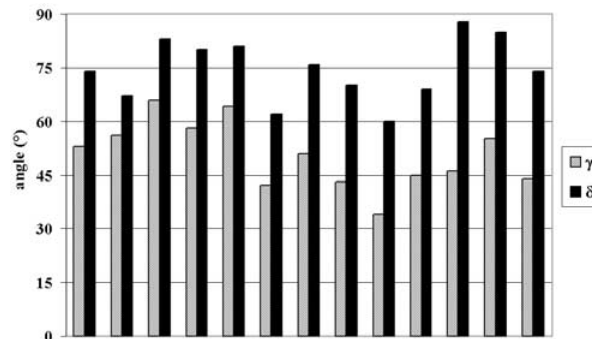


Figura 7. Comparación entre los valores del ángulo δ , caracterizando la porción emergente de la barra central en la bifurcación, y los valores del ángulo $\gamma = (\gamma_a + \gamma_b)$, formado por las líneas centrales de los dos brazos de una bifurcación, observados en las bifurcaciones estudiadas.

Finalmente se siguió la evolución morfodinámica de las bifurcaciones en orden de comprobar cualitativamente si alcanzarían una configuración estable. Resultó que en algunos casos las bifurcaciones son estables (ambos brazos permanecen abiertos), en otros casos encontraron que son inestables (un solo canal en un lado captura todo el flujo), como se muestra en la figura 8. Enfocaron la atención en el efecto de la divergencia de las líneas de corriente en la formación de la barra y realizaron experimentos en un canal cuyo ancho se incrementó linealmente aguas abajo. Los experimentos iniciales se realizaron en el Laboratorio de St. Anthony Falls de la Universidad de Minnesota, y los últimos en el Laboratorio del Departamento de Ingeniería Ambiental de la Universidad de Génova.

El primer conjunto de experimentos se diseñó para confirmar las observaciones que la divergencia induce a la formación de una barra central y a observar la evolución de la topografía del fondo en el canal divergente. En el segundo conjunto de experimentos se exploró cómo la evolución de la topografía del fondo depende de la geometría del tramo divergente y de las condiciones hidráulico-sedimentológicas de la corriente entrante.

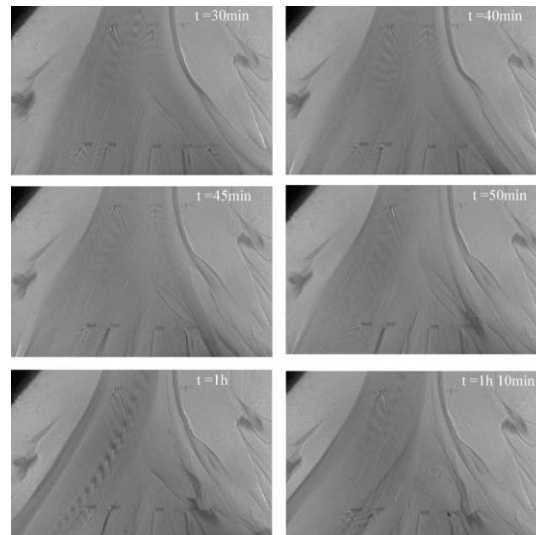


Figura 8. Evolución de la morfodinámica observada de una bifurcación inestable: un solo canal en un lado captura todo el flujo. (Flujo de arriba para abajo).

En el 1er experimento la pendiente fue $S = 0.04$ y el gasto sólido $Q_s = 200 \text{ g/min}$ la topografía del fondo evolucionó hacia un patrón de bifurcación que osciló lateralmente en el tiempo pero donde el brazo nunca se cerró completamente a través del experimento. A este tipo de bifurcaciones la llamaron estable.

Por lo contrario en el segundo experimento (2Mn), en el que la pendiente inicial y la descarga de sedimento se redujeron a 0.02 y 100 g/min respectivamente la bifurcación presentó una inestabilidad oscilatoria en donde uno de los dos brazos se cerró, dejando la corriente confinada en un solo brazo. El último proceso ocurrió repetidamente y aleatoriamente: en otras palabras, el cierre de un canal fue seguido típicamente por un aplanamiento del fondo en el tramo divergente, luego seguido de la formación de una nueva bifurcación seguida por el cierre de uno de los brazos (no necesariamente coincidente con el previamente cerrado).

Experimentos en St. Anthony Falls

Usar el canal descrito en la sección 2.1 tuvo la ventaja de ser de 2 m de ancho así que la corriente fue claramente no confinada lateralmente. El material del fondo consistió otra vez de arena de cuarzo con d_{50} de $5 \times 10^{-4} \text{ m}$, y la configuración inicial del fondo fue plana con una pendiente constante. Se obtuvo una corriente divergente construyendo un canal

recto de 0.15m de ancho y 0.7 m de largo que se amplió linealmente de su ancho inicial a todo el ancho del canal. El ángulo entre la línea central del canal y cualquier orilla divergente fue de 20° . Los primeros 0.45 m de longitud del canal fueron de paredes fijas, mientras los siguientes 0.25m de longitud del tramo recto y de todo el segundo tramo tenían orillas erosionables. Obviamente, del inicio de los experimentos el ángulo afilado formado por el tramo recto aguas arriba y el tramo divergente se suavizó ligeramente. El canal se alimentó con una descarga constante de agua ($3.5 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$) y se calculó un flujo constante de sedimentos con la fórmula de Meyer-Peter and Müller para una pendiente inicial del fondo dada de manera que el sistema estuviera en equilibrio. Se comprobó que la pendiente del fondo ni se incrementara ni decreciera. Durante los experimentos de desarrollo de la topografía del fondo ésta se monitoreó así como la elevación de la superficie del agua por varias horas en una malla fija.

En estos experimentos se confirmó que las observaciones de la divergencia de líneas de corriente siempre induce la formación de una barra central. Sin embargo, siguieron la evolución de las bifurcaciones creadas e hicieron las siguientes observaciones:

En el primer experimento (corrida Mn), con pendiente inicial constante y descarga de sedimento igual a 0.04 y 200 g/min respectivamente, la topografía del fondo evolucionó hacia un patrón bifurcado que osciló lateralmente en el tiempo pero en el que no se cerró completamente un brazo a través del experimento. Se les llamó a estas **bifurcaciones estables**.

Por el contrario, en el segundo experimento (corrida 2 Mn), en el que la pendiente inicial y la descarga de sedimento fueron reducidas a 0.02 y 100 g/min respectivamente, la bifurcación mostró una inestabilidad oscilatoria en la que uno de los dos brazos se fue cerrando, dejando la corriente confinada dentro de un solo brazo. Nótese que el último proceso ocurrió repetidamente y aleatoriamente; en otras palabras, el cierre de un canal fue seguido típicamente por el aplanamiento del fondo en el divergente, luego por la formación de una nueva bifurcación seguida por el cierre de uno de los dos brazos ver figura 10. De aquí los experimentos sugieren que las corrientes divergentes en fondos erosionables están sujetas a al menos dos distintos modos de inestabilidad: en el primer modo una bifurcación estable aparece con dos canales invariablemente separados por una barra central; en el último modo que se puede llamar *switch la bifurcación* se desarrolla con todo el flujo alternativamente confinado a uno de los dos canales individuales.

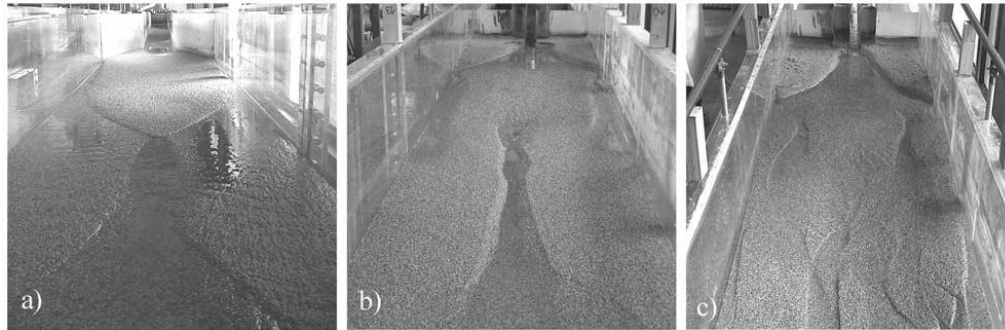


Figura 9. Una barra central se forma en el tramo divergente para diferentes relaciones de β . a) $\beta=13$, b) $\beta= 27$ y c) $\beta=60$.

Debido a que las condiciones de los dos experimentos difieren esencialmente en tener diferentes valores de esfuerzos de Shields de tramo recto aguas arriba Tabla 2 estos datos sugieren que para valores altos de $\tau_* > 0.15$ lleva a una bifurcación estable mientras que para valores menores de $\tau_* < 0.15$ lleva a bifurcaciones switch o inestables.

Experimentos en Génova, Italia

El fin de este conjunto de experimentos fue concentrarse en las observaciones de la formación de barras en un tramo divergente bajo condiciones hidráulicas variantes y de parámetros sedimentológicos (número de F_r y esfuerzos cortantes de Shields) así como parámetros geométricos, como la relación de aspecto β de la corriente, la relación de anchos r del canal (la relación entre el ancho del tramo recto y del tramo aguas arriba y aguas abajo del segmento divergente respectivamente) y el ángulo α de las paredes de cada orilla divergente con la línea central.

Instalación Experimental. Los experimentos se llevaron a cabo en un canal de laboratorio de 12 m de largo y 0.6 m de ancho dividido en 3 partes (figura 10).



Figura 10. Canal de laboratorio de 0.6m de ancho y 12 m de largo, con arena de cuarzo casi uniforme, en el Laboratorio de Hidráulica del Departamento de Ingeniería Ambiental, Universidad de Génova. (En esta figura el ancho del tramo aguas arriba del canal es delgado de 0.2m, la relación de ampliación es igual a 3)

1er Experimento con un canal al inicio de 0.2 m de ancho

2º Experimento con un canal de 0,05 m de ancho

De manera de producir dos relaciones de ancho: $0.6/0.2=3$ y de $0.6/0.05=12$. La primera parte del tramo fue suficientemente larga de 3.00 m para que la entrada no perturbara el flujo en el tramo divergente inmediatamente aguas abajo. En la parte media del canal, este se amplió linealmente con un ángulo que alcanzó valores de 8° a 25° en los diferentes experimentos. El tramo divergente nunca fue mayor de 2.00 m, y fue confinado por paredes no erosionables simétricas en el 1er conjunto de experimentos. En el segundo conjunto por paredes erosionables no simétricas y en el tercer conjunto con orillas erosionables asimétricas. Aguas abajo, el tramo recto fue al menos de 6m de largo, siempre confinado por orillas no erosionables, y terminando con una compuerta.

En el segundo y tercer conjunto de experimentos, la conexión entre orillas erosionables o no erosionables generó una socavación que fue significativa cerca de las juntas entre paredes no erosionables del tramo aguas arriba y las paredes erosionables en el tramo divergente. Después se suavizaron las juntas introduciendo paredes curvas para conectar el tramo recto con el divergente. Estos ajustes ayudaron a reducir considerablemente la socavación localizada. El canal se llenó con arena uniforme con $d_{50} = 10^{-3}$ m, y se alimentó con un gasto de agua constante en un circuito abierto. El sedimento seco se alimentó por un mecanismo de alimentación a un gasto constante, dependiendo del gasto de agua y de la pendiente inicial del fondo, para mantener el equilibrio.

Nótese que el tramo aguas arriba se caracterizó por valores de la relación de aspecto de (la relación entre la mitad del ancho del canal y el tirante del flujo) menores que 10, esto es, menores que el valor límite requerido para la formación de barras de acuerdo a resultados teóricos y experimentales (Colombini et al., 1987). Al final de cada experimento, la topografía del fondo fue reconocida o estudiada por medio de un sensor de distancia laser (M5LASER/200) después de que el canal había sido drenado muy despacio.

En primer lugar, la observación de la divergencia en las líneas de corriente induce la formación de una barra central que fue confirmada en la geometría un poco diferente de los experimentos de Génova. Esta barra dirige el flujo hacia las orillas del canal, creando canales de cada lado. Y por lo tanto una bifurcación. Este proceso se observó invariablemente para todos los números de Froude del flujo aguas arriba (En los experimentos este varió entre $Fr= 0.7$ y 1.8).

Más significativamente, esto fue verdadero para todas las relaciones de aspecto β del flujo en el tramo aguas abajo, que varió entre 10 y 75 en los experimentos. Se conoce bastante bien que las barras en canales rectos aparecen en respuesta a inestabilidades del sistema flujo-sedimento (barras libres, Seminara y Tubino, 1979), y depende principalmente de la relación de aspecto del flujo. Por otra parte, conforme el valor de β se incrementa, las

barras evolucionan de alternadas ($\beta \approx 10-20$), a central y eventualmente a múltiples barras ($\beta \approx 20$)

En la instalación divergente esta secuencia no se observó; más bien se usaron para el rango de relaciones de aspecto, la invariabilidad de la divergencia del canal forzó la formación de una sola barra central.

Las bifurcaciones formadas en el tramo divergente siempre fueron estables en el sentido definido anteriormente. Luego aparecen las preguntas porque no se observaron bifurcaciones inestables como las que se observaron en los experimentos de St. Anthony Falls incluso cuando los esfuerzos de Shields estuvieron en el mismo rango de valores. Una explicación razonable se relaciona al hecho que, en los experimentos de Génova la corriente siempre fue francamente uniforme debido a que las paredes del tramo aguas arriba no fueron erosionables y por otra parte el tramo aguas arriba fue suficientemente largo para no tener influencia de las condiciones de entrada aguas arriba.

En contraste en los experimentos de St. Anthony Falls las orillas del canal eran erosionables de manera que la corriente a la entrada algunas veces se concentraba en un lado del canal, de aquí que el brazo de la bifurcación en el lado opuesto fue perturbado. La evolución en las bifurcaciones es influenciada fuertemente por las condiciones aguas arriba de la expansión del flujo.

Conclusiones

En todos los experimentos realizados, la divergencia de las líneas de corriente produce bifurcaciones de flujo induciendo la formación de una barra central, como sugiere Mosley (1976), para cualquier número de Froude y relaciones de aspecto (ancho/ tirante) de la corriente que entra. La estabilidad de las bifurcaciones creadas por la formación de una barra central parecen depender del valor de los esfuerzos cortantes de Shields del tramo aguas arriba; en un valor relativamente alto del $\tau_* > 0.15$ lleva a una bifurcación estable mientras un valor menor de $\tau_* < 0.15$ puede producir una bifurcación que cambie o switch. Sin embargo, si el valor del esfuerzo de Shields es bajo, el carácter de la bifurcación parece estar influenciado también por las condiciones aguas arriba: Si la corriente que entra se concentra en un lado del canal, el brazo de la bifurcación en el lado opuesto es perturbado, este pierde descarga y puede cerrarse, en vez de, si la corriente que entra es claramente uniforme, lo que ocurrió en los experimentos de Génova donde las orillas fueron no erosionables y el tramo aguas arriba fue suficientemente largo, la bifurcación permaneció estable también para valores bajos de los esfuerzos cortantes de Shields.

Aquí encontraron que una bifurcación inestable puede formarse solamente probando que el campo de flujo se caracteriza por bajos esfuerzos de Shields y por un flujo de entrada no uniforme. Estas observaciones sugieren que una bifurcación en un río trenzado es típicamente inestable: la dirección de la corriente que entra comúnmente se desvía de

perfectamente recta debido a la curvatura de los brazos de la red aguas arriba, y al valor de los esfuerzos de Shields que es típicamente bajo y cercano al valor de inicio de movimiento. Las orillas en un tramo divergente tienden a una configuración de equilibrio en la que no hay erosión de márgenes. La configuración de equilibrio depende fuertemente de la relación de ancho y ligeramente del valor de los esfuerzos de Shields de la corriente aguas abajo. No depende del valor inicial del ángulo α y de cualquier asimetría inicial del tramo divergente.

2.2 Evolución del fondo y de las orillas de ríos que se bifurcan

W. Bertoldi y M. Tubino. Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad de Trento, Italia

Modelar los cambios de forma de los ríos en planta está ganando relevancia en el contexto de la investigación. La ingeniería hacia la renaturalización y restauración representan las tendencias en el manejo de los ríos. La inspección de campo de canales que se bifurcan en ríos trenzados revela la ocurrencia de configuraciones no balanceadas de manera que una asimetría desplegada típicamente en términos de propiedades geométricas aguas abajo de los brazos, alineación de los canales, topografía del fondo y ancho (Federici & Paola 2003, Miori, et al 2006). Además esto se refleja también en el campo de flujo y en la partición desigual del flujo y la descarga de sedimento en el nodo (Zolezzi et al, 2006). Sin embargo, modelar la evolución morfológica de una bifurcación y predecir la partición de agua y sedimento en el nodo todavía son un reto para los modelos analíticos y numéricos existentes, aún en configuraciones simples.

Instalación Experimental

La instalación experimental consistió de un canal de 12 m de largo x 0.6m de ancho en el Laboratorio de la Universidad de Trento. Un medidor electromagnético en el tubo de alimentación. Alimentador de sedimento con gasto constante. La arena fue alimentada a través de un alimentador de arena volumétrico que distribuía la arena dentro del canal vía un difusor en orden de evitar disturbios locales. La descarga de sedimentos fue apropiada para mantener el canal en equilibrio con los valores de descarga de agua y la pendiente del canal para cada corrida, en orden de alcanzar el equilibrio. Los sedimentos usados en las series A y B son sedimentos casi uniformes con diámetro medio $D_s=0.5$ mm y 1.3 mm respectivamente, esto permitió una comparación más cercana con resultados teóricos con diámetro uniforme. También realizaron tres series de experimentos con sedimentos graduados con diámetro medio de 0.8mm y 1.04mm.

Procedimiento Experimental.

Se definió un canal delgado de forma trapezoidal con ancho de base de 6 cm y superficie libre del agua de 8-12 cm. Se proporcionó una descarga muy baja sobre el fondo para

preparar una superficie suavemente saturada. Durante las corridas, se monitoreo continuamente el desarrollo en planta del canal y se documentó a través de una serie de fotografías tomadas con una cámara digital montada en un carro que corría a lo largo de rieles longitudinales, cada foto cubría 1m de longitud del canal. La topografía del canal se obtuvo periódicamente con un láser escáner, con un espaciamiento de 10 cm en la dirección longitudinal y 1 cm en la dirección transversal.

Al principio cada corrida se realizó sin interrupciones hasta el estado final, monitoreando continuamente su evolución en planta. Luego la corrida se repetía, empezando desde la misma condición inicial pero con una secuencia de paradas para obtener la topografía del fondo seco. Los experimentos se continuaron después de cualquier parada intermedia. Las mediciones adicionales de la velocidad en la superficie del flujo se hicieron en localizaciones fijas a lo largo del canal usando una cámara de alta velocidad y partículas ligeras o claras como trazadores. El sedimento se midió periódicamente usando una trampa al final del canal y se comparó con el sedimento alimentado a la entrada.

El análisis de las configuraciones en equilibrio y la estabilidad de una sola bifurcación han sido recientemente abordados dentro del contexto de una aproximación unidimensional por Wang et al., (1995) y Bolla Pittaluga et al., (2003). Referido como BRT. Los resultados teóricos obtenidos por BRT pueden expresarse en términos de parámetros adimensionales caracterizando el flujo aguas arriba, a saber la pendiente longitudinal S , los esfuerzos cortantes de Shields ν y la relación de aspecto β definida como:

$$\beta_a = \frac{b_a}{2D_a}$$

Donde b_a es el ancho de la superficie libre del agua del canal aguas arriba, D_a es el promedio del valor del tirante en el tramo a , D_s es el diámetro medio del grano, τ es el esfuerzo cortante promedio. El subíndice a se refiere al canal aguas arriba. Los valores resultantes de los parámetros adimensionales relevantes que describen el flujo y el transporte de sedimento, la relación de aspecto β_a y el esfuerzo cortante de Shields ν_a caen en los siguientes rangos: $4 < \beta_a < 25$, $0.045 < \nu_a < 0.11$ lo cual reproduce condiciones típicas encontradas en ríos naturales de fondo de grava, en ríos trenzados. d_s es la rugosidad relativa, definida como la relación entre el tamaño medio del grano y el tirante del flujo. El coeficiente de rugosidad fue calibrado a través de una serie de mediciones previas en un canal recto con fondo compuesto del mismo material usado en los experimentos.

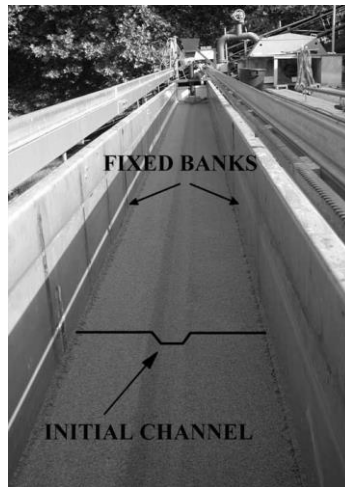


Figura 11. Configuración inicial del canal



Figura 12. Un paso en la evolución del canal: un canal meandreante lento donde se presentan variaciones regulares de ancho.

Un comportamiento ligeramente diferente se observó en las dos series de mezclas con distribución bimodal. En este caso la morfología de las barras fue menos regular caracterizada por un mayor grado de bimodalidad donde las longitudes de una sola barra unidades fueron diferentes y la velocidad de migración fue considerablemente reducida. Las longitudes de onda adimensionales fueron en promedio menor comparadas con el caso de sedimentos uniformes, en un rango entre 0.25 y 0.3.

Sin embargo, la presencia de materiales graduados causó la formación de patrones regulares ordenados, caracterizados por la deposición selectiva de partículas gruesas en los frentes de las barras (ver figura 13). Estos resultados concuerdan con los resultados teóricos y experimentales de Lanzoni y Tubino (1999) y Lanzoni (2000), quienes

investigaron el rol que juega la no uniformidad del sedimento en la formación y equilibrio de barras alternadas.

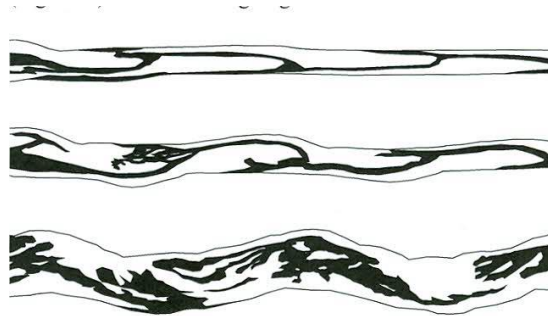


Figura 13. Ejemplo de un patrón de clasificación de partículas para tres configuraciones subsecuente del canal. Las regiones más oscuras denotan la acumulación de partículas gruesas.

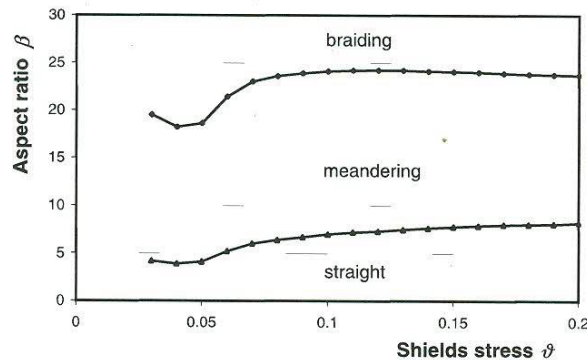
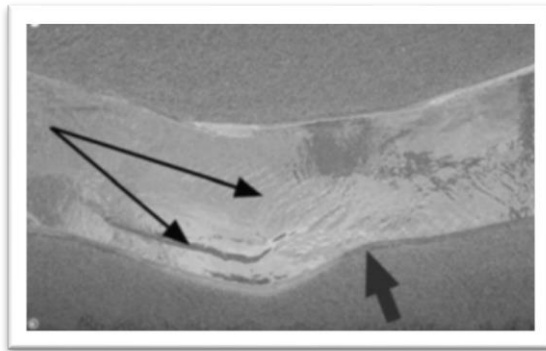


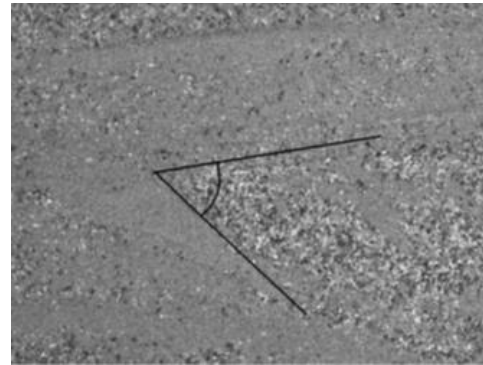
Figura 14. Valores límite de la relación de ancho para la ocurrencia de diferentes regímenes en ríos de acuerdo a la teoría lineal de Colombini et al. (1987). Se empleó la relación de transporte de fondo de Parker (1990).

La investigación experimental también permitió caracterizar el flujo y la geometría inicial de la bifurcación. La configuración fue descrita en términos de propiedades geométricas, como el ángulo entre las dos principales direcciones del flujo aguas abajo, y por parámetros hidrodinámicos, como los esfuerzos cortantes de Shields y la relación de anchos. Midieron los ángulos entre las líneas de corriente de los dos brazos principales, analizando la configuración en planta. Los valores observados estuvieron en un rango entre 35° y 55° mostrando una ligera dependencia positiva en relación al ancho del canal. En las corridas con sedimentos graduados, invariablemente se observó la formación de un depósito en forma de cuña (de partículas gruesas) al centro del canal. Los ángulos característicos de estos patrones resultaron ligeramente superiores que los ángulos entre las líneas de corriente, entre 40° y 60°. Estas observaciones concuerdan con otras observaciones experimentales y de campo. Federici y Paola (2004), investigaron la

ocurrencia de bifurcaciones en canales divergentes, encontrando que el ángulo entre los dos brazos fue típicamente de alrededor de 50° , con un valor más grande del ángulo por el depósito central, ver figura 15.



a) El inicio de la bifurcación de flujo.



b) Depósito de partículas gruesas en forma de cuña en la parte central del canal.

Figura 15. a) Ángulos de bifurcaciones medidos para la configuración planimétrica. b) Ángulos del depósito central.

Entender y predecir la ocurrencia de bifurcaciones en un canal es un paso crucial para mejorar las predicciones en los ríos trenzados, como los cortes de meandros en los canales controlan la posición del río principal y de aquí el ajuste del canal y la localización de la erosión de las orillas. Se requiere la integración de los avances experimentales con el trabajo teórico para considerar la interacción instantánea de la curva del canal con las variaciones del ancho y la deformación del fondo.

Discusión

En este trabajo se enfocó la atención en la interacción entre procesos del fondo y de las orillas del canal que caracterizan la evolución de canales no constreñidos. Los principales resultados se resumen como sigue:

- 1) En canales no constreñidos en planta el desarrollo de efectos forzando, relacionados principalmente a las variaciones en ancho, llevaron a una fuerte modificación de estructuras como las barras, manejando la transición de barras migrantes que se desarrollan espontáneamente a barras fijas permanentes.
- 2) El principal efecto de las barras en el patrón en planta es la generación de curvatura del canal y las variaciones de ancho a través de erosión local. La velocidad de migración es un parámetro crucial que controla el desarrollo subsecuente del canal, esta dinámica puede ser fuertemente o ligeramente condicionada por el forzamiento planimétrico dependiendo de la relación de la velocidad de migración de las barras a la velocidad de erosión de las orillas.

- 3) El análisis del desarrollo de la configuración en planta permitió definir un criterio objetivo para la ocurrencia de una bifurcación, en particular se observó que la amplitud de variación del ancho y de sinuosidad se incrementó hasta la aparición de la bifurcación y luego decreció conforme la concentración del flujo principal es desplazado hacia la línea de los bordes no alterados.
- 4) La modificación en planta de las estructuras como las barras es responsable de la bifurcación del cauce, ocurriendo principalmente a través del mecanismo de corte de meandro y corte de la barra.
- 5) El espaciamiento longitudinal de los puntos de bifurcación está esencialmente relacionado a la longitud de las barras que se formaron en el canal en el estado inicial.

2.3 Bifurcaciones en Ríos: observaciones experimentales sobre configuraciones en equilibrio

W. Bertoldi y M. Tubino, Water Resour. Res. 43. (2007). Laboratorio de Hidráulica de la Universidad de Trento, Italia.

En este artículo se presenta el análisis de algunos aspectos y la identificación de los procesos recurrentes para caracterizar la evolución en el tiempo de una bifurcación. Ingredientes claves en orden de entender y predecir la dinámica de una red de ríos trenzados. De hecho, el mecanismo de bifurcación representa la causa principal de la naturaleza del trenzado de un río e influencia fuertemente la manera en que el agua y los sedimentos se distribuyen y se entregan aguas abajo. Sin embargo, modelar la evolución morfológica de una bifurcación y predecir la partición de agua y sedimento en un nodo son cuestiones aún desafiantes para los modelos analíticos y numéricos existentes, incluso en configuraciones simples (Paola, 2001, Klaassen et al., 2002, Jagers, 2003; Hardy et al., 2005).

En este trabajo se investigaron las configuraciones en equilibrio de una bifurcación en Y a través de un análisis en laboratorio. Se llevaron a cabo tres series de experimentos en un canal ancho, donde se construyó una bifurcación simétrica, la unión de tres brazos con paredes fijas y fondo móvil de arena de cuarzo bien graduada; el ángulo entre los dos distributarios fue igual a 30° . Los experimentos se efectuaron con diferentes valores de la pendiente del fondo y de la descarga, en orden de investigar un rango de los parámetros relevantes en la morfodinámica de ríos trenzados con fondo de grava. La configuración de equilibrio de la bifurcación se caracterizó a través de la medición de la partición de la descarga en los brazos de aguas abajo y de la estructura local del fondo en el nodo. La existencia de configuraciones desbalanceadas del equilibrio se observó y se señaló el rol de barras alternadas migrando.

Este trabajo se enfocó en la morfodinámica de una bifurcación en Y, constituida por un canal aguas arriba dividido en dos brazos simétricos aguas abajo.

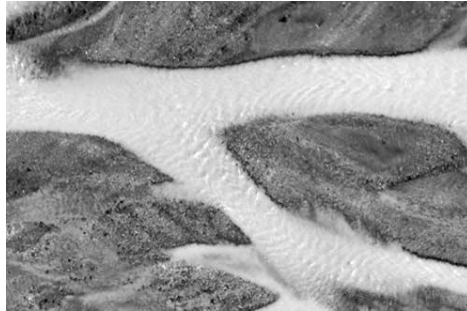


Figura 16. Bifurcación en un río trenzado (Río Sunwapta, Canadá)

Instalación Experimental.

Los experimentos se llevaron a cabo en el tanque π de 25 m de largo x 3.14m de ancho. El mecanismo para medir la topografía fue un láser soportado en un carro. La descarga se alimentó con una bomba y se reguló con medidor de flujo, que permitía descargar de 0.5 a 20 litros por segundo. A la entrada se reguló la energía del flujo, a la salida se colocó una compuerta en orden de fijar la elevación del fondo, después de esto una tolva condujo el flujo a un tanque sumergido. El sedimento se proporcionó por un circuito abierto, consistente en un alimentador de arena volumétrico, tres motores eléctricos, y un difusor que transportó la arena dentro del canal. La alimentación se hizo con arena seca para asegurar una entrada constante y bien definida, una condición particularmente relevante para el caso de cantidades bajas de sedimento. Todo el sistema (agua, alimentación de sedimento, y sistemas de medición) fue completamente automatizado y controlado por computadora.

El material que se usó fue arena de 0.63 mm de diámetro medio con $\rho_s = 2630 \text{ kg/m}^3$ y arena con un diámetro medio de 1.05 mm. Los valores de la granulometría se escogieron para reproducir en el modelo condiciones de transporte similares a las que ocurren en los ríos de grava trenzados. Se puede considerar como un modelo en un rango de escalas 1:50 – 1:100. En las primeras corridas la pendiente se reguló a $S=0.3\%$, en para asegurar valores relativamente bajos de la relación de aspecto β_a en el flujo de aguas arriba. Consiguiendo que se inhibiera la ocurrencia de barras libres en el canal aguas arriba, ya que no excedía el valor de frontera para la formación de barras como predice la teoría lineal (ver Colombini et al., 1987). En las otras dos series la pendiente fue de $S=0.5\%$ y $S=0.7\%$, lo que implicó valores menores del tirante. Por lo tanto en casi todas las corridas se observó la formación de barras alternadas migrando, cuya amplitud fue mayor en la tercera serie, caracterizada por valores mayores de la relación de aspecto β_a .

Los experimentos se efectuaron en una bifurcación en Y con canales de sección rectangular, con paredes fijas. El ángulo de la bifurcación fue de 30°. El ancho del canal inicial fue de 0.36 m y de los canales bifurcados de 0.24 m.

Las corridas experimentales se realizaron de acuerdo al siguiente procedimiento: Al inicio, se aplanó el fondo para dar la pendiente usando una espátula fija en el al carro que corre a lo largo de rieles. El fondo se saturó luego con una descarga baja en orden de tener una superficie lisa y luego se obtuvo la batimetría con el perfilador laser para checar la condición inicial. La descarga de agua se estableció a un valor y la descarga de sedimento se reguló estimando la capacidad de transporte de fondo en equilibrio para la condición de flujo uniforme con la fórmula de Parker (1990) para ríos de grava. Aguas abajo se colocó una compuerta para fijar la elevación del fondo, después de la cual una tolva transportó el flujo a un tanque sumergido.

Descripción de los experimentos

Se realizaron tres conjuntos de experimentos con el objetivo de determinar la configuración de equilibrio de la bifurcación, descrita en términos de la partición de la descarga y de la topografía del fondo, y evaluar el efecto en tal equilibrio inducido por la migración de barras alternadas en el canal de aguas arriba. Se reprodujeron diferentes condiciones hidráulicas y de transporte en el flujo aguas arriba variando la descarga de agua Q_a , manteniendo la pendiente S fija en cada conjunto de corridas.

$$r_Q = \frac{Q_c}{Q_b}$$

Donde el subíndice b siempre corresponde al canal principal aguas abajo. Y Q_a es la descarga a la entrada. Las condiciones experimentales y los valores de los parámetros adimensionales de las diferentes corridas se reportan en la tabla 1. Donde D_a es el tirante medio del flujo en el canal a, calculado a través de un flujo uniforme con una descarga estacionaria. Y d_s es la rugosidad relativa, definida como la relación del tamaño medio del grano y el tirante del flujo.

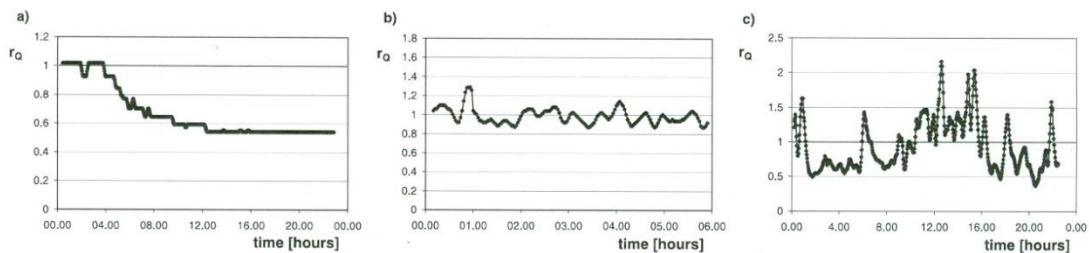


Figura 17. Evolución con el tiempo de la relación de las descargas r_Q de los brazos aguas abajo medidos en tres diferentes corridas (a) F3-21;(b) F7-24;(c) F7-13

En la figura 17 se muestra la evolución de la relación de la descarga r_Q observada en tres diferentes experimentos. En estas gráficas se destacan los diferentes comportamientos detectados por las corridas sin barras libres a), como los comparados a las observadas en las corridas caracterizadas por la presencia de barras alternadas migrando en el canal de aguas arriba (b,c).

La evolución del segundo y tercer conjunto de corridas se afectó fuertemente por el desarrollo y migración de barras alternadas, principalmente en el canal aguas arriba. Como una consecuencia, los patrones de la evolución de la descarga en el nodo fue más compleja la partición del gasto ver figuras 17b y 17c.

Por el contrario, en el segundo ejemplo corrida F7-08, figura 17c muestra los resultados de una corrida no balanceada. Aquí, la ocurrencia de barras alternadas migrando marcó el subsecuente comportamiento en el nodo desde el inicio, causando una repentina inestabilidad de la bifurcación. Debido a la migración de las formas de fondo el flujo luego cambió de un canal al otro, llevando a un cierre y reapertura de los brazos aguas abajo. Se notó en este caso la oscilación entre dos estados no balanceados, inducidos por la migración de barras, a menudo correspondió a soluciones espejo, la relación de la descarga osciló entre dos valores recíprocos. Así como se dijo antes, cuando la migración de barras dominó el proceso evolucionario en el nodo, la identificación del estado de equilibrio fue más compleja y la cuantificación de los valores de equilibrio de los parámetros de la bifurcación se obtuvo en términos de los valores promedio alcanzados por el sistema.

Se observó que las corridas no balanceadas definidas por una asimetría distintiva en la topografía aguas abajo de los tributarios. En particular el brazo que lleva menor valor de la descarga fue sujeto a un proceso de agradación, de manera que, en equilibrio, el brazo principal aguas abajo exhibió en todos los casos una menor elevación del fondo.

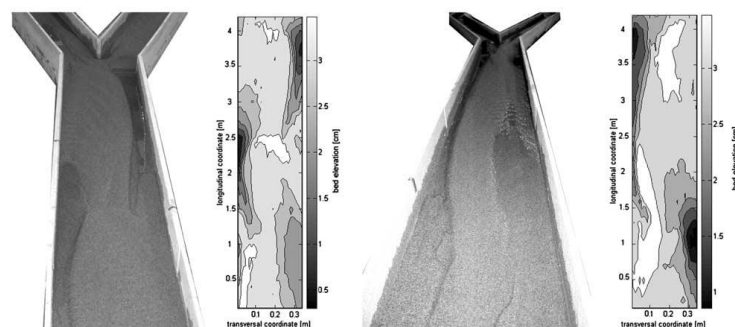


Figura 18. Fotografías y topografía del fondo de la configuración final del tramo aguas arriba mostrando la presencia de barras migrando a) y para una barra grande permanente causada por la morfodinámica influencia de la bifurcación b).

El valor máximo de la diferencia de nivel o escalón $\Delta\eta$ puede usarse como una medida del equilibrio morfológico en respuesta a la bifurcación. Las medidas del escalón de entrada $\Delta\eta$ en equilibrio, normalizado con el tirante del flujo D_a , se reportan en la tabla 1. En la figura 19 se muestra un ejemplo de los perfiles longitudinales del fondo medidos en los tres canales juntándose en el nodo.

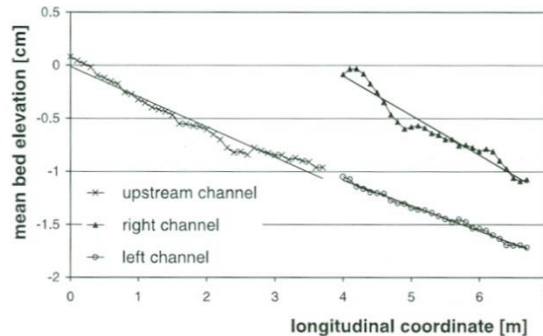


Figura 19. Perfiles longitudinales del fondo de los brazos aguas abajo medidos en equilibrio en la corrida F3-21

En orden de estimar el escalón de entrada $\Delta\eta$ se probaron tres diferentes procedimientos.

- 1) Se determinó $\Delta\eta$ como el valor medio de la diferencia en elevación de los brazos aguas abajo; la longitud del tramo de prueba fue cercano a 2 veces el ancho del canal.
- 2) Los perfiles longitudinales de los canales aguas abajo se interpolaron linealmente, sobre una longitud de 10 anchos, y $\Delta\eta$ se calculó como la distancia relativa de estas dos líneas de regresión en la sección de la bifurcación.

Los principales resultados de las observaciones experimentales son:

Se reconoce que para una pendiente dada, el tamaño de grano y el ancho del canal la habilidad de la bifurcación para mantener una o menos balanceada partición de la descarga depende de la descarga del flujo. En particular, entre más pequeña es la descarga del flujo entrante, mayor es el desequilibrio observado en el nodo. En forma adimensional esto implica que el nodo puede mantenerse balanceado (ej. $r_Q \cong 1$ y $\Delta\eta \cong 0$) solo para valores relativamente grandes del esfuerzo cortante de Shields en el flujo de aguas arriba (o, equivalentemente, para valores relativamente pequeños de la relación de gasto).

En la figura 20 se muestra que, unas pocas corridas con valores extremadamente bajos del parámetro de Shields, uno de los brazos aguas abajo estuvo casi completamente seco ($r_Q \cong 0$). En tales condiciones, como se sugiere en la figura 7, la diferencia transversal de la elevación en el fondo de la bifurcación alcanzó el equilibrio, un valor comparable con el

tirante del flujo aguas arriba del canal ($\Delta\eta \approx 1$). Se notó, sin embargo que en las corridas típicas por la formación de barras alternadas incluso en esta configuración fuertemente asimétrica no se observó que permaneciera invariablemente estable. De hecho, el proceso de agradación rápido inducido en el solo (temporalmente brazo activo por la migración a través de dos barras consecutivas fue capaz de activar otra vez el brazo cerrado desplazando el nodo a la configuración de equilibrio opuesta.

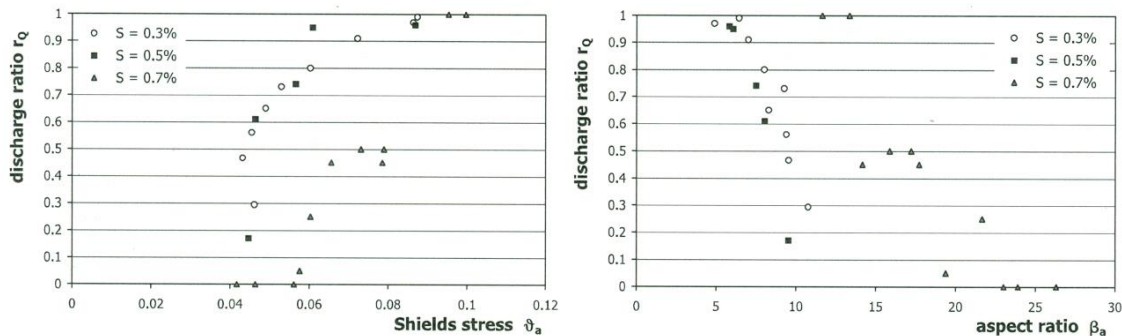


Figura 20. Valores de equilibrio de la relación r_Q de la descarga de los brazos aguas abajo como función del esfuerzo cortante de Shields θ_a y de la relación de aspecto β_a del canal aguas arriba.

Este trabajo se enfocó en la morfodinámica de una bifurcación en forma de Y, constituida por un canal aguas arriba dividido en dos brazos simétricos aguas abajo. El estudio se llevó a cabo en tres conjuntos de experimentos, en un canal con fondo móvil y paredes fijas. Se realizó una investigación sistemática de las configuraciones en equilibrio, con una descripción cuantitativa de la distribución de la descarga en los brazos de aguas abajo y la topografía del fondo en la región afectada por la división del canal.

Del análisis experimental de los datos y la comparación con el modelo teórico BRT se pueden señalar los siguientes resultados:

- 1) Los resultados experimentales claramente demuestran la existencia de un equilibrio de las configuraciones desbalanceadas para altos valores de la relación de aspecto β y bajos valores de esfuerzos de Shields θ . Estas observaciones se pueden explicar físicamente porque en los ríos trenzados naturales es probable que se concentre la descarga y consecuentemente la actividad morfodinámica en unos pocos canales. [Mosley, 1983; Stojic et al., 1998].
- 2) Las predicciones de la teoría unidimensional recientemente propuesta por BRT se confirmaron, al menos en una manera cualitativa. Los resultados teóricos no son alterados significativamente por la presencia de barras alternadas en el canal aguas arriba, al menos en promedio.

En las observaciones experimentales se destaca el rol crucial que juega la estructura local del fondo justamente aguas arriba de la bifurcación gobernando la

dinámica de la bifurcación. La migración de las barras puede afectar fuertemente la evolución de la bifurcación.

- 3) El parámetro α alfa del modelo BRT, que proporciona una medida de la extensión longitudinal de la influencia en la morfodinámica de la bifurcación se calibró a través de datos experimentales. Los estudios confirman que la región donde los efectos bidimensionales inducidos por la bifurcación se sienten principalmente sobre diferenciales de una longitud de pocos (digamos 1 a 7) anchos de canal; sin embargo ellos sugieren que α alfa es una función de la distancia ($\beta_a - \beta_r$) y alcanza un máximo conforme la relación de aspecto aguas arriba del flujo se aproxima a su valor de resonancia. El valor óptimo de β_a para toda la comparación reportada en la figura siguiente se encontró igual a 21.

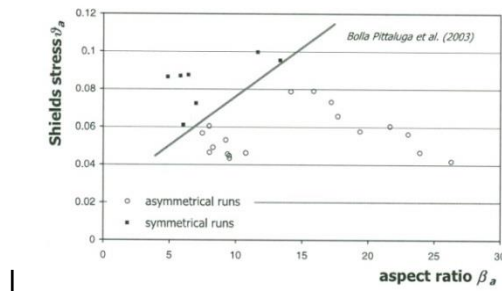


Figura 21. Criterio de ocurrencia de configuraciones balanceadas y no balanceadas en equilibrio como lo predice el modelo teórico de Bolla Pittaluga et al. (2003), se probó contra los resultados experimentales del plano $\beta_a - v_a$.

2.4 Avulsión.

Puede definirse como el proceso por el cual un río se relocaliza parcialmente o totalmente de su curso presente o principal a un nuevo curso o curso secundario por medios naturales. Es el desplazamiento relativamente rápido del cauce de un río, tiene un efecto importante en la distribución de sedimento y en la arquitectura de depósitos fluviales, ver figura 22.

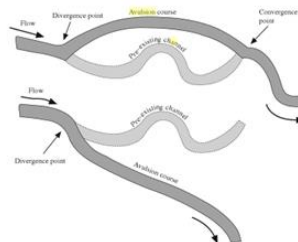


Figura 22. Muestra una avulsión. En la parte superior se muestra una avulsión que se une nuevamente el cauce principal. En la parte inferior se muestra una avulsión donde el río no se junta con el río existente.

La mayoría de las avulsiones ocurren cuando un disparador, comúnmente una avenida obliga al río a cruzar el umbral de estabilidad. El flujo es desviado hacia afuera de un canal estable a un nuevo cauce a una elevación menor de la superficie adyacente. También se usa en referencia al cambio en cauces trenzados.

Causas of avulsión: una descripción general

La avulsión puede resultar de un cambio rápido del flujo a un solo canal o en un proceso de formación gradual del ensanchamiento de grietas (crevase splay), relleno de humedales (wetland infilling) y coalescencia de canales (Smith et al., 1989)

Las avulsiones pueden ser completas en donde se abandona el cauce principal, o parciales, en donde solo una parte del flujo es transferida. La avulsión parcial es el mecanismo principal por el que se forman los ríos anastomosados. Y los canales distributarios (si estos no se reúnen, esta es una característica de los abanicos aluviales y deltas. La avulsión puede ser abrupta o gradual.

La longitud del canal afectado por la avulsión puede ser de unas decenas de metros Jones & Harper, 1998 a cientos de km (Fisk, 1944). La rapidez con la que la descarga se desplaza completamente de un canal viejo a uno nuevo varía de 1 día (Ning, 1990) a décadas (Jones & Harper, 1998), a quizá milenios (Shumm et al 1996).

En grandes ríos la duración de la avulsión puede variar de 28 años para el Río Kosi, India a 1400 años para el río Mississippi, USA (Slingerland y Smith, 2004). Idealmente, la duración de la avulsión se define como el tiempo entre la iniciación de un nuevo canal y el completo abandono del previo Stouthamer y Berendsen, (2001). Donde dos cauces existen simultáneamente, la duración de la avulsión puede definirse como el tiempo que toma al canal secundario para hacerse dominante en el transporte de la descarga.

Las avulsiones pueden dividirse en cuatro clases (Slingerland y Smith, 2004):

- 1) Avulsión por anexión de un pequeño canal activo o abandonado (Stouthamer y Berendsen, 2007).
- 2) Avulsión por incisión y formación de un nuevo canal (Stouthamer, 2005);
- 3) Avulsión por progradación de ensanchamiento o deltas lacustres a través de los que un canal dominante puede eventualmente desarrollarse (Smith et al., 1989) y
- 4) Avulsión siguiendo la formación de una barra en la desembocadura con una bifurcación inestable (ej. Edmonds y Slingerland, 2007).

Estos cuatro casos tienen distintas condiciones iniciales, distintos procesos y diferentes controles relativos de las condiciones aguas arriba y aguas abajo.

2.5 Estudio experimental de la frecuencia de una avulsión y la tasa de deposición (1995)

Madeline Bryant, Peter Falk, Chris Paola, *Geology*; April 1995; v 23; no.4; p. 365-368

Las observaciones de avulsión en ríos modernos consisten principalmente de casos de estudio de unos pocos eventos (Fisk, 1951; Gole y Chitale, 1966; Shumm, 1968; Wells and Dorr, 1987; Smith et al., 1989; Brizga and Finlayson, 1990; Mc Carthy et al., 1992; Richards et al., 1993). Sin embargo estos casos de estudio no han llevado a una teoría comprensiva de la física de la avulsión, el hilo conductor a través de ellos es que la avulsión es impulsada o conducida por la sobreelevación local de una parte del canal o un conjunto de canales por encima de sus alrededores. Esta sobreelevación se produce por la sedimentación, que tiende a ocurrir a mayores tasas cerca del canal que en la llanura de inundación (Pizzuto, 1987).

La conexión entre la avulsión y la sobreelevación resultante de la deposición preferente cerca del eje del canal, sugiere que la velocidad de avulsión pudiera estar relacionada a la velocidad de sedimentación, si la sedimentación entre canales y planicie de inundación se escala con la velocidad total de sedimentación.

Törnqvist (1994), midió variaciones en la frecuencia de avulsión en el Delta del Rhine-Meuse en Holanda con métodos de carbono C^{14} . Törnqvist encontró una mayor velocidad de avulsión en el delta durante 8500 Bp-4300Bp que de 4300Bp a la fecha. La frecuencia alta corresponde a un periodo de subida rápida del nivel del mar que fue inferido por Törnqvist para representar un periodo de aumento en la frecuencia de agradación fluvial.

La dificultad para obtener datos de campo en la dinámica de la avulsión llevó a estudiar el problema experimentalmente. Midiendo la frecuencia de avulsión como función de la alimentación de sedimento en una serie de abanicos aluviales de pequeña escala. Estos experimentos mostraron una fuerte relación positiva entre la frecuencia de avulsión y la velocidad de sedimentación. Tales experimentos están sujetos a problemas propios, el más importante es determinar cómo los resultados pueden escalarse a condiciones de campo. No se afirma que los sistemas de ríos naturales se comporten exactamente como los experimentos. Sin embargo, los experimentos, junto con los datos de campo y el simple razonamiento físico acerca de cómo trabaja la avulsión sugieren que la frecuencia de avulsión y la velocidad de sedimentación están fuertemente relacionados.

Si la avulsión es impulsada por una sobreelevación del fondo del río arriba de su planicie de inundación circundante, uno debe esperar que la velocidad de avulsión se incremente con la velocidad de sedimentación. Bryant, Falk and Paola, Llevaron a cabo series de experimentos a escala, de abanicos aluviales, en donde se midió la frecuencia de avulsiones apical como función de la velocidad media de sedimentación en el abanico aluvial. La frecuencia de la avulsión se incrementó fuertemente con el incremento en la

velocidad de sedimentación y después estabilizados como flujos de masa comenzaron a influenciar la deposición. En el régimen de incrementar la frecuencia de avulsión, los volúmenes de sedimentos agregados que se necesitan para desencadenar una avulsión disminuyeron con el aumento de la velocidad de sedimentación. La sobre elevación es producida por sedimentación que tiende a ocurrir a mayor velocidad cerca del canal que en la planicie de inundación (Pizzuto, 1987). Un esquema del proceso se muestra en la figura 23.

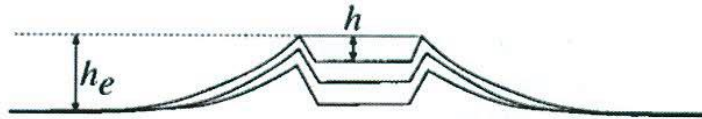


Figura 23. Corte-sección transversal se muestra esquemáticamente la agradación del cauce que lleva a la sobre elevación (h_e) sobre la planicie de inundación.

Los experimentos se efectuaron en un canal de 1.6m de ancho por 3.00m de largo, y 0.3 de profundidad. El agua y el sedimento se introdujo al inicio del canal, sumergiéndolo por medio de una tubería con un ángulo de 25° , introducido en la caja en el centro de uno de los lados cortos. Este arreglo permitió el desarrollo de un abanico con un radio máximo de 0.8 m. El sedimento se alimentó a través de un cilindro de 2000 cm^3 que se mantuvo lleno. Con un tanque de carga constante se proporcionó un gasto constante que se introdujo aguas arriba o más allá o sobre el cilindro alimentador de sedimento, arrastrando los sedimentos desde el inicio del canal y depositándolo como un abanico en el modelo.

Una vez que se inició la corrida se continuó sin interrupción para minimizar los efectos de la infiltración del agua en la superficie del abanico. Las corridas se pararon cuando el abanico alcanzó las orillas de la cuenca o cuando el volumen fue suficiente para producir velocidades de infiltración que redujeran significativamente la descarga.

Definieron una avulsión de acuerdo a dos criterios: El nuevo canal tenía que llevar alrededor de 50% de la descarga del canal viejo, llevando al eventual abandono del previo, y la división del flujo tenía que empezar dentro de más aguas arriba del 10% de la longitud del abanico. Llamaron a estas avulsiones mayores: *apical avulsiones*. Realizaron 12 corridas con ocho velocidades de sedimento y descargas de agua constantes de 0.151 l/s. El sedimento varió de $10.25 \text{ cm}^3/\text{s}$ a $34.00 \text{ cm}^3/\text{s}$. Los resultados de las ocho corridas se muestran en la figura 24, que también incluye la entrada de agua, de sedimentos y la pendiente final del abanico. Las corridas con un flujo de sedimentos inferior a $15.75 \text{ cm}^3/\text{s}$ nunca desarrollaron sistemas avulsivos de canales estables, mientras que las corridas con flujos de sedimentos superiores a $19.25 \text{ cm}^3/\text{s}$ siempre evolucionaron en un sistema avulsivo.

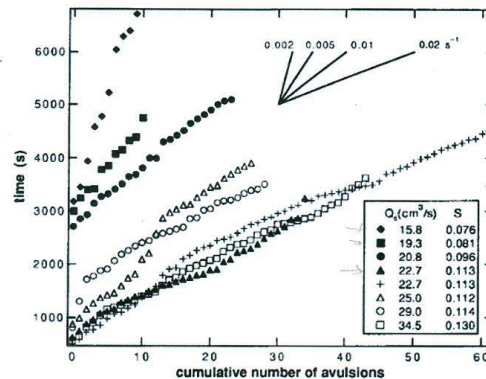


Figura 24. Número de avulsiones vs. Tiempo para todas las descargas de sedimento Q_s . La pendiente del abanico al final de la corrida está dada por S. Insertas se muestran las pendientes para cuatro frecuencias de avulsión de referencia.

Los abanicos típicamente se desarrollan en tres fases. En la 1ª fase, más del 50% del abanico fue cubierto por el agua. No hubo canales presentes ni ocurrieron avulsiones. La distribución del sedimento ocurrió por flujo laminar. Conforme el abanico continuó creciendo, se desarrollaron distintos canales pero fueron inestables y propensos a la bifurcación. La distribución de sedimento en esta segunda fase fue causada principalmente por la ampliación de corta duración que se desarrolló hacia afuera del canal principal pero nunca llevaron más del 50% del total de la descarga. La tercera fase se caracterizó por un solo canal que fue responsable de la distribución de sedimento. La distribución parabólica aérea ocurrió incrementalmente a través de apical avulsiones sistemáticamente barridas de un lado o del otro del abanico. Un mecanismo secundario de alimentación de sedimento involucró la ampliación de las hendiduras que localmente distribuyó el sedimento pero nunca alcanzó a llevar más del 50% de la descarga.

2.6 Transporte de sedimento en una bifurcación de 90°: Aproximación Experimental y Conceptual

Herrero, A. Bateman & V. Medina. Grupo de Investigación de Transporte de Sedimento, Barcelona Tech. University, Barcelona, España.

Las bifurcaciones o desvíos fluviales son sistemas con una estructura de flujo altamente tridimensional que tiene una influencia en la distribución de la descarga de agua y sedimento entre ambas ramas descendentes. Geométricamente se caracterizan por tener una rama aguas abajo paralela al canal superior y una rama lateral que forma un cierto ángulo con el antes mencionado. En estas condiciones, las observaciones de campo y de laboratorio muestran que una desproporcionada cantidad de sedimento se desvía hacia el

brazo. El objetivo de este estudio es analizar las características de flujo y su relación con el transporte de sedimentos en la zona de desvío. Los experimentos con diferentes descargas totales se llevaron a cabo en un modelo de laboratorio con desviación de 90°. Los resultados muestran que la descarga total determina los patrones del fondo, la topografía cerca del desvío que, a su vez, influye en las características del flujo y la distribución de la descarga de sedimentos.

En los experimentos, midieron las variables de flujo principal y utilizaron observaciones con láser y visuales para determinar las trayectorias del sedimento en la derivación.

Las bifurcaciones fluviales son sistemas importantes para las sociedades relacionadas con la presencia de ríos en su ambiente. Los patrones de flujo determinan el transporte de sedimento y la evolución del sistema. Una comprensión de su comportamiento es útil para las actividades humanas y la infraestructura, así como el transporte fluvial, la navegabilidad. Este tipo de geometrías también se encuentra en entradas laterales usadas en los ríos con diferentes propósitos tales como irrigación o sistemas de abastecimiento de agua potable. Estudios previos, resaltan que en las derivaciones el sedimento tiende a desviarse hacia el brazo lateral, aunque la descarga en el canal principal sea mayor. Este fenómeno es conocido como *Efecto Bulle* y es influenciado por el ángulo de división, la redondez de la esquina y la relación entre el ancho del canal principal y el ancho del brazo lateral (Bulle, 1926). Se han efectuado estudios experimentales adicionales sin sedimento en orden de medir las velocidades del flujo y conocer sus patrones en el área de la derivación (Barkdoll et al., 1999; Ramamurthy et al., 2007; Omidbegi et al., 2009). Cerca de la pared izquierda del brazo lateral se observa una área de recirculación ver figura 25. Lo que reduce el ancho efectivo e incrementa las velocidades. El ancho y la longitud del área de recirculación dependen de la descarga de agua desviada. De manera que esta área de recirculación es más delgada y corta para descargas mayores. Para relaciones de grandes descargas (más agua siguiendo dentro del brazo lateral), otra área de recirculación se observa en el canal principal, cerca de la pared del lado opuesto a la desviación del flujo aguas abajo, ver figura 25.

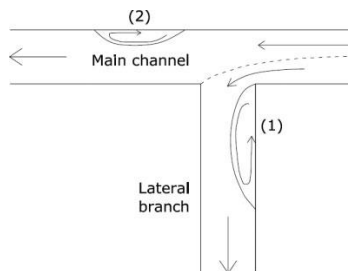


Figure 25. Esquema de la derivación del flujo en una derivación de 90°

Arreglo Experimental

El modelo consistió en un canal principal de 9.0 m de largo al que se le conectó un brazo lateral de 2.5 m en un punto a 6.0 m de la entrada del agua, ver figura 26. Ambos canales el principal y el lateral son de 0.2m de ancho. La máxima descarga fue de 10 l/s, el rango de descargas en este estudio fue de 3.5 a 6 l/s. El sedimento es arena de diámetro 0.1mm. Es alimentado por una tolva con un tornillo de Arquímedes a una velocidad de 5.5 g/s, que se mantuvo constante. El gasto para cada brazo se midió tomando el tiempo que tomaba llenar un tanque de 132 l. Se usó una malla con hoyos de 0.063 mm de diámetro para medir la descarga sólida. La malla se usó a la salida de cada brazo durante cierto tiempo y después el sedimento se removió y pesó.

Cada experimento empezó con un fondo plano como condición inicial. Diez minutos después del inicio del experimento se realizó el primer conjunto de mediciones que incluyó la medición de agua y sedimento a través de cada uno de los brazos, la descarga de agua y de sedimento introducida a la entrada y la elevación de la superficie del agua y la elevación del fondo a cada 25 cm a lo largo del canal principal y en el brazo lateral.

Cada experimento se mantuvo hasta que se alcanzó el estado de equilibrio en el sistema. Esta situación se identificó cuando las principales variables permanecieron constantes en el tiempo y las descargas de agua y sedimento que entran y permanecen en el modelo son aproximadamente las mismas. Como la descarga sólida oscila fuertemente en el tiempo debido a la migración de las formas de fondo, su constancia se identificó con base en su valor promedio sobre un periodo de tiempo significativo. Las alturas del fondo en los puntos de control en las áreas de desviación se tomaron en cuenta para la identificación del equilibrio porque la topografía del fondo juega un papel crucial en la evolución del sistema.

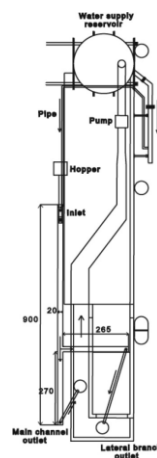


Figura 26. Esquema en planta de la instalación experimental en laboratorio.

Analizaron los patrones de flujo en el área de división del flujo. Para este propósito, se proyectó un láser en planos verticales en diferentes posiciones a lo largo del ancho del canal y la proyección se grabó lateralmente. De esta manera, la luz láser reflejada por las partículas suspendidas en el flujo y las componentes en el plano de proyección se pueden identificar. Al inicio de cada experimento, ocurrió erosión rápida cerca de la pared derecha del canal lateral debido a la entrada de una proporción significativa de flujo que entra a la derivación ver figura 27. El sedimento fue levantado y entró al área de recirculación donde fue depositado, creando un área de topografía permanente más alta. Esta punta de topografía alta bloqueó progresivamente el brazo lateral causando que la relación de descarga de agua disminuyera. Simultáneamente, se formó una depresión en el canal principal justamente aguas abajo.

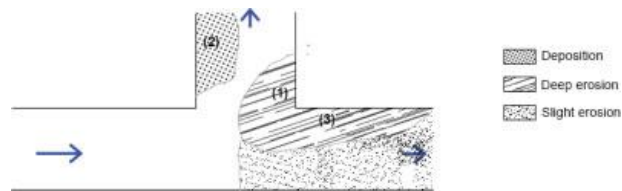


Figura 27. Erosión y deposición en la vecindad de la derivación

Este artículo presenta los resultados de un estudio experimental sobre la distribución de agua y sedimento en una derivación de 90°. Los resultados obtenidos confirman la tendencia del sedimento a desviarse en el brazo lateral, observado en estudios previos.

De acuerdo a la evolución del sistema se observaron diferentes comportamientos para descargas altas y descargas bajas. Para descargas más grandes, la depresión se mantiene profundizando hasta que alcanza un tirante aproximadamente cte., que es mayor para las descargas mayores. Por otro lado, para descargas bajas el sistema alcanza un punto en el que la depresión empieza a ser rellenada, hasta que no hay una discontinuidad en el canal principal. El valor límite que separa estos comportamientos en estos experimentos fue entre 4.5 l/s y 4.75 l/s. ver figuras 29 y 30 donde se muestra la topografía del fondo correspondiente a la situación de equilibrio para los experimentos para 4.5 l/s y 5.5 l/s.

En la figura 29 se presenta el comportamiento del gasto sólido (gasto sólido en el canal principal dividido por la descarga sólida en el canal lateral) para diferentes descargas de agua. La misma separación se aprecia entre el comportamiento de descargas bajas y altas. Los valores iguales o mayores que 4.75 l/s llevan a una distribución de sedimento en la que la mayoría de la arena se desvía hacia el brazo lateral con relaciones de alrededor de 0.1 (90 por ciento de sedimento es desviado). Contrariamente, para una descarga de 4.5 l/s y menores, la descarga sólida es mayor en el canal principal con relaciones entre 1 y 3 que representan, sin embargo, una situación tan desequilibrada

como la que se encuentra en las descargas altas a favor del brazo lateral. Las oscilaciones fuertes en los valores de las descargas de sólidos, dependen del momento exacto en que la relación de descargas se midió en relación a la llegada de las formas de fondo en el brazo de salida.

En la figura 30 se muestra la evolución en el tiempo de la relación de las descargas de agua durante los diferentes experimentos. Las descargas bajas totales se caracterizan por relaciones de descarga de agua altamente desbalanceadas (entre 6 y 10), correspondiendo a situaciones con muy bajas descargas de flujo a través del brazo lateral. Por otro lado, para el grupo de descargas que genera la depresión en el canal principal, la relación de descargas se aproxima progresivamente a uno, sin embargo la descarga de agua siempre permanece mayor en el canal principal.

En la tabla 1 se muestran los valores de la descarga de agua que sigue a través del canal principal y por el brazo lateral para cada experimento. Entre 3.5 l/s y 4.5 l/s el incremento de la descarga total que llega a la desviación corresponde a un incremento en la descarga que sigue por el canal principal. Sin embargo, para aquellos experimentos en los que está presente la depresión, un incremento en la descarga total tiene efecto en el brazo lateral sin un crecimiento adicional en la descarga en el canal principal.

Tabla 1. Distribución de la descarga en estado de equilibrio

Descarga total	Canal Principal	Brazo lateral	% en el Brazo lateral
3.5	3.2	0.3	8.57
4.0	3.7	0.3	7.5
4.5	4.0	0.5	11.11
4.75	3.7	1.1	23.16
5.0	3.8	1.2	24.0
5.5	3.8	1.7	30.9
6.0	3.7	2.4	40

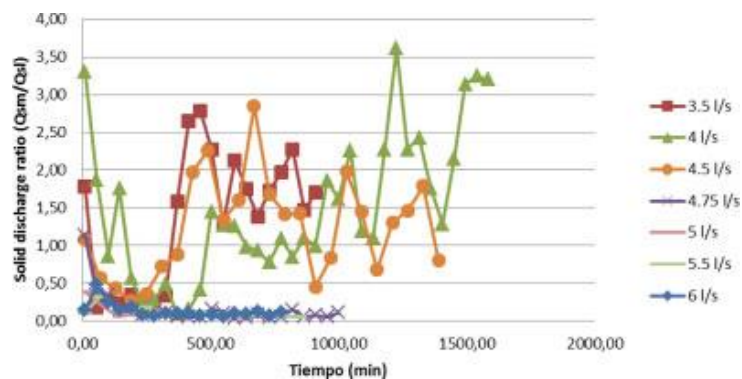


Figura 29. Evolución en el tiempo de la relación de la descarga sólida Q_{sm} en el canal principal y Q_{sl} en el canal lateral.

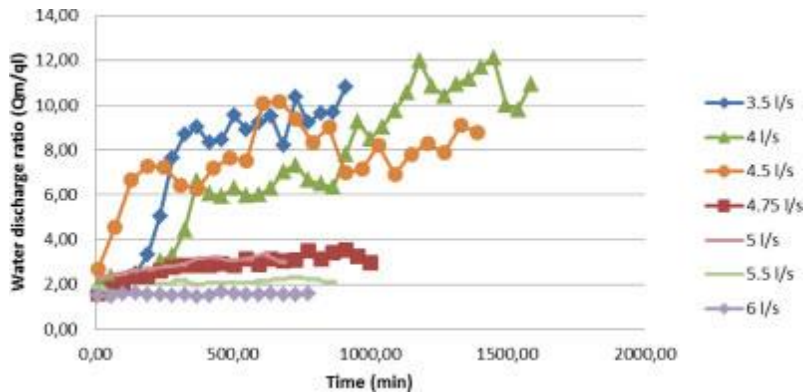


Figura 30. Evolución en el tiempo de la relación de la descarga de agua Q_m en el canal principal y Q_l en el canal lateral

Discusión.

Los resultados obtenidos confirman las observaciones previas que resaltan la tendencia del sedimento a desviarse hacia el brazo lateral. Sin embargo, el hecho de que este patrón es remarcablemente más significativo en tales casos en los que la depresión del canal principal se forma, sugieren que ambas características están relacionadas. Esta relación se enfatiza por la coincidencia de ambos fenómenos durante la fase inicial de los experimentos con baja descarga, que pueden observarse comparando las figuras 29 y 30. Se llevaron a cabo observaciones durante la fase final de los experimentos con 5 l/s y 6 l/s. Con sedimento de diferente color pero de características mecánicas similares, en orden de identificar las trayectorias de las partículas del transporte de fondo.

Se observó que la existencia de la depresión causó una altura permanente del fondo, enfrente de la entrada de la derivación se desarrolló un vórtice de eje horizontal que se formó detrás de este. Hay dos razones para esta vorticidad: por un lado, la depresión causa un descenso de las capas de flujo que generan el vórtice de manera similar a las que se forman atrás de las dunas; mientras que por otro lado, el hecho de que el punto más alto permanezca aproximadamente enfrente de la entrada de la derivación, causa el fenómeno de estiramiento que realza el vórtice y lo atrae hacia el brazo lateral.

De aquí, el sedimento que viaja como transporte de fondo llega a alcanzar este punto más alto y es parado por el movimiento hacia atrás de la parte inferior del vórtice. Después, el vórtice levanta el sedimento y lo dirige hacia el brazo lateral. De esta manera, la depresión y el vórtice horizontal asociado a él, actúan como un mecanismo de bloqueo que previene que la mayor parte del sedimento siga en el canal principal. En la figura 31 se muestra un esquema del área de desvío y del vórtice que se forma en la parte aguas arriba de la depresión.

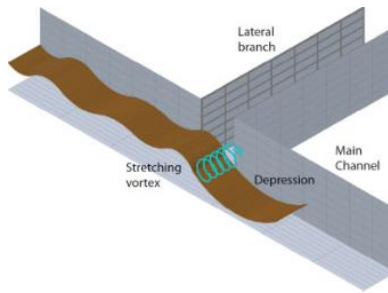


Figura 31. Esquema del vórtice formado en el estiramiento la depresión del canal principal.

Los resultados obtenidos pueden usarse para proponer y diseñar medidas de control y para modificar la distribución de la descarga de sedimento en tomas de agua.

3. CASOS de APLICACIÓN

3.1 Estabilidad de Redes de distributarios y sus Bifurcaciones.

Edmonds, D.A. y R.L. Slingerland (2008)

Las redes de distributarios en los deltas se forman por canales que se bifurcan y frecuentemente dividen sus descargas desigualmente. El origen y la estabilidad de estas bifurcaciones asimétricas de material fino, bifurcaciones cohesivas se investigó usando el modelo Delft 3D, un modelo de flujo morfodinámico y de transporte de sedimentos. Los resultados se compararon con las bifurcaciones del delta de Mossy, Saskatchewan, Canadá, que han permanecido estables por décadas. Sobre un rango de: relaciones de aspecto del canal, factores de fricción, y números de Shields. Ellos encontraron tres funciones de equilibrio considerando la relación de las descargas de los brazos con el número de Shields de equilibrio.

Una función define las configuraciones simétricas (con descarga igual), mientras que otras dos definen las configuraciones asimétricas (partición desigual de las descargas). Las asimetrías de las descargas y las morfologías de las bifurcaciones del delta de Mossy son consistentes con estas predicciones. Entre las bifurcaciones en equilibrio, sólo las de tipo asimétrico son estables a perturbaciones, tales como un cierre parcial de una garganta. Esto explica porque las bifurcaciones asimétricas son las más comunes en la naturaleza.

Estas preguntas son importantes debido a que las redes de distribución que se bifurcan proveen valiosa infraestructura marítima y fértiles planicies, y un hábitat rico en nutrientes para un ecosistema diverso y valioso. Aquí ellos intentaron contestar las dos primeras preguntas usando un modelo numérico y datos de campo para elucidar como son las funciones asimétricas de bifurcaciones deltaicas y bajo qué condiciones son estables. Las bifurcaciones son estabilizadas por procesos que operan localmente, tales como la división de sedimento en el punto de la bifurcación, y procesos que operan globalmente, tales como cambios a escala de delta en la pendiente de la superficie del agua. Restringieron el análisis de estabilidad de redes distributoras a procesos que actúan localmente en las bifurcaciones.

Características Generales de las Bifurcaciones.

En las bifurcaciones se distinguen los sistemas de granos gruesos y de granos finos no cohesivos y cohesivos. El primero (granos gruesos no cohesivos) parece ajustar su geometría hidráulica a mantener un esfuerzo de Shields θ de alrededor de 1.4 veces el esfuerzo cortante crítico de Shields (Parker, 1978), mientras que el último mantiene uno de alrededor de 1 para canales con carga de sedimentos mezclada y alrededor de 10 para canales con carga de sedimento en suspensión. Θ Se define como:

$$\Theta = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho)gD_{50}}$$

Donde Θ es el esfuerzo cortante del fluido (N/m^2), ρ_s es la densidad del sedimento (kg/m^3), g es la aceleración de la gravedad (m/s^2) y D_{50} el diámetro medio del material del fondo (m). A pesar de grano grueso (en lo sucesivo denominada bajo Θ) y de grano fino (en lo sucesivo denominado alto Θ) las bifurcaciones se cree que surgen de diferentes procesos, que van desde la división del flujo alrededor de las barras a la avulsión, ellas exhiben comportamientos intrigantemente organizados y similares.

En promedio, las bifurcaciones en cauces fluviales son asimétricas. Edmonds y Slingerland (2007) midieron los anchos de canales bifurcados en los deltas del mundo y encontraron que las relaciones de anchos se agruparon alrededor de 1.7:1 ($n=160$). Un estudio similar que falta para cauces trenzados, pero limitado a pocas observaciones sugiere que la relación de anchos para cauces trenzados se agrupaban alrededor de 1.5:1 ($n=8$) (Zolezzi et al, 2006). En ambos casos, con datos limitados se indica que los anchos de canal se ajustan hidráulicamente a la descarga, y de aquí los tirantes y las descargas también son asimétricas. El equilibrio de las configuraciones asimétricas y su grado de inestabilidad son preguntas claras en este estudio.

Consideraciones de los experimentos.

Cuatro experimentos, con una red recta en el tramo no bifurcado definido como a, El tramo con pequeña descarga definido como b, y el canal con una descarga mayor o canal c. La red es perfectamente simétrica con un ángulo entre los dos canales que se bifurcan de 55° . Los canales tienen paredes fijas y el ancho de cada bifurcación es aproximadamente la mitad del canal no bifurcado. Cada canal bifurcado tiene una longitud adimensional promedio L' de aproximadamente 12.5 que es consistente con la longitud promedio L' de aproximadamente 14 reportada por Edmonds et. al., (2004) de un estudio de 24 deltas distributarios en el mundo. L' se define como L/W donde L es la longitud del canal y W es el ancho del canal. Ellos hicieron experimentos en redes numéricas con canales mayores de bifurcación ($L' = 37.5$) para ver si L' influenciaba los resultados.

Obteniendo una Configuración de Bifurcación en Equilibrio

¿Cuál es la métrica apropiada para determinar si una bifurcación deltaica está en equilibrio? Los sistemas deltaicos en equilibrio son redes deposicionales porque el límite aguas abajo está cambiando debido a la progradación del delta o al cambio del nivel del mar. Sin embargo, como una primera aproximación sostienen se puede asumir que las bifurcaciones deltaicas en equilibrio se ajustan para la derivación de sedimentos debido a que la escala de tiempo para el ajuste del canal es muy pequeña comparada con la progradación del delta. Por lo tanto siguiendo la definición de Miori et al., (2006); las

bifurcaciones están en equilibrio si no hay un cambio en la morfología sobre algún múltiplo de la escala de tiempo morfológica (T_m), donde:

$$T_m = \frac{W_a D_a}{q_{sa}}$$

W_a es el ancho del canal en (m), D_a es el tirante (m) en el canal a, y q_{sa} es el gasto de transporte de sedimentos por unidad de ancho (m^2/s) en el canal a. T_m es la duración sobre la cual la cantidad de sedimento necesario para llenar una sección transversal es transportada a través de la sección. Se considera una bifurcación en equilibrio si hay transporte de sedimento en suspensión y transporte de fondo en todos los tramos y el cambio en la relación de descargas Q_r , con el tiempo varia por no más que 1% alrededor del valor de equilibrio por al menos 15 múltiplos de tiempo adimensional (T_{ND}), donde:

$$Q_r = \frac{Q_c}{Q_b}$$

$$Y T_{ND} = \frac{T}{T_m}$$

Q_c y Q_b son los gastos de agua (m^3/s) en los canales con mayor y menor descarga de agua respectivamente, T es el tiempo total transcurrido y T_{ND} es el tiempo adimensional, o los múltiplos de la escala de tiempos morfológica transcurrida durante el cálculo.

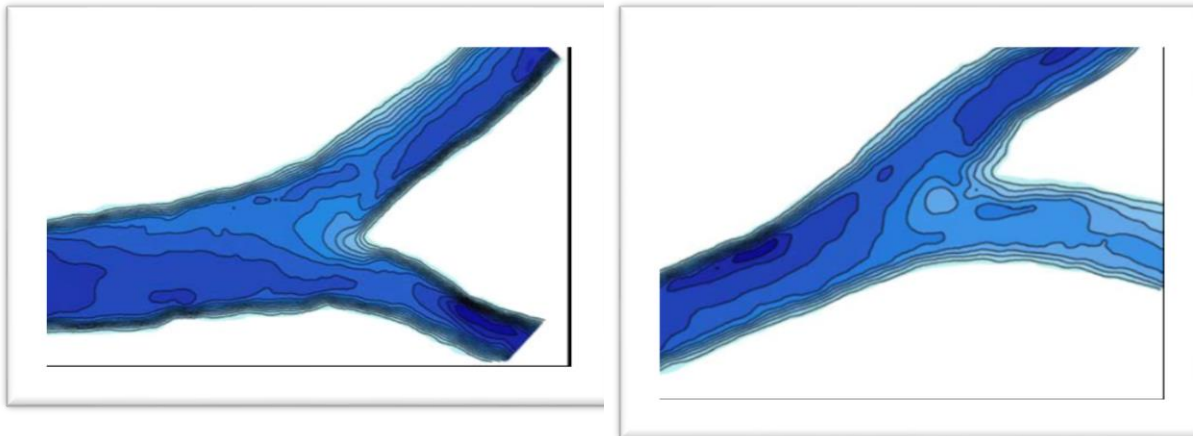


Figura 32. Topografía de dos bifurcaciones naturales en el delta Mossy, Saskatchewan, Canadá. La localización de las bifurcaciones se muestra en la figura 33. Estas se obtuvieron en flujos bajos en julio de 2006. Las bifurcaciones naturales tienen características similares a las obtenidas con un modelo Delf3D. Hay deposición y socavación alrededor del punto de bifurcación, hay una rampa positiva del canal principal al canal más somero.

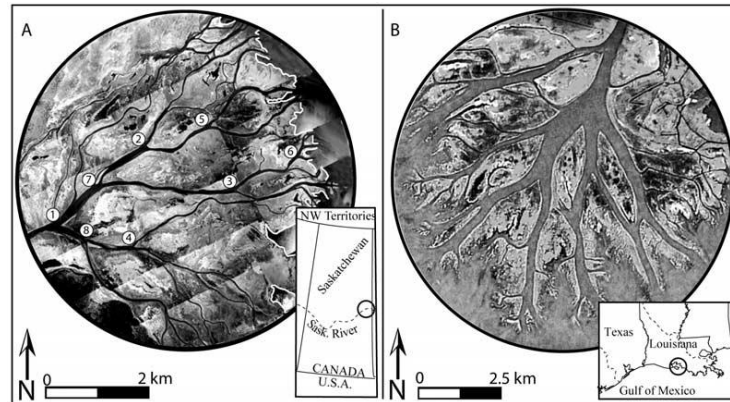


Figure 33. Dos ejemplos de deltas distributivos con bifurcaciones redes de canales. En promedio, las bifurcaciones de un canal en bifurcaciones fluviales (en donde el canal se divide en dos) son asimétricas; sus descargas son bifurcadas de manera desigual. Esto es cierto para las bifurcaciones de la costa y las bifurcaciones más maduras más arriba en el delta.

- (A) Una fotografía aérea del Delta de Mossy, Saskatchewan, Canadá de 2003. Las fotos individuales pertenecen al Servicio de Información Corporation de Saskatchewan [2003]. La línea blanca en el lado este del delta es la línea costera. Los números marcan la localización de las 8 bifurcaciones del estudio.
- (B) Imagen del delta de of Wax Lake Outlet delta, LA de 1998 USGS fotografía aérea.

Conclusiones

Se intentó explicar el origen de las bifurcaciones asimétricas de canales de ríos investigando su estabilidad utilizando un modelo morfodinámico bidimensional integrado verticalmente el modelo numérico (Delft 3D). La retroalimentación entre el fondo y la superficie libre del agua crean tres funciones distintas de equilibrio donde la proporción de la descarga de equilibrio (Q_r) es una función del esfuerzo cortante de Shields en el tramo no bifurcado (Q_a).

La función tiene una división simétrica de descargas al bifurcar los canales; las otras dos son asimétricas. Con elevaciones de la superficie del agua, aguas abajo iguales (sin imponerse ventaja para cualquiera de los canales), el estable, el equilibrio Q_r se vuelve más asimétrico conforme Q_a aumenta porque la elevación de la superficie del agua en la bifurcación se eleva, la elevación de la pendiente de la superficie del agua, requiriendo de este modo un mayor Q_a para el equilibrio. Para una superficie del agua desigual aguas abajo las elevaciones (con ventaja impuesta para un canal) el equilibrio Q_r se hace más simétrico a medida que aumenta Q_a porque en general Q_a la ventaja de la pendiente de la superficie del agua impuesta por los límites posteriores desiguales es un pequeño porcentaje de la pendiente general de la superficie del agua.

Las bifurcaciones en los ríos son típicamente asimétricas, uno de los dos brazos se mantiene con mayor descarga de agua y sedimento, los anchos del canal y los tirantes son marcadamente diferentes, para valores bajos del parámetro de Shields las bifurcaciones son altamente inestables. La generación de un escalón de entrada justo aguas arriba de la bifurcación de las líneas de corriente divergentes induce deposición de sedimento y diferentes elevaciones del fondo a la entrada de los dos brazos. La migración de barras alternadas a lo largo del canal aguas arriba influencia fuertemente la partición del agua y sedimento en los dos brazos produciendo fluctuaciones de alimentación en el tiempo de los dos canales. El escalón a la entrada induce intenso transporte de fondo.

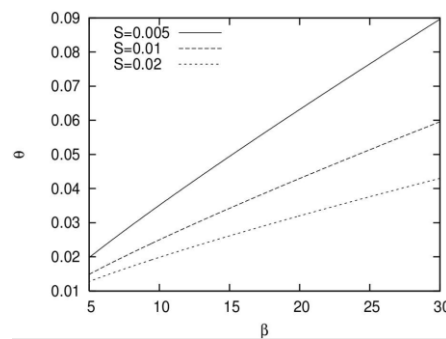


Figura 34. Relaciones entre β y ϕ las predichas por la fórmula propuesta por Ashmore (2001) Nota: los valores predichos del parámetro de Shields son muy bajos cercanos a las condiciones críticas de movimiento del sedimento.

3.2 Dinámica de las bifurcaciones y duración de la avulsión en ríos meandros por modelos unidimensionales y tridimensionales.

M.G. Kleinhans, H.R.A. Jagers, E. Mosselman and C.J. Sloff. (2008)

En las bifurcaciones de los ríos, el agua y el sedimento se dividen en dos brazos. La dinámica de la bifurcación determina la evolución a largo plazo (centurias) de los brazos aguas abajo, llevando potencialmente a la avulsión, pero la dinámica es pobremente entendida. La evolución a largo plazo puede estudiarse solamente por modelos unidimensionales debido a los costos de cómputo. Para tales modelos, es necesario describir la división del sedimento pero hay pocas relaciones disponibles y estas permanecen pobremente probadas hasta el momento. Nosotros estudiamos la división del sedimento y la morfo-dinámica en una escala de tiempo de décadas a centurias idealizando la modelación tridimensional de las bifurcaciones con meandros aguas arriba y transporte de fondo dominante.

Un meandro aguas arriba favorece una bifurcación con más sedimento y el otro con más agua, conduciendo a la desestabilización.

Las bifurcaciones comúnmente alcanzan una división del flujo altamente asimétrica de descarga y sedimento después de unas pocas décadas a unas pocas centurias, dependiendo de las combinaciones de los parámetros relevantes. Aunque los trabajos sobre avulsiones se han enfocado en la ventaja de la pendiente nosotros encontramos que las bifurcaciones pueden ser casi balanceadas por factores opuestos, tales como una bifurcación conectada a la parte interna de la curva con una pendiente aguas abajo que da ventaja. Las bifurcaciones casi balanceadas se desarrollan mucho más despacio que las no balanceadas, lo cual explica la variación observada en la duración de la avulsión en sistemas naturales.

Que brazo se hace dominante y la escala de tiempo para alcanzar el equilibrio en el modelo se determinan por la longitud de la bifurcación aguas abajo, el radio de la curva aguas arriba, un posible gradiente de ventaja para una bifurcación y notablemente la relación ancho tirante. La última determina el carácter de las barras que pueden resultar en más profundización y barras inestables. La distancia entre el inicio de aguas arriba de la curva y la bifurcación determina la localización de tales barras y pools, que pueden cambiar la bifurcación dominante. De hecho, cuando la bifurcación es casi balanceada por factores opuestos, cualquier pequeño disturbio o una selección de diferente rugosidad o de transporte de sedimento puede cambiar la bifurcación dominante. La división del sedimento es casi la misma que la división del gasto en la mayoría de las corridas hasta que la división de la descarga se hace muy asimétrica, de manera que una bifurcación no se cierra completamente. Esto explica parcialmente la existencia de canales residuales y la existencia de ríos anastomosados y la potencial reocupación de viejos cursos.

Las bifurcaciones distribuyen el agua, el sedimento e indirectamente, el riesgo de inundación sobre los brazos del río aguas abajo. En un tiempo mucho más grande, la planicie fluvial y los deltas se construyen por avulsiones y ríos temporalmente bifurcados. Por ejemplo, el río Rhin en Holanda tiene alrededor de 120 bifurcaciones en los pasados 8000 años, algunas de estas fueron desestabilizadas dentro de unas pocas décadas después de su creación, mientras que otras fueron estables por muchos cientos de años. Stouthamer & Beredsen 2000, Figura 35. Este fuerte contraste no se explica en adición a los estudios de bifurcación que se concentran en canales rectos ignorando los efectos de las curvas de los meandros justamente aguas arriba de la bifurcación.

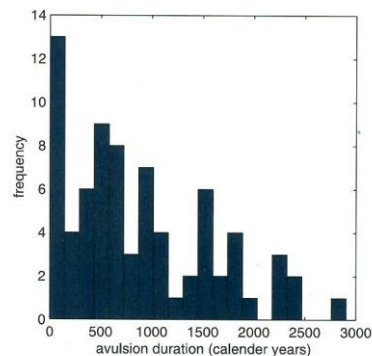


Figura 35. Histograma de la duración de las avulsiones en el río Rhin derivadas de la reconstrucción de avulsiones y la datación de C^{14} del inicio y final de la actividad en el canal belt presentado en los trabajos de Berendsen y Stouthamer (2000) y Stouthamer y Berendsen (2001). Estos datos excluyen alrededor de 30 bifurcaciones que debían tener duraciones de avulsión para el periodo entero de actividad de los canales de aguas arriba. Nótese que el final de la actividad del propio canal se rige por bifurcaciones y avulsión incluso más aguas arriba.

Una avulsión es al menos temporalmente una bifurcación porque el nuevo canal se desarrolla mientras que el viejo todavía está activo. También los ríos anabraching o anastomosados por definición tienen bifurcaciones, de las cuales la estabilidad del patrón a largo plazo sugiere bifurcaciones estables.

La morfología local de la bifurcación determina su posterior desarrollo, tal como un borde resistente en el dique a la entrada de un nuevo canal [Slingerland y Smith, 1998], la cantidad de sedimento que entra a la bifurcación [Wang et al 1995]. El ángulo de la bifurcación en la dirección del flujo aguas arriba. Las barras migratorias aguas arriba y la presencia de una bifurcación con más sedimento y la otra con más descarga Kleinhaus et al., 2006). La interferencia humana con diques, espigones, corte de meandros y canales puede afectar significativamente su evolución posterior.

En términos de procesos físicos, la bifurcación es inestable si un canal recibe menos sedimento que su capacidad de transporte, de manera que este se erosiona, y el otro canal recibe más que su capacidad de transporte, de manera que el fondo de este sube o se agrada. De aquí que la división de flujo y sedimento determina la estabilidad de la bifurcación o la duración de la avulsión. La división del flujo y del sedimento se afecta por una combinación de factores regionales ej. Condiciones de frontera aguas arriba y aguas abajo, y factores locales. Los factores locales son internos porque evolucionan como resultado de la dinámica interna del sistema (dinámica de barras y meandros). Y las condiciones de frontera aguas abajo en la naturaleza pueden cambiar debido a la dinámica de las bifurcaciones en ríos con efectos de remanso.

Por ejemplo, un delta conectado a una bifurcación puede pro gradar o avanzar hacia el mar (Parker et al., 2006) o puede ser removido por procesos costeros (Swenson, 2005) las barras en la desembocadura pueden migrar y los diques pueden avanzar hacia el mar como resultado de la acumulación de sedimento Edmonds y Slingerland, 2007), o las entradas de mareas pueden evolucionar (Stouthamer, 2005).

Los objetivos de este trabajo son entender las causas de la inestabilidad en ríos meandreados y el amplio rango de la duración de la avulsión y probar y mejorar los conceptos del punto nodal para mejorar la modelación unidimensional. En particular, se busca entender las causas de la estabilidad o inestabilidad en ríos que meandreados y el amplio rango de duración de la avulsión, y probar y mejorar conceptos como el de punto nodal para ayudar a futuros modelos unidimensionales. En particular se busca la comprensión de los efectos de: 1) Curvas en los meandros de varios radios y longitudes aguas arriba de la bifurcación, 2) Dinámica de barras aguas arriba de la bifurcación, 3) Diferencias en gradiente y longitud de aguas abajo de la bifurcación, 4) Avenidas comparadas con una descarga de agua constante y sostenida representativas 5) La combinación de efectos que se contrarrestan.

En orden de entender las bifurcaciones y la avulsión, se debe entender la división de agua y el sedimento. Debido a que esto se afecta por las condiciones iniciales y de frontera así como por procesos internos, es necesario de observaciones, mapas históricos, datos históricos, reconstrucciones geológicas con modelos. Sin embargo los modelos bidimensionales y los tridimensionales son bastante caros para realizar predicciones morfológicas a largo plazo y precisan de datos históricos como entrada que comúnmente no están disponibles.

Trabajo Teórico en estabilidad de bifurcaciones

Se busca entender porque algunas bifurcaciones se convierten en avulsiones completas en días, mientras que otras parecen haber persistido en un estado casi estable por cientos o incluso miles de años. Una bifurcación es estable en donde la división del flujo y de sedimento entre los dos brazos aguas abajo no cambia sistemáticamente con el tiempo, aunque esta puede fluctuar conforme la descarga entra a la bifurcación sube y falla. La estabilidad en este proceso no excluye los cambios morfológicos, estos pueden ser la evolución del ancho del canal, de la curvatura del canal, y del ángulo de bifurcación. En principios teóricos en este problema se toma un ancho promedio en una aproximación (unidimensional, 1D) pero la atención se mueve a modelos espacialmente distribuidos 3D. Parece que incluso en ausencia de fuerzas externas una bifurcación puede desestabilizarse.

Escenarios modelados y Generalidad de los resultados.

Los escenarios se basaron aproximadamente en las características del río Rhin pero se diseñaron de manera que quedaran cubiertas diferentes condiciones que ocurren en ríos naturales. Para poner los resultados en una perspectiva general, se compararon parámetros adimensionales básicos de los escenarios de modelación y de los ríos. La comparación demostró que los resultados estuvieron bien dentro de los rangos de parámetros para grandes meandros y casi en los ríos trenzados, sin embargo en ríos naturales trenzados son incluso más anchos y someros

Morfodinámica en la Bifurcación y Efecto del Radio de Curvatura.

El desarrollo general morfológico en el modelo tridimensional con un ancho $W_1=504$ m una relación radio-ancho $R/W_1=10$ es somero de la bifurcación conectado a la curva interna y con profundización de la parte externa de la bifurcación (Figura 36 y serie 1 en Tabla 1). En los primeros pocos años modelados se desarrollan barras alternadas del fondo plano y migraron aguas abajo. Después de algún tiempo, una barra fija se desarrolla en la curva interna aguas arriba de la bifurcación. Mientras tanto, una barra y una fosa pool migran lado a lado, juntas dentro de la bifurcación y se fijan en una posición. La velocidad de desarrollo y migración depende del radio de la curva. Las curvas más agudas se desarrollan más rápido que el de una barra fija. La evolución morfológica de curvas similares sin bifurcaciones se comparan más adelante.

Para todos los radios de curvatura (series 1 en la tabla 1), el modelo siempre predice un desarrollo bastante estable, con división de la descarga altamente asimétrica. La otra curva bifurcada se vuelve dominante cuando las condiciones aguas abajo en los dos brazos son iguales. Figura 36^a. La división del transporte de sedimento es claramente similar a la del flujo (Figura 36^b). Inicialmente la división del flujo y sedimento fluctúa de una manera amortiguada, casi periódica. Esto sucede por el desarrollo y migración de las barras desde un fondo inicialmente plano. Esto se nota como torceduras o dobleces, pliegues en la figura 36b en los primeros 10 años y las fluctuaciones en la esquina inferior izquierda de la figura 36b. Por último (fase 2) el flujo y el sedimento se incrementan cada vez más descargados en una bifurcación y la bifurcación sube el fondo o se socava a lo largo de toda su longitud, pero principalmente aguas arriba. Esto se ve en la figura 36a como la relación decreciente Q_3/Q_1 y en la figura 36b como las líneas rectas entre $1 < Q_2/Q_3 < 10$. Debido a la proximidad del nivel de aguas abajo, una pequeña descarga lleva a un incremento aguas abajo del tirante del flujo asociado con desaceleración del flujo que además mejora la agradación de la bifurcación.

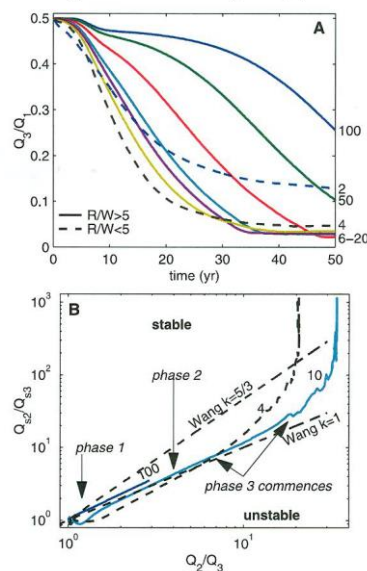


Figura 36. Efecto del radio de curvatura en la evolución de una bifurcación de acuerdo a un modelo tri-dimensional a) Series de tiempo de la descarga para la bifurcación en la curva interna. Los letreros indican R/W_1 : radio de curvatura R como un múltiplo del ancho aguas arriba W_1 . b) La división del sedimento y la descarga sobre la bifurcación comparado con el modelo de Wang et al (1995).

Notablemente, en los estados finales (fase 3) $Q_2/Q_3 > 10$) el transporte de sedimento declina más rápidamente que la descarga, por lo que un aparente incremento de k de un valor bajo de un valor arriba o superior al límite de estabilidad $k = n/3$ donde $n=5$ para el método Engelund y Hansen [1967] predictor de transporte. Esto es a causa de dos factores. El primer factor es el incremento de la pendiente transversal del fondo dentro del cierre de la bifurcación, que desvía el transporte de sedimento dentro del largo de la bifurcación, el segundo factor es el incremento en la rugosidad relativa k_s/h como $k_s=0.15$ (constante) mientras el tirante h decrece. Esto afecta la velocidad del transporte que es proporcional a $C^2 h^{5/2}$ (Engelund y Hansen, 1967), mientras que la descarga es proporcional a $Ch^{1/2}$. La descarga en la bifurcación cerrada se estabiliza luego a un valor pequeño pero es diferente de cero.

El modelo derivó en que k es ligeramente mayor para curvas más agudas (ver también últimas gráficas), particularmente para $R < 5W$ para las que la división de la descarga es asimétrica ligeramente menor que para curvas más suaves. Aparentemente el efecto de la curva en el flujo y la división del sedimento es bastante grande que k es mayor en curvas agudas que en curvas suaves inicialmente. Esta diferencia es quizá afectada por la emergencia de un hoyo de socavación en la curva interior de la bifurcación justamente aguas abajo de la bifurcación, que captura el flujo manteniendo la bifurcación más abierta.

Para un amplio rango de condiciones y configuraciones representativas de ríos meandros, concluyeron que las bifurcaciones casi siempre alcanzan una división fuertemente asimétrica de la descarga de agua y sedimento. El tramo que se bifurca se hace dominante, y la velocidad de cambio de simetría de la bifurcación se determina por los siguientes factores:

- 1) La ventaja de la pendiente de una bifurcación sobre la otra incrementa la descarga por ese canal
- 2) Una curva aguas arriba de la bifurcación favorece el brazo de la bifurcación con más descarga relativa de flujo y el otro brazo con más sedimento relativamente.
- 3) Una curvatura ligera aguas arriba puede contrarrestar las ventajas de gradientes aguas abajo de 0 a 20% de la bifurcación conectada a la curva interna, de manera que la división del flujo y del sedimento sea igual y la bifurcación permanezca (casi balanceada)
- 4) La relación ancho tirante del canal aguas arriba determina fuertemente el patrón de barras y la dinámica de la bifurcación y puede conducir a barras inestables y sobre profundizaciones, que pueden causar que el flujo cambie al otro brazo comparado con casos con otros anchos
- 5) La granulometría, irregularidades locales de las orillas, erosión de orillas y formación de tendencias, posibles hoyos de socavación, o barras de vórtices justo aguas abajo de la bifurcación
- 6) Las condiciones de frontera y cambios de la misma escala de tiempos que la evolución de la bifurcación

Esto ofrece una explicación de porqué algunas bifurcaciones en el Holoceno en el río Rhin fueron desestabilizadas dentro de pocas décadas después de su creación (avulsión rápida) mientras que otras bifurcaciones permanecieron estables por muchas centurias (avulsión lenta). Esto también explica como las bifurcaciones no se cierran completamente sino que permanecen activas como canales residuales por largo tiempo de acuerdo con datos geológicos. Finalmente, esto explica que los ríos anastomosados tienen múltiples canales que transportan flujo pero tienen sólo un canal que transporta sedimento en el fondo.

Evaluaron las relaciones existentes en los puntos nodales para modelos unidimensionales contra los resultados de los modelos tridimensionales, y una relación basada en la física se mejoró incorporando el efecto de una curva de un meandro justamente aguas arriba de la bifurcación. Sin embargo, el uso de tales relaciones es menos exitoso particularmente en canales más anchos y someros con barras sub amortiguadas ya que estos pueden cambiar el canal dominante de la bifurcación, de manera que los modelos unidimensionales con relaciones nodales en los puntos son más comunes para ríos relativamente angostos y profundos.

3.3 Exploración de la navegabilidad en anabranches alrededor de una gran isla fluvial.

River Flow 2012- Murillo Ed. 2012. Taylor & Francis Group, London, ISBN978-0-415-62129-8 pág 749-754

Fcr Melman, E. Mosselman, J.L. Jiménez Osorio. (2012)

Las bifurcaciones son características típicas y complejas en sistemas de ríos. El comportamiento de cada bifurcación es diferente ya que la dinámica se determina fuertemente por las características específicas de la bifurcación. La división de los sedimentos se determina principalmente por los patrones de flujo y la geometría. Fenómenos como el efecto Bulle, la gravedad y la separación del flujo influenciaron la geometría local y subsecuentemente la división del flujo y los sedimentos en la bifurcación. Adicionalmente a estos factores locales de bifurcación, la división del flujo y sedimento en la bifurcación depende también de las condiciones hidrodinámicas aguas abajo. Una diferencia de pendientes del nivel del agua sobre los anabranches puede significar un cambio del brazo dominante. La diferencia del gradiente de nivel del agua puede ser debida a la longitud de los anabranches y los efectos de remanso.

Mecanismos. La bifurcación de ríos puede estar sujeta a inestabilidad. En términos físicos, la bifurcación es inestable si un canal recibe menos sedimento que su capacidad de transporte, así que este se erosiona, y el otro canal recibe más que su capacidad de transporte, de manera que en este se incrementa el fondo hacia arriba. En principio, este proceso puede llevar todavía a una situación final estable. Una bifurcación completamente inestable ocurre si una pequeña perturbación produce un fuerte incremento en la aportación de sedimento que el asociado incremento en la capacidad de transporte a través de una bifurcación. Aquí que la división de flujo y sedimento determina la estabilidad de la bifurcación o la avulsión (ej. Completa agradación) y su duración.

Dinámica de la bifurcación. En los sistemas de ríos, las bifurcaciones y confluencias son características típicas, de naturaleza compleja. No hay en la literatura existente un tratado general específico para estos casos. Esto es lógico porque el comportamiento de las bifurcaciones y confluencias se determina en gran medida por las características específicas de los ríos involucrados (Jansen et al., 1979). En una bifurcación la distribución de la descarga (Q_1 en Q_2 y Q_3) es dirigida por el transporte y la diferencia total de la carga disponible sobre los dos brazos aguas abajo hasta la base del río (para ríos aluviales). La división de los sedimentos (Q_{s1} en Q_{s2} y Q_{s3}) se determina principalmente por el patrón de flujo local y la composición del sedimento del fondo en la bifurcación. De aquí que la geometría local en la bifurcación es de gran importancia y hace que cada bifurcación actúe de manera diferente.

La dinámica de la bifurcación determina la evolución a largo plazo (décadas /centurias) de los brazos aguas abajo potencialmente llevando a la avulsión. Que brazo se hace dominante y la escala de tiempo para alcanzar el equilibrio se determinan por la longitud de la bifurcación aguas abajo, el radio de curvatura aguas arriba, un posible gradiente que de ventaja para la bifurcación y la relación ancho tirante (Kleinhans et al., 2008).

Cuando la bifurcación es casi balanceada por factores que se oponen en condiciones locales (ej. Radio de curvatura, ángulos de la toma y en condiciones locales y en condiciones y aguas abajo (la pendiente favorece) cualquier disturbio menor o un cambio de rugosidad o transporte de sedimento predictor puede cambiar el brazo dominante.

Geometría. Un número de causas locales influyen la morfología local alrededor de la bifurcación. Diferentes mecanismos actúan en contra o amplifican uno a otro. Es difícil capturar la importancia de estos mecanismos en forma separada. La mayoría de las causas locales juegan un rol para el transporte de fondo. Como la mayor concentración en la columna de agua para transporte en suspensión se sitúa cerca del fondo, estos mecanismos en parte explican también la carga en suspensión.

Efecto Bulle. El río aguas arriba y un brazo del canal de toma forman una curva, en la que ocurre un flujo en espiral. En el fondo de la bifurcación, el flujo del agua va orientado hacia el brazo de la toma, mientras que el flujo en la superficie se dirige hacia el río principal ver figura 37. Debido a que la concentración de sedimento en el fondo es mayor que la concentración de sedimento cerca de la superficie del agua, se transportará relativamente más sedimento en el brazo que en el río principal. Este efecto fue descrito por Bulle (1926). La ocurrencia del efecto Bulle depende de la distribución de la descarga sobre los brazos, la relación ancho-tirante, la geometría local del punto de división y notablemente, del ángulo de la bifurcación con la dirección del flujo aguas arriba.

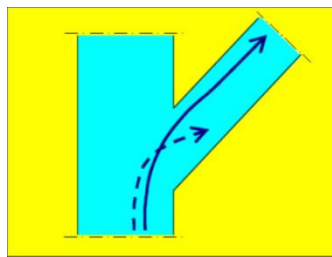


Figura 37. Efecto Bulle.

Efecto de la gravedad. Como la pendiente transversal continua creciendo debido al flujo en espiral, la gravedad arrastra a las partículas hacia las partes más profundas de la sección transversal del río por lo que causa transporte de fondo a favor de un brazo. Como se muestra en la figura 38. Tal pendiente transversal puede estar relacionada a una curva aguas arriba, favoreciendo un brazo de la bifurcación con más sedimento y el otro con más descarga.

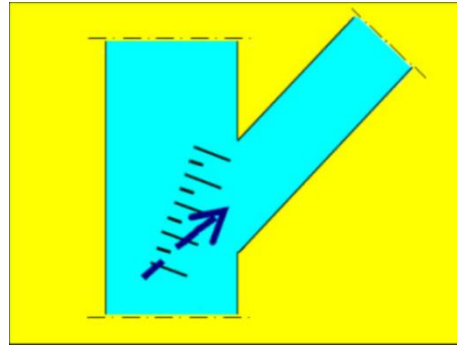


Figura 38. Efecto de la gravedad

Separación de Flujo. Debido a la presencia de una orilla aguda en el brazo del río, el flujo se separa de las líneas de la orilla. Un punto de reencuentro se identifica donde el flujo se conecta a la orilla del río otra vez. Entre el punto de extracción y el correspondiente reattachment se forma un vórtice ver figura 39. Esto no significa que el transporte de sedimento sea cero en el vórtice. El intercambio entre el agua en el área del remolino y la corriente principal debido a la turbulencia causa que los sedimentos entren al remolino y sean transportados al centro del remolino donde son depositados. El agua que sale del remolino es relativamente clara. Consecuentemente, la sección transversal del brazo de la extracción se hace más pequeña lo que influencia la división de la descarga.

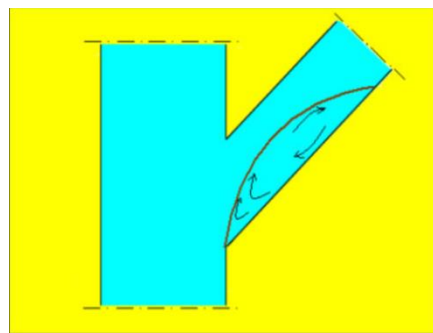


Figura 39. Separación de Flujo

Remanso. En el punto de bifurcación, puede ocurrir el efecto de remanso. La escala de longitud sobre la que este efecto es reducido por un factor de 0.05 (ej. 95%) está dado por i . Donde h_n es el tirante normal e i_b es la pendiente de fondo. Los perfiles de flujo que se forman en el canal constituyen condiciones hidrodinámicas que afectan el beneficio de la pendiente.

Caso de Estudio. Estudiaron el río Atrato en Colombia aplicando un modelo 2D para los brazos Montañó y Murindó. Estos anabraches se caracterizan por una geometría compleja y una bifurcación asimétrica.



Figura 40. Río Atrato, localización y detalle de los anabranches

Modelo Numérico. El dominio del modelo consiste de una parte suficientemente grande aguas arriba (para tomar en cuenta la adaptación del flujo) y unos pocos km de ambos brazos. En el límite superior se escogió la estación Bellavista alrededor de 20 km aguas arriba del punto de bifurcación. Este punto debe ser bastante cercano a la bifurcación para descartar los efectos de remanso. Los límites aguas abajo son puntos arbitrarios en ambos brazos, alrededor de 6 km aguas abajo del punto de bifurcación.

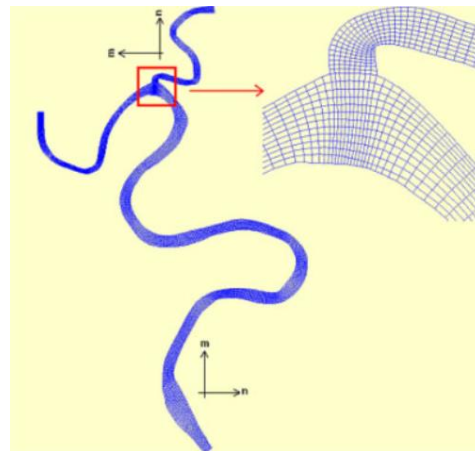


Figura 41. Dominio malla curvilínea con detalle de la bifurcación.

Evaluaron la influencia de la geometría local en la estabilidad de la bifurcación imponiendo niveles de agua, aguas abajo que toman en cuenta una situación sin influencia de remansos (p. ej. Niveles de agua basados en la longitud de los brazos).

Mostraron que el modelo predice un desarrollo bastante estable, pero con frecuencia una división fuertemente asimétrica de la descarga. El modelo alcanza su equilibrio después de 100 años de modelación morfológica. Esto sugiere que la bifurcación es esencialmente inestable.

El brazo interno de la curva (Montaño es dominante). En la figura 43 se muestra que después de 100 años de desarrollo morfológico la bifurcación favorece a el brazo Montaño con más descarga, 2400 m³/s de un total de 2800 m³/s procedentes de aguas arriba).

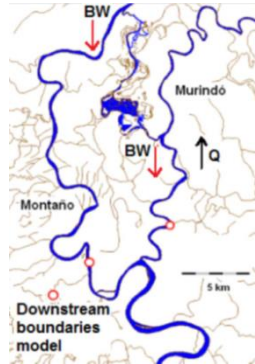


Figura 42. Conexión interna entre brazos

Este incremento en la descarga en el brazo de la curva interior indica una caída en la descarga a través del brazo en la curva exterior recibe más sedimento que su capacidad de transporte, de manera que este se agrada. La figura 8 indica que después de 100 años, el modelo alcanza una división del flujo estable, altamente asimétrica. Aparentemente el efecto amplificado de erosión y sedimentación no lleva a la avulsión (ej. completa agradación del brazo Murindó). Esto puede atribuirse a la formación de una pendiente transversal incrementada dentro del brazo cerrado que desvía el sedimento dentro del brazo Montaño.

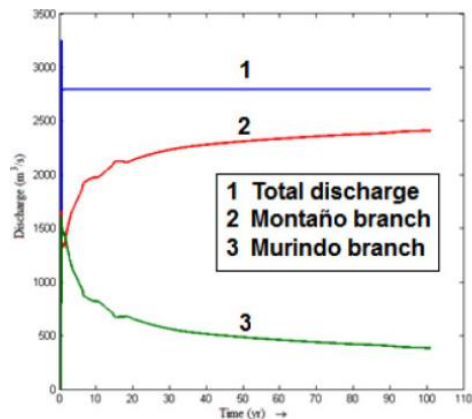


Figura 43. Evolución de la distribución de la descarga

La evolución rápida de la barra debido a la separación del flujo y del flujo en espiral directamente aguas abajo del punto de salida del brazo Murindó causa que el área de la sección transversal sea pequeña comparada al área de flujo en el brazo Montaño.

Adicionalmente se forma una barra en el lado opuesto a la salida, que además decrece el área de flujo, ver figura 44.

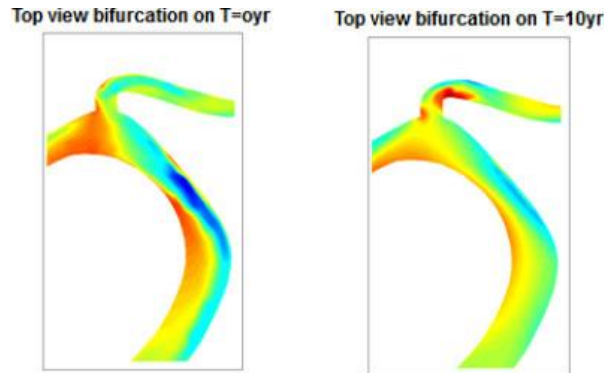


Figura 44. Formación de una barra en la parte interna de la curva en el brazo Murindó.

El ángulo afilado de salida del brazo Murindó resulta en separación de flujo que causa una trampa de sedimento a la entrada de este brazo. Como resultado, la sección transversal se reduce notablemente, lo que significa que menos descarga es dirigida a través de este brazo. Otro fenómeno causado por la curva del río justo aguas arriba de la bifurcación. Esto lleva a un incremento de transporte de fondo a través del brazo Murindó. Otro efecto local es el fenómeno del efecto Bulle que lleva más carga de fondo a través del brazo Murindó debido a la curva del río formada por la curvatura del fondo y el canal de salida. La forma afilada de la curva inmediatamente a la salida del brazo Murindó induce un flujo en espiral que genera un decremento en el área de la sección transversal.

Para probar la influencia de la agudeza del canal de salida hicieron dos corridas con dos escenarios con redes alternativas en el escenario 1 de la figura 45 se muestra una bifurcación más simétrica. El escenario 2 toma en cuenta el mismo ángulo de salida pero no incorpora un meandro tan fuerte detrás de la salida. De esta forma la salida del modelo puede señalar si la geometría local influencia la división de la descarga y la agradación y degradación del fondo en los anabranches.

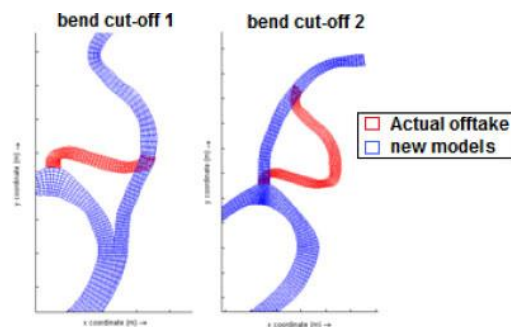


Figura 45. Escenarios de geometría locales

Discusión.

La evolución de una división de la descarga asimétrica es dirigida principalmente por las condiciones de frontera de los niveles de aguas abajo. Se mostró que las diferencias de carga desconocidas sobre los brazos influyen considerablemente la agradación y degradación de los brazos. Un resultado importante es que, cuando se imponen los mismos gradientes de nivel del agua en ambos brazos (línea 3 en la figura 46), el modelo predice un desarrollo hacia una división altamente asimétrica de la descarga del flujo (ej. 75 % a través del brazo Montaña. Esto significa que las características de la geometría local son dominantes en influenciar la división del flujo y de los sedimentos. Se mostró que la separación de flujo juega un rol importante para la estabilidad de la bifurcación.

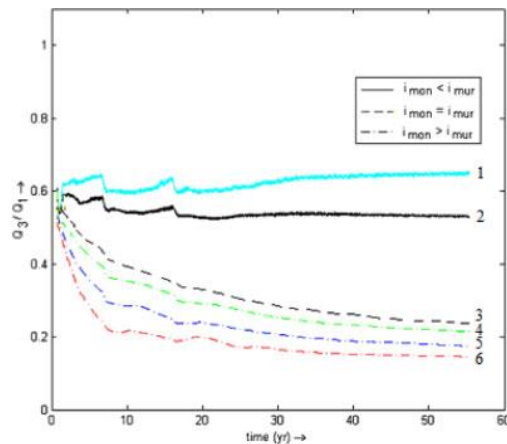


Figure 46. Evolución de la distribución de la descarga para distintas diferencias de carga en los brazos.

Conclusiones

La ventaja en la pendiente y la geometría local en la bifurcación favorecen un desarrollo donde el brazo Montaña se hace más profundo y el Murindó resulta más somero. Se encontró, sin embargo, que el efecto de la geometría local en la bifurcación es dominante. Esto implica que las soluciones para mantener o mejorar la navegabilidad en ambos brazos se deben de buscar principalmente en el punto de la bifurcación.

3.4 RÍO JAMUNA, BANGLADESH

El río Jamuna, es uno de los grandes ríos y forma un ambiente aluvial dinámico y altamente variable que tiene un enorme impacto en la vida diaria de la creciente población de Bangladesh. En estudios realizados en el río Jamuna, EGIS (2002) se reportó que de

121 bifurcaciones consideradas en su estudio, 49% fueron simétricas en planta mientras que 51% fueron asimétricas, y que la magnitud y dirección de la migración de la bifurcación fue independiente del ángulo de asimetría. EGIS (2002) además detalló que 17% de las bifurcaciones migraron aguas arriba mientras que 83% permaneció estática en posición o migró aguas abajo. La velocidad de migración de las bifurcaciones en el Jamuna varió de 2200 a 3000 m/año (EGIS; 2002), mientras que la longitud de la bifurcación, definida como la distancia de la bifurcación a la confluencia varía entre 2 y 40 km. Una consideración importante en la evolución de las bifurcaciones es la probabilidad del abandono de canales de uno de los distributarios, un proceso que es común en el desarrollo de barras trenzadas asimétricas (Ashworth et al., 2000). Se encontró (EGIS, 2002) que bifurcaciones con ángulos mayores se asocian con velocidades mayores de abandono de canales, y con ángulos de bifurcación $< 20^\circ$ siendo muy estables, ver figura 47.

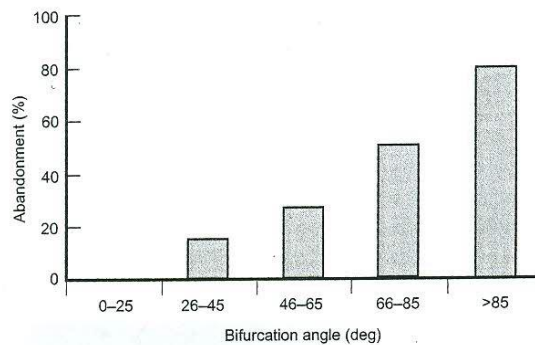


Figura 47. Distribución del abandono del canal como función del ángulo de bifurcación para bifurcaciones sin formas de barras apreciables. Reimpreso de EGIS, Desarrollando y actualizando los métodos empíricos para predecir los cambios morfológicos en el río Jamuna, 2002.

4. VISITA A ST. ANTHONY FALLS LABORATORY

4.1 HISTORIA DEL LABORATORIO

Las avenidas desastrosas que ocurrieron en las partes bajas del Río Mississippi en 1927 ilustraron dramáticamente la necesidad de contar con métodos más refinados para el control de los ríos. En 1929 la traducción al inglés de una edición en alemán de Hydraulic Laboratory Practic, que se publicó en 1926, por la Sociedad Americana de Ingeniería Mecánica, este volumen fue de cerca de 900 páginas editado por John R. Freeman, y no hay duda que generó mucho interés en los Estados Unidos en la Investigación Hydraulic Laboratory Research. “Es raro decir, en vista del tamaño de nuestros ríos y la importancia de los problemas que representan en la navegación y el control de avenidas, no hay en América aún un laboratorio equipado para el estudio de problemas de ríos”

En 1913 Freeman visitó Alemania y se familiarizó con el Profesor Hubert Engels en el Technische Hochschule en Dresden. Freeman quedó impresionado grandemente por el laboratorio de investigación en hidráulica de ríos, y después de esta visita empezó activamente abogando por el establecimiento de un laboratorio de hidráulica nacional en los Estados Unidos.

Straub pasó alrededor de dos años en Alemania en residencia en la Universidad Técnica de Karlsruhe y Charlottenbug, en la Universidad de Free City de Danzing. También viajó y estudió en Inglaterra, Italia, Austria, Polonia, Francia y otros países europeos. En abril de 1929, Straub, todavía en Europa, escribió un artículo para la Universidad de Illinois Technograph sobre “Modelos para Estudiar Estuarios de Ríos y Puertos” en el que discute el lugar prominente que los laboratorios de hidráulica parecen tener en la ingeniería práctica.

En 1908 el Profesor F. H. Bass del Colegio de Ingeniería en la Universidad notó que la Ciudad de Minneapolis había abandonado una estación de bombeo en el lado este de St. Anthony Falls a principios de 1900s. El escribió: Se me ha ocurrido que debía ser posible para la Universidad obtener esa propiedad. Varias veces la Universidad de Minnesota hizo intentos en relación a la propiedad y los derechos necesarios para un laboratorio hidráulico pero no fueron obtenidos hasta mediados de 1930.

La construcción inició en marzo de 1936. El fundador y director fue Dr. Lorenz G. Straub de 1938-1963.

4.2 VISITA TÉCNICA

El día 19 de noviembre de 2015 dio inicio a la visita, el Dr. Miki Hondzo dio la bienvenida al St. Anthony Falls Laboratory (SAFL), ver figura 48. El laboratorio se encuentra ubicado junto al Río Mississippi y es de varios pisos en donde se encuentran en funcionamiento diferentes modelos de ríos, de confluencias, bifurcaciones, y de estudios de deltas. Como

parte de las actividades se realizó la presentación de la conferencia “Influence of dams on Río Verde morphology and in suspended Sediment Transport”, ver figura 49, con la participación de los alumnos que realizan tesis de doctorado en la Universidad de Minnesota y que trabajan en temas relacionados al transporte de sedimentos, morfología de ríos e investigadores que realizan estudios acerca de la evolución del paisaje.



Figura 48. Entrada al St. Anthony Falls Laboratory, University of Minnesota



Figura 49. Presentación de Conferencia en el SAFL

Los días 20 y 21 de Noviembre 2015 se realizaron reuniones especiales con algunos profesores e investigadores de la Universidad de Minnesota de diferentes áreas de trabajo, entre los cuales se mencionan: El Dr. Michele Guala y El estudiante de posdoctorado, Mirko Musa, el Dr. Ajay Limaye, la Dra. Efi Foufoula-Georgiou, Chris Ellis y el Dr. Miki Hondzo.

El Dr. Ajay Limaye que trabaja en el equipo de Chris Paola realizan estudios acerca de la modelación experimental del paisaje, estudios de formación de Deltas, considerando la vegetación en el desarrollo de la morfología de ríos, cuencas de drenaje. Investigaciones el SAFL en sistemas deltaicos tiene por objeto mejorar la comprensión de las predicciones basado en datos de campo, de modelos físicos y en los estudios computacionales de cómo se desarrollan los deltas y responden al estrés de las perturbaciones inducidas ya sea naturales y humanas. Trabajando con el Centro Nacional de la Dinámica de la superficie-tierra (CNED) colegas, examinan los efectos de factores tales como la cohesión de los sedimentos, la sucesión ecológica, y las prácticas de uso de la tierra para determinar la sostenibilidad de los deltas de todo el mundo.

La investigación del Dr. Michele Guala y Mirko Musa en SAFL son acerca de las interacciones entre las grandes escalas de la turbulencia, perturbaciones topográficas, transporte de sedimentos, y los procesos cercanos a la superficie del terreno. Las aplicaciones prácticas implican proyectos de restauración de ríos, optimización de dispositivos hidrocineéticos para la producción sostenible de energía con turbinas de viento. Ellos trabajan en unas pequeñas turbinas para generar energía eléctrica, estas se pueden colocar en los ríos o en las planicies, el movimiento de las turbinas es por la corriente del río o por viento. Realizan estudios para definir las mejores condiciones de operación de estas turbinas, mejorar su diseño y su posible colocación en los cauces. Para esto realizan experimentos de laboratorio en canales en dos escalas diferentes. También realizan pruebas de campo en planicies para generar energía con viento.

La Dra. Efi Foufoula Georgiou trabaja en modelos de hidrología, modelos matemáticos y de optimización.

El Dr. Miki Hondzo realiza experimentos para estudiar el comportamiento de los biofilms en los lagos, ya que Minnesota es el lugar de los 10,000 lagos. Miki Hondzo y su grupo estudian los efectos del movimiento de fluidos en la fisiología de los organismos en los ecosistemas acuáticos en condiciones de laboratorio y de campo. El objetivo de su investigación es desarrollar una comprensión mecanicista del metabolismo de los organismos, la agregación, la interacción y la dispersión en arroyos, ríos, lagos y deltas. Esto facilita la modelación con el fin de predecir y restaurar el ambiente con base en los procesos y la producción óptima de biocombustibles por algas microscópicas.

El Phd. Chris Ellis dirigió el recorrido por el laboratorio explicando el funcionamiento de cada instalación. A continuación se presenta una serie de fotografías de algunas de las instalaciones en la visita técnica del laboratorio.

El canal con fondo móvil, ver figura 50, donde se observa la formación de dunas. A la entrada del canal se tiene una serie de cilindros de tubería de plástico para uniformizar el flujo a la entrada. El material del fondo es arena gruesa. El agua y el sedimento son recirculados. Al final del canal se tiene una tolva donde se atrapa el sedimento y se recircula por una tubería hacia el inicio del canal. Al final se tiene una compuerta para regular los tirantes en el canal.

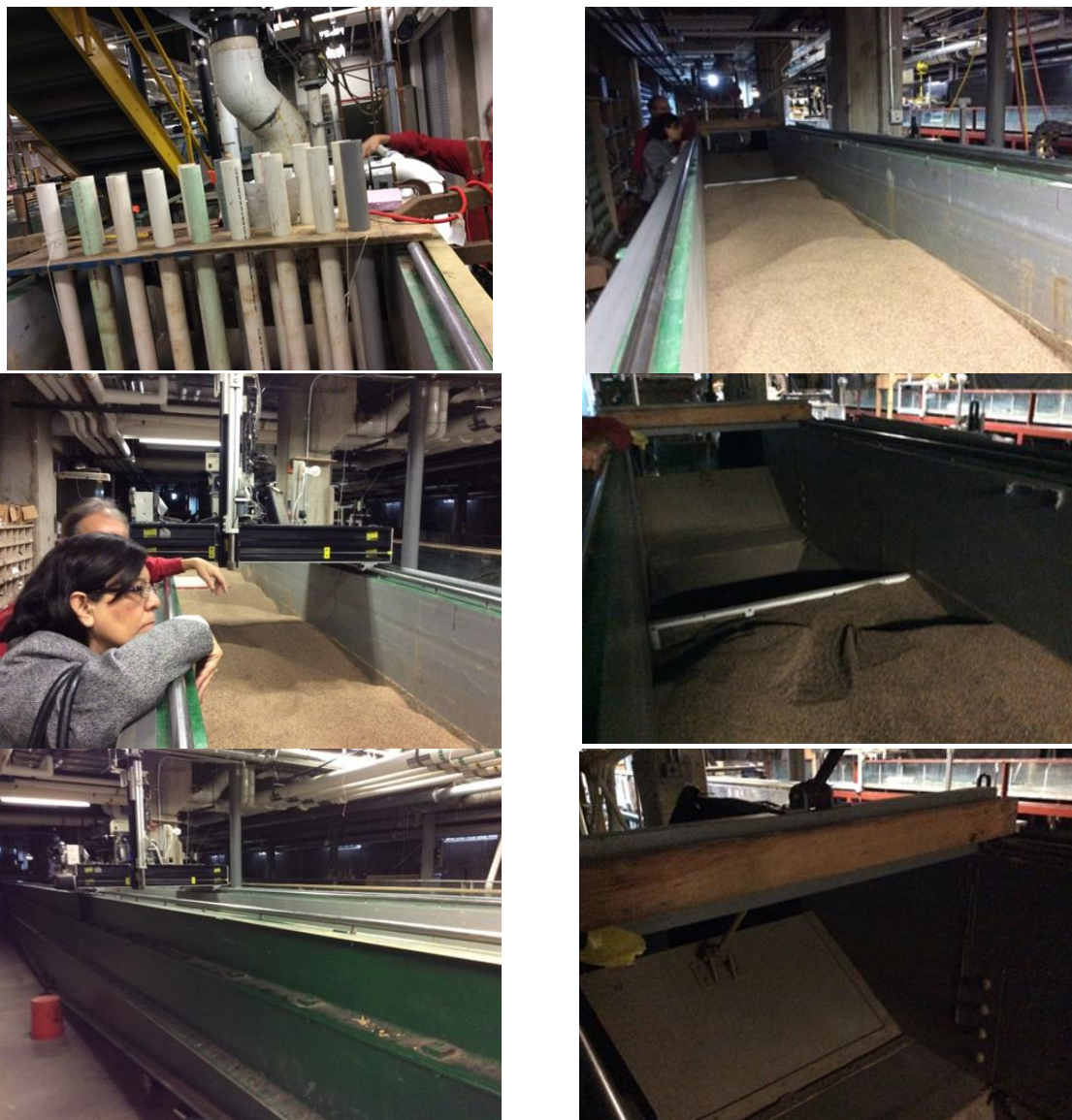


Figura 50. Canal de Fondo Móvil con recirculación de agua y sedimento. El sedimento es arena gruesa.

En otros se estudia la confluencia de dos ríos, en este caso es un río que llega en ángulo recto a otro y se filma la evolución del experimento, también se hacen mediciones con láser para escanear como se va modificando la topografía a través del tiempo para diferentes gastos.



Figura 51. Experimentos en una confluencia de dos ríos para estudiar la evolución del paisaje a través del tiempo.

Una de las instalaciones más famosas en este laboratorio es el Tanque Jurásico, donde se han realizados numerosas investigaciones Esta es una instalación muy sofisticada porque contiene una gran cantidad de tuberías con válvulas que se operan a través de una computadora para dar diferentes configuraciones al paisaje, ver figura 52.



Tanque Jurásico. Para simulación de paisajes

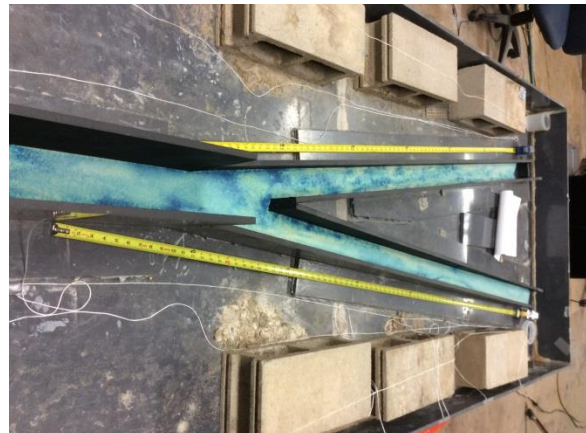
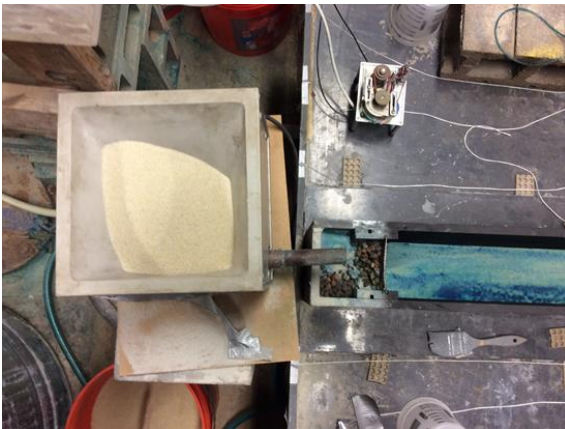
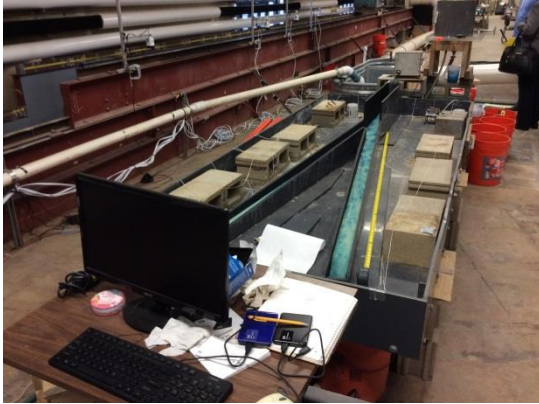


Sistema de tuberías y válvulas

Figura 52. Tanque Jurásico

Se observó la instalación experimental donde se realiza un estudio de una bifurcación con paredes fijas. En esta se proporciona un gasto de agua y sedimento y en cada brazo de la

bifurcación se miden el gasto de agua y de sedimento, y se toma el scanner para conocer los cambios del fondo del canal a través del tiempo.



Alimentación de sedimento en el modelo

Modelo de una Bifurcación

Figura 53. Instalación de una bifurcación.



Figura 54. Instrumentación, equipo láser y scanner,

Los modelos se usan para el estudio de una gran variedad de problemas en ingeniería de ríos, como sedimentación, erosión, confluencias y bifurcaciones, restauración de ríos. El equipo básico que se utiliza consiste de: un láser para determinar la batimetría en el fondo de los modelos una vez acabado el experimento, y un láser para medición de las velocidades. También cuentan con equipos para proporcionar alimentación controlada de sedimento a los modelos, equipos Schenck. Los materiales para reproducir el sedimento, son de acrílico y se pueden comprar de fábrica. Es impresionante que cada instalación cuenta con sus propios equipos, y su computadora, ya que las mediciones se tienen ya programadas en la computadora y los resultados se procesan y grafican en la misma.

5. PROPUESTA DE ESTUDIO

5.1 BIFURCACIÓN DEL RÍO MEZCALAPA

Como caso de estudio se propuso estudiar la bifurcación del Río Mezcalapa en el río Samaria y Carrizal. En la cuenca baja del Río Grijalva, en Tabasco.

La red de ríos que drenan hacia el valle aluvial es bastante complejo. El principal río es el Río Grijalva y este viene del sistema de presas. El tramo aguas debajo de la última presa se conoce como Río Mezcalapa y corre sobre la planicie aluvial. Alrededor de 70 Km aguas debajo de la presa, el río se divide en dos brazos: Samaria y Carrizal (brazos izquierdo y derecho, respectivamente), ver figura 55.

Las presas aguas arriba tienen un efecto regulatorio alterando el régimen del río; la contribución de esta parte de la cuenca a las avenidas de la planicie aguas abajo cerca de la costa ha sido reducida considerablemente. Sin embargo la morfología del río ha cambiado.

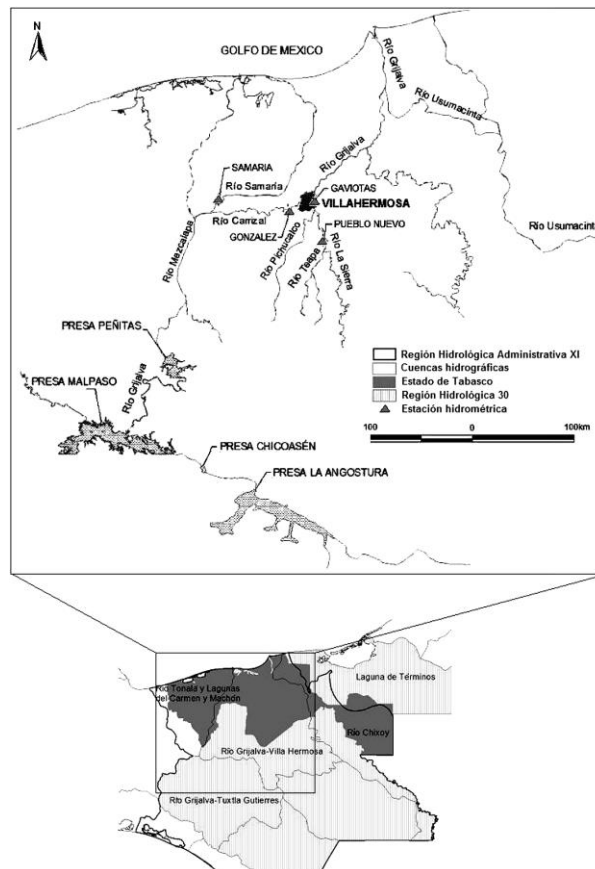


Figura 55. Localización de la bifurcación en el río Mezcalapa

El río ha sufrido cambios en su morfología a través del tiempo conocidos como rompidos y por la construcción de las presas en la parte alta de la cuenca, se tiene un déficit en el aporte de sedimentos. Se ha observado que estos eventos ocurrieron en periodos de 25 a 50 años, y la causa principal es el azolve de los ríos a tal grado que se han propuesto otros cauces debido a que el anterior ya no era suficiente para transportar el caudal del mismo río. En la figura 56 se muestran los sucesivos rompidos a partir del siglo XVI.

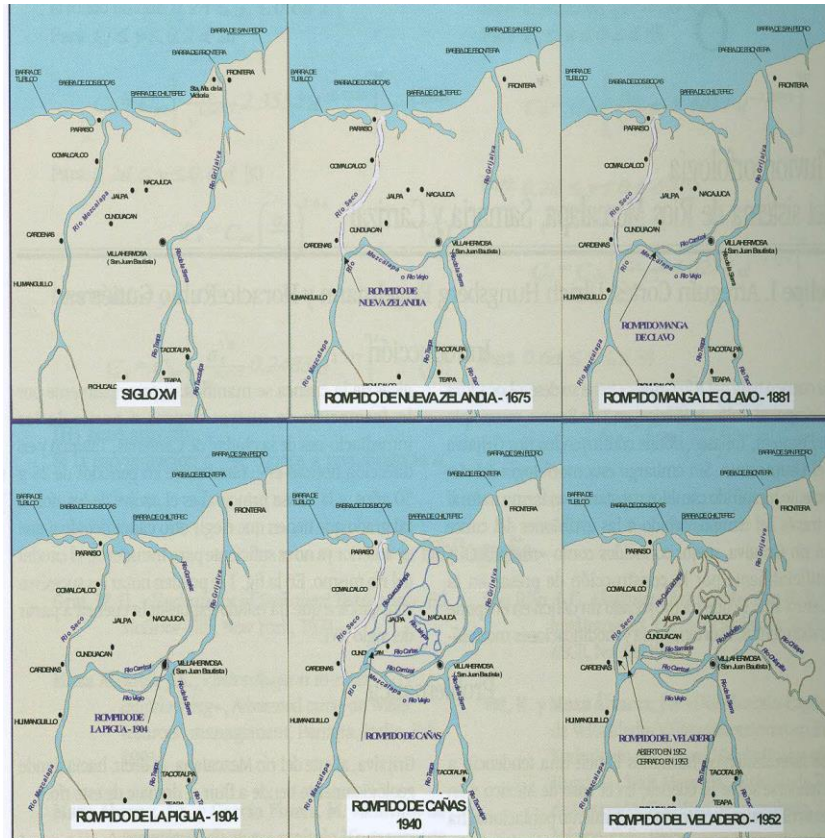


Figura 56. Rompidos en la cuenca baja del río Grijalva del siglo XVI a 1952



Figura 57. Balance de sedimentos en la bifurcación

El balance anual de sedimentos en la bifurcación se muestra en la figura 57 y 58.

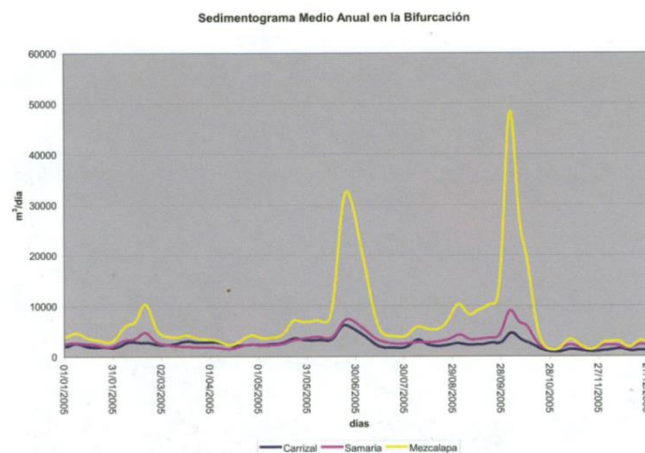


Figura 58. Sedimentograma medio anual de los ríos Carrizal, Samaria y Mezcalapa

En esta bifurcación el Río Samaria tiende a perder capacidad hidráulica y el Carrizal en compensación, a ganarla para llevar mayor gasto en su cauce y con ello aumenta la severidad de las inundaciones en la ciudad de Villahermosa. En estudios realizados por la Comisión Federal de Electricidad, CFE, se estima que el 70% del cauce del río Carrizal se encuentra en estado de erosión, es decir, crece su capacidad de llevar líquido en el tiempo porque profundiza su sección y aumenta su pendiente.

La bifurcación del río Mezcalapa antes de 1996, dos terceras partes del total de la descarga de agua salían por el río Samaria, pero después de una avenida, sólo 40% va hacia este brazo. Se considera que si continua le tendencia a incrementar la

descarga de agua hacia la derecha, por el Río Carrizal, la ciudad de Villahermosa puede inundarse.

Se construyeron algunas obras hidráulicas tratando de restaurar la distribución de agua previa en la bifurcación.

Durante 1997-2000 se construyeron espigones alrededor de 1km aguas abajo del inicio del río Carrizal en la bifurcación.

En 2009 una estructura de control empezó a operar. Después de su conclusión en 2013, esta estructura tiene dos canales artificiales controlados por compuertas, y una presa está cerrando el brazo del río Carrizal ver figura 59.



Figura 59. Bifurcación en el Río Mezcalapa, febrero 2014, Google Earth

Debido a estos cambios se han visto varias manifestaciones en la morfología del río. Además un ligero cambio en la forma en planta del río causado principalmente por erosión de la orilla izquierda en alrededor de 17 km aguas arriba de la bifurcación a 4 km aguas abajo, algunas islas se desarrollaron y se fijaron por la vegetación.

Desde 1990, se ha observado erosión de las orillas. Después de todas las modificaciones introducidas al río incluidas las estructuras de control, esta erosión se ha incrementado principalmente en la margen izquierda.

Las velocidades de fuerte erosión empezaron alrededor de 4 km aguas arriba de la estructura de control. A 2.5 km aguas arriba de esta zona donde ha sido observada la zona de mayor erosión (16m por año) mientras que en la margen izquierda del Río Samaria aguas debajo de la bifurcación se erosiona a una

velocidad de 6 m por año. Todavía hay erosión de la orilla aguas abajo (a 3 km la margen izquierda se ha movido a una velocidad de 3.8 m por año).

PROPUESTA DE ESTUDIO

Se propuso realizar un estudio de la evolución a través del tiempo del comportamiento morfológico de la bifurcación en el Río Mezcalapa para lo cual se requeriría de la siguiente información:

- Topobatimetrías de la zona de la bifurcación para conocer los cambios que han ocurrido a través del tiempo.
- Dar seguimiento por medio de imágenes de satélite de la bifurcación; antes de las estructuras para control de los gastos en el Río Carrizal, y después de los cambios, para registrar el proceso de evolución en la morfología de la bifurcación
- Medición de Gastos líquidos y sólidos, elevaciones de la superficie del agua
- Información de los hidrogramas y sedimentogramas en la bifurcación
- Las inundaciones que han ocurrido en la región y sus efectos en la morfología

Se propone realizar un análisis del comportamiento morfológico buscando relacionar los cambios ocurridos en la bifurcación respecto a los escurrimientos y los procesos de transporte. Se considerará la influencia de la forma inicial de la bifurcación.

Referencias

- Arreguín, C. F. Hungsberg, E. Rubio, H.** (2005). Fluviomorfología del sistema de Ríos Mezcalapa, Samaria y Carrizal en La medición de sedimentos en México. Ed. Fabián Rivera, Alfonso Gutiérrez López, Rafael Val Segura, Mejía, Z., R., Pedro Antonio Sánchez Ruiz, Aparicio M.J., Díaz F. L.L., Ediciones IMTA-UJAT, México, pp.318
- Ashworth, P., Best, J., and Jones, M.** (2004). Relationship between sediment supply and avulsion frequency in braided rivers. *Geology*, 32.
- Bertoldi W. and M. Tubino** (2005). Bed and bank evolution of bifurcating channels. *Water Resources Research*, Vol. 41, No 7, pp. 1-12.
- Bertoldi y Tubino** (2007). River bifurcations on equilibrium configurations. *Water Resour. Res.* 43. No 10.
- Berezowsky-Verduzco, Téllez-Díaz J.A., Rivera-Trejo, F., Mendoza-Resendiz, A., Jiménez-Castañeda A.A.** (2015). Sedimentological behavior of the Mezcalapa River bifurcation, River Coast and Estuarine Morphodynamics, RCEM 2015, Iquitos, Perú.
- Bryant, M., Falk, P., Paola C.** (1995). Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology*, V. 23 no.4; p.365-368
- Edmonds, D.A. y R.L. Slingerland** (2008). Stability of delta distributary networks and their bifurcations. *Water Resour. Res.* 44, September, 2008.
- Environmental and GIS Support Project for Water Sector Planning (EGIS) 2002.** Developing and Updating The Empirical Methods for Predicting the Morphological Changes in the Jamuna River, EGIS Technical Note Series 29 Dhaka, Bangladesh.
- Federici, B., Paola C.** (2003). Dynamics of bifurcations in noncohesive sediments. *Water Resour. Res.*, 39 (6) 1162,
- Herrero, A. Bateman & V. Medina** (2012). Sediment Transport in a 90° diversion: Experimental and conceptual approach. River Flow 2012- Murillo Ed. 2012. Taylor & Francis Group, London, ISBN978-0-415-62129-8 pág
- Kleinshans, M.G., H.R.A., Jagers, Mosselman, E. and Sloff. C.J.** (2008). Bifurcation dynamics and avulsion duration in meandering rivers by one-dimensional and three-dimensional models. *Water Resources Research*, Vol., 44, 8,
- Kleinshans M.G., Ferguson, R.I., Lane S.N., and Hardy, J.** (2013). Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 47-61. L.S. Jones, and S.A.
- Mangelsdorf, J, Scjeurmann, K and Weib F.H.** (1980). River Morphology A guide for Geoscientist and Engineers, 1980, Springer-Verlag Berlin.
- Marsh, M.H.** (1987). The St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, The First Fifty Years. EUA.
- Melman FCR, Mosselman, E. Jiménez Osorio, J.L.** (2012). Numerical exploration of navigability in anabranches around a large fluvial island. River Flow 2012- Murillo Ed. 2012. Taylor & Francis Group, London, ISBN978-0-415-62129-8 p. 749-754
- Schumm.** (1999). Causes of avulsion: an overview. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment* (1999) 28, pp. 171-178.
- Torbjörn, E, Törnqvist and Bridge, J.** (2002). Spatial variation of overbank aggradation rate and its influence on avulsion frequency. *Sedimentology*, 49, pp. 891-905