

## MODELO DISTRIBUIDO DE TRÁNSITO DE CRECIENTES EN CUENCAS - MDTCC

**Juan D. Giraldo, Mario Díaz-Granados y Luis Camacho**  
*Universidad de los Andes - Bogotá*  
*jdgo79@yahoo.es, mdiazgra@uniandes.edu.co, lcamacho@uniandes.edu.co*

Recibido para evaluación: 30 de Septiembre de 2004 / Aceptación: 25 de Agosto de 2005 / Recibida versión final: 25 de Agosto de 2005.

### RESUMEN

Se ha desarrollado un modelo distribuido para el tránsito de crecientes, el cual aprovecha las características de la información hidrológica digital disponible en formato ráster. La cuenca se representa como un conjunto de píxeles rectangulares donde se caracterizan adecuadamente los procesos hidrológicos. La topografía de la cuenca se obtiene de un MDT con resolución apropiada, el cual define la topología de la red de drenaje. La infiltración se modela utilizando el método de Green-Ampt, y los parámetros para ejecutarlo se estiman usando mapas digitales del suelo. La escorrentía de ladera utiliza un modelo simple que supone velocidades constantes. El tránsito de la onda de crecienta se ejecuta utilizando el modelo MDLC. La resistencia al flujo depende de la cobertura vegetal. La ejecución del modelo con registros reales demuestra que una adecuada calibración permitiría utilizar el modelo para el pronóstico de crecientes en las cuencas colombianas.

**PALABRAS CLAVES:** Modelo Distribuido, Tránsito de Crecientes, Modelos Digitales de Terreno, Infiltración, Escorrentía, Modelo MDLC Lineal y Multilineal

### ABSTRACT

A hydrological routing model that uses digital hydrological information in raster format is presented. The basin is represented by a set of rectangular pixels, where hydrological processes are adequately modeled. The basin topography is obtained from a DEM with appropriate resolution, which defines the river network topology. The infiltration is modeled by the Green-Ampt method, and the model parameters are estimated from digital soil maps. The hillslope runoff is represented by a simple model that assumes constant velocity. The flood routing is performed with the MDLC model. The hillslope flow resistance depends upon the canopy cover. The model executions using real data demonstrate good performance as a flood forecasting methodology for some colombian catchments.

**KEY WORDS:** Distributed Routing Model, Hydrologic Model of Basins, Digital Elevation Models, Infiltration, Runoff, MDLC Linear Model, MDLC Multilinear Model.

## 1. INTRODUCCIÓN

La necesidad de estimar caudales máximos en cuencas no instrumentadas ha llevado al desarrollo de diferentes modelos. El más antiguo de estos modelos posiblemente sea la fórmula racional, que tiene gran acogida por su simplicidad y porque en general sobrestima los caudales, produciendo diseños más seguros.

En 1932 Sherman introdujo uno de los conceptos claves en hidrología: el hidrograma unitario. Para su obtención la literatura ofrece múltiples teorías y procedimientos: empíricos, sintéticos, conceptuales y los obtenidos a partir de la estructura de la red de drenaje.

La variabilidad espacial de la cuenca generalmente se ha manejado dividiendo ésta en subcuencas. En cada una de ellas se realiza el cálculo del modelo hidrológico y se obtiene la respuesta de toda la cuenca al agregar los resultados de las subcuencas, considerando la propagación de la onda de creciente hacia aguas abajo de cada una de ellas.

Según Vélez (2000), la utilización de los métodos tradicionales en cuencas sin información para la validación hace que las deficiencias de estos modelos no sean evidentes. Las deficiencias están relacionadas con la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, y con la heterogeneidad espacial de las características del terreno y del suelo.

El desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) ha facilitado el manejo de la información espacialmente distribuida. Entre otras disciplinas del conocimiento, la hidrología se ha visto obligada a revisar los procedimientos tradicionales y a incorporar las nuevas metodologías (Vélez, 2000).

Las suposiciones del modelo desarrollado en este trabajo (Modelo Distribuido de Tránsito de Crecientes en Cuencas -MDTCC-) están fundamentadas en las características de la información aportada por el SIG, que es básicamente información ráster con mapas hidrológicos y topográficos. Las suposiciones del modelo son las siguientes:

- La cuenca se puede representar adecuadamente por celdas rectangulares, donde se pueden caracterizar convenientemente los distintos procesos hidrológicos.

- La representación de la topografía como celdas rectangulares discretas de un tamaño apropiado permite lograr una representación adecuada de las características morfométricas de la cuenca.
- La topología de la red de drenaje es obtenida a partir de la estructura de conexión de las celdas.
- Las características geométricas de la red de drenaje se pueden representar mediante expresiones geomorfológicas.
- El suelo está relacionado con el clima, la vegetación, la geología y el relieve.

## 2. MAPAS DIGITALES

El desarrollo de los SIG ha permitido que los análisis hidrológicos se realicen de manera distribuida. La cuenca ya no se presenta como un sistema con parámetros constantes; ahora esos parámetros dependerán de la ubicación dentro de la cuenca debido a factores topográficos, climáticos, del suelo, etc.

### 2.1. Modelo Digital de Terreno, MDT

Un MDT es una malla rectangular regular en la que cada píxel tiene asignado un valor de cota, correspondiente a la elevación promedio del área geográfica que representa. Para Colombia y otros países latinoamericanos existen MDT de varias resoluciones construidos por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Para Colombia, éstos están disponibles en la base de datos del HidroSig Java (Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, 2000).

La resolución del MDT indica el tamaño del cuadrado en terreno real que está representando cada píxel. Así por ejemplo, un MDT con resolución de 60 ArcSec tiene píxeles que representan áreas de 3.43 km<sup>2</sup> (lados de 1.85 km). Si el MDT tuviese una resolución de 120 ArcSec, el tamaño del lado del cuadrado sería el doble (3.70 km) y el área representada se multiplicaría por cuatro. Estas aproximaciones son válidas para todos los píxeles del MDT de Colombia debido a la baja latitud.

La asignación de direcciones de drenaje puede realizarse mediante el modelo D8 (Ramírez y Vélez, 2002), de gran acogida por su simplicidad, que establece que el drenaje en cada píxel es dirigido en dirección del píxel adyacente con mayor pendiente negativa. Luego de determinar la

dirección del drenaje se asigna un número al píxel que depende de esta dirección. Luego de procesar el MDT y asignar a cada píxel una dirección de drenaje, se tiene un acercamiento muy satisfactorio a la estructura real de la red de drenaje, y el tránsito de los pulsos de precipitación que caen sobre una cuenca puede hacerse distribuido. En la base de datos del MDTCC se encuentran MDT de 60, 120 y 300 ArcSec de resolución. Debido a las hipótesis del modelo D8 y a que los píxeles representan áreas de 3.43 km<sup>2</sup> o mayores, se supone que todos ellos son atravesados por uno y sólo un canal. La utilización de diferentes resoluciones está justificada: las cuencas más pequeñas están mejor definidas en el MDT de 60 ArcSec, y el tránsito en las cuencas más grandes debe realizarse en los MDT de 120 ó 300 ArcSec, de acuerdo con el tamaño de la cuenca, debido a requerimientos de memoria del computador (a resoluciones más finas el MDT se hace más pesado y la cuenca tiene más píxeles).

## **2.2. Mapas hidrológicos**

El modelo requiere de diferentes mapas hidrológicos para ejecutarse. El caudal base se asume como el caudal medio multianual, el cual es calculado realizando un balance en la cuenca utilizando mapas de precipitación y evaporación media multianual. Para la construcción de los campos aleatorios de precipitación se utiliza un mapa de intensidades máximas de una hora y periodo de retorno de 50 años. El modelo de infiltración dispone de un mapa de texturas del suelo, y de acuerdo con estas texturas se utilizan diferentes valores de los parámetros. Los valores de rugosidad del suelo y del canal se estiman de un mapa de cobertura vegetal. Para la aplicación de tránsito de solutos se construyeron mapas de carga de contaminantes empleando información indirecta de otros mapas digitales o de información puntual georreferenciada.

## **3. PRECIPITACIÓN**

La respuesta de la cuenca es evaluada con diferentes entradas de precipitación. Se construyó un modelo sencillo de generación de campos aleatorios de precipitación, el cual produce celdas de precipitación distribuidas en el tiempo y en el espacio de manera aleatoria. Se puede leer un archivo que contiene un evento interpolado de precipitación para alguna región particular. Además se puede evaluar la respuesta de la cuenca frente a campos determinísticos de precipitación de interés teórico como son el pulso y el escalón.

### **3.1. Campos determinísticos**

El pulso se define como una entrada de precipitación no nula y constante para toda la cuenca sólo en el primer intervalo de tiempo. El escalón es una entrada de precipitación no nula y constante para toda la cuenca y para todos los intervalos considerados.

### **3.2. Campos aleatorios**

Respecto a la construcción de campos de precipitación sintéticos, los trabajos de Valdés et al. (1985) e Islam et al. (1988) ya presentan avances serios, ambos apoyados en el trabajo realizado por Waymire et al (1984, citado por ambas fuentes), que captura las características estadísticas de los procesos de precipitación. El modelo de precipitación aleatoria desarrollado en el presente trabajo no considera agrupamientos de celdas ni que éstas se mueven, pero si tiene en cuenta la relación inversa entre la extensión temporal y espacial de la celda con la intensidad. Además, debido a que se tenían eventos reales (base de datos del proyecto Caracterización del Ciclo Diurno de la Precipitación en los Andes Tropicales de Colombia, Agudelo et al, 2001, Álvarez y Toro, 2001, Vieira y Moreno, 2001), el modelo se ajustó de tal manera que imitara adecuadamente la intermitencia observada en los eventos reales y la profundidad total de estos eventos. Los efectos orográficos sobre la dinámica de la precipitación tampoco han sido tenidos en cuenta, a pesar de su importancia resaltada en el trabajo realizado por Poveda et al. (2002), quienes estudiaron la influencia de la variabilidad altitudinal y de la ubicación de los valles interandinos sobre el ciclo diurno de la precipitación.

El modelo aleatorio de precipitación se construyó dentro del presente trabajo con el fin de proveer a las zonas sin información de tormentas reales de campos que remedaran el comportamiento de la precipitación real. La precipitación se genera al superponer celdas que están fijas en el espacio. El número de celdas de precipitación generadas depende del tamaño del marco (dimensiones espaciales del rectángulo que inscribe la cuenca, y longitud temporal de la modelación). La intensidad de las celdas de precipitación es aleatoria, pero el valor esperado depende de la ubicación de la celda. Este valor esperado se lee del mapa de intensidades máximas para 50 años de periodo de retorno y duración de 1 hora disponible en la base de datos del HidroSig Java (Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, 2000). El mapa fue construido usando la metodología de

regionalización de curvas IDF presentada por Vargas y Díaz-Granados (1999). Las dimensiones espaciales y temporales de la celda de precipitación dependen de la intensidad máxima que se presente. Las celdas más intensas tienen dimensiones espaciales y temporales más reducidas, reproduciéndose las características más importantes de la lluvia para un observador estático: las lluvias más intensas son menos duraderas y cubren áreas menos extensas.

#### 4. INFILTRACIÓN

Para modelar la infiltración dentro del MDTCC se utilizó el método de Green-Ampt. Según Chow *et al.* (1993), este método es el desarrollo de una teoría física más aproximada al fenómeno de la infiltración que los modelos de Philip o Horton. La simplificación más importante del método consiste en suponer que el frente mojado es una frontera brusca que divide el suelo con contenido de humedad  $q_i$  debajo del frente, del suelo saturado que tiene un contenido de humedad  $h$  arriba.  $q_i$  es el contenido inicial de humedad del suelo y  $h$  es igual al valor de la porosidad del suelo. El frente mojado ha penetrado una profundidad  $L$  desde el momento  $t$  en que la infiltración comienza. El encharcamiento en la superficie es una pequeña lámina de profundidad  $h_o$ . Luego de aplicar los principios de continuidad y momentum para una columna de suelo con sección transversal unitaria, se obtiene la ecuación de Green-Ampt para infiltración acumulada (Chow *et al.*, 1993):

$$F(t) - \psi \cdot \Delta\theta \cdot \ln \left[ 1 + \frac{F(t)}{\psi \cdot \Delta\theta} \right] = K \cdot t \quad (1)$$

donde  $F(t)$  es la infiltración acumulada en el tiempo  $t$ ,  $\psi$  es la cabeza de succión del suelo en el frente mojado,  $\Delta\theta$  es el cambio en el contenido de humedad del suelo por el paso del frente mojado y  $K$  es la conductividad hidráulica del suelo.

Utilizando la ecuación (1) se calculan las abstracciones de precipitación con el método de Green-Ampt presentado por Chow *et al.* (1993) para intervalos de tiempo discretos. Se puede entonces determinar el tiempo de encharcamiento, la infiltración después de que ocurre el encharcamiento y el hietograma de exceso de precipitación.

Para recuperar la tasa de infiltración potencial se suma al valor de la infiltración acumulada el valor de la evaporación real promedio multianual. El efecto no es despreciable; en ausencia de lluvia el suelo aumenta su tasa de infiltración potencial y eventualmente llega a condiciones de secado total.

#### 5. ESCORRENTÍA

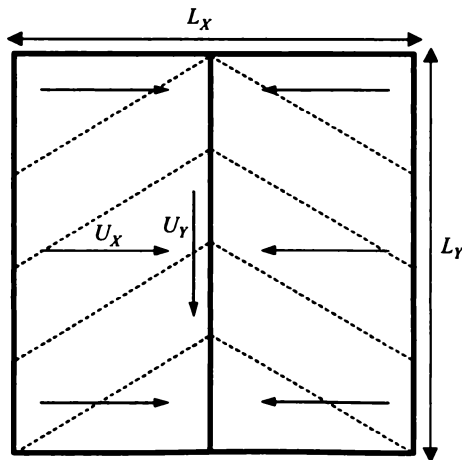
El modelo considera dos mecanismos de escorrentía superficial para llevar la precipitación neta a través de las laderas y la red de drenaje de la cuenca. Estos mecanismos se llevan a cabo en todos los píxeles de la cuenca debido a la suposición de que todos ellos son atravesados por un canal. El primero de ellos es la escorrentía superficial que ocurre en las laderas debido a la precipitación neta. Esta cantidad de agua llega a los canales y, junto con el aporte de los píxeles aguas arriba, es transitada utilizando el modelo de tránsito de hidrógrafas de creciente.

##### 5.1. Escorrentía de ladera

La escorrentía de ladera es simulada con un modelo simple que supone velocidades constantes del flujo para cada impulso del evento de precipitación.

El píxel tiene dimensiones  $L_x$  y  $L_y$ . El flujo tiene velocidad  $U_x$  en las laderas y  $U_y$  en el canal (Figura 1). Se define  $t_x$  como el tiempo que demora la gota más alejada del canal en llegar a éste, y  $t_y$  como el tiempo empleado por el flujo en atravesar el canal. Entonces  $t_x = L_x / 2 \cdot U_x$  y  $t_y = L_y / U_y$ . Las hidrógrafas que son transitadas por el canal dependen del valor de  $t_x$  y  $t_y$  (Figura 2). Si  $t_x$  es menor que  $t_y$ , entonces se presentará la hidrógrafa de la Figura 2a con  $Q_{MAX} = P_{NETA} \cdot L_x \cdot U_y$ . Si  $t_x$  es mayor que  $t_y$ , entonces se presentará la hidrógrafa de la Figura 2b y  $Q_{MAX} = 2 \cdot P_{NETA} \cdot L_y \cdot U_x$ .

Las longitudes  $L_x$  y  $L_y$  están definidas por la resolución del MDT y la dirección de drenaje del píxel. Sea  $L$  la longitud del lado del píxel,  $L_x = L_y = L$  si la dirección de drenaje es 2, 4, 6 ó 8 según el modelo D8;  $L_x = \sqrt{2} \cdot L$  y  $L_y = L / \sqrt{2}$  si la dirección de drenaje es 1, 3, 7 ó 9.


**FIGURA 1.** Escorrentía de ladera

La velocidad  $U_y$  en el canal se toma igual a la velocidad calculada para el caudal medio multianual. El cálculo de la velocidad  $U_x$  en las laderas utiliza la metodología presentada por Chow *et al* (1993); aplicando la ecuación de continuidad se llega a la siguiente expresión para el caudal por unidad de ancho  $q_0$ :

$$q_0 = V \cdot y = (i - f_{INF}) \cdot L_0 \cdot \cos \theta \quad (2)$$

donde  $V = U_x$  es la velocidad del flujo,  $i$  es la intensidad de la precipitación,  $f_{INF}$  es la tasa de infiltración,  $L_0 = L_x / 2$  es la longitud del plano y  $\theta$  es su inclinación con la horizontal.

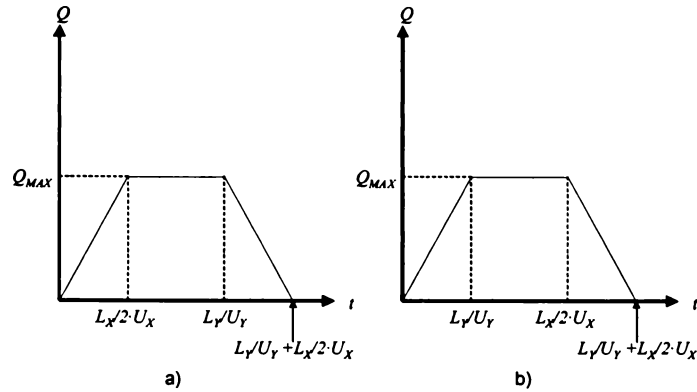
Según esta metodología, para flujo laminar ( $R_e < 2000$ ) el factor de fricción  $f$  depende del número de Reynolds  $R_e$  y de la intensidad de la lluvia como  $f = C_L / R_e$ , con  $C_L = 96 + 108 \cdot i^{0.4}$  e  $i$  en pulgadas por hora. La profundidad de flujo se calcula utilizando la ecuación de Darcy-Weisbach:

$$y = \left( \frac{f \cdot q_0^2}{8 \cdot g \cdot S_0} \right)^{1/3} \quad (3)$$

Para flujo turbulento el factor de fricción se independiza de  $R_e$  y comienza a depender de la rugosidad de la superficie. Si se utiliza la ecuación de Manning se llega a la ecuación (4) para la profundidad de flujo:

$$y = \left( \frac{n \cdot q_0}{S_0^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (4)$$

donde  $n$  es la rugosidad de la superficie y  $S_0$  es la


**FIGURA 2.** Hidrógrafas de ladera

pendiente del plano. El valor de  $n$  para la ecuación (4) se tomó igual a 2 veces el valor empleado para el tránsito en el canal, y  $S_0$  es la misma pendiente de fondo del canal leída del mapa asociado del MDT. Reemplazando el valor de  $y$  en la Ecuación 2 se puede despejar el valor de  $V = U_x$ .

Este procedimiento se realiza para todos los pulsos no nulos de precipitación y se lleva a cabo la convolución de las hidrógrafas calculadas que, sumadas a las que vienen de aguas arriba, genera la hidrógrafa transitada a través del canal que atraviesa el píxel.

## 5.2. Tránsito en canales

Para la realización del tránsito en cada uno de los píxeles del MDT se seleccionó el Modelo Multilineal Discreto de Cascada Rezagada (Multilinear Discrete Lag-Cascade -MDLC-, Camacho y Lees, 1999). El modelo MDLC combina el tránsito en cascadas discretas con un canal lineal caracterizado por un parámetro de retraso advectivo.

El trabajo de Camacho y Lees (1999) demostró que el modelo aproxima muy satisfactoriamente la solución a las ecuaciones completas de Saint Venant para diferentes secciones de canal y condiciones hidráulicas variadas. Los parámetros del modelo están relacionados con las características físicas del canal vía momentos utilizando la respuesta lineal generalizada para un canal uniforme y cualquier ecuación de fricción. La ecuación (5) presenta las expresiones deducidas para los parámetros del modelo MDLC;  $K$  es el coeficiente lineal de almacenamiento para todos los embalses de la cascada,  $n$  es el número de

embalses de la cascada, que puede ser un número no entero, y  $\tau$  es el parámetro de retraso asociado con el canal lineal.

$$\begin{aligned} K &= \frac{3}{2 \cdot m} \cdot [1 + (m-1) \cdot F_0^2] \cdot \left( \frac{y_0}{S_0 \cdot X} \right) \cdot \left( \frac{X}{m \cdot u_0} \right) \\ n &= \frac{\frac{4 \cdot m}{9} \cdot [1 - (m-1)^2 \cdot F_0^2]}{[1 + (m-1) \cdot F_0^2]^2 \cdot \left( \frac{y_0}{S_0 \cdot X} \right)} \\ \tau &= \frac{X}{m \cdot u_0} \cdot \left[ 1 - \frac{\frac{2}{3} \cdot (1 - (m-1)^2 \cdot F_0^2)}{1 + (m-1) \cdot F_0^2} \right] \end{aligned} \quad (5)$$

$F_0$  es el número de Froude,  $y_0$  es la profundidad de flujo correspondiente al caudal de referencia  $Q_0$ ,  $X = L_y$  es la distancia longitudinal a la cual es calculada la hidrógrafa, y  $m$  es la relación entre la velocidad de onda cinemática  $c_0$  y la velocidad promedio del flujo para la condición de referencia  $u_0$ .

Los parámetros calculados en la ecuación (5) son los parámetros en tiempo continuo. Son válidos dentro de un pequeño rango alrededor del caudal de referencia  $Q_0$  y del área de flujo  $A_0$ . Para validar la aproximación en un rango más amplio se considera la no linealidad. El caudal de referencia se supone que es una función de la intensidad del caudal que entra al canal:

$$Q_0 = I_b + a \cdot [I(t) - I_b] \quad (6)$$

La estimación de los parámetros del modelo MDLC se realiza suponiendo que el canal que atraviesa el píxel es prismático y tiene sección trapezoidal, con ancho de fondo  $b$ , ancho superficial  $W$ , pendientes laterales  $z = 1$  y profundidad de flujo  $y$ . Se utiliza la ecuación de Manning para ajustar la geometría de la sección. El valor de  $W$  es estimado mediante relaciones geomorfológicas calculadas para Colombia. Las relaciones son del tipo:

$$W = K \cdot A_{CUENCA}^a \cdot Q_{MED}^b \quad (7)$$

donde  $A_{CUENCA}$  es el área de la cuenca y  $Q_{MED}$  es el caudal medio multianual (calculado con un balance, utilizando mapas digitales, entre la precipitación y la evaporación media en la cuenca, Vélez *et al*, 2000).  $K$ ,  $a$  y  $b$  son los parámetros del ajuste. Como se muestra en la Tabla 1, se seleccionaron dos conjuntos de cuencas de tal manera que el valor del coeficiente de correlación  $R$  se optimizara.

TABLA 1. Parámetros para el cálculo de  $W$

Cuenca	$K$	Área de la		$R$
		$a$	$b$	
<500 km <sup>2</sup>	0.1652	0.6572	0.3285	0.83
>500 km <sup>2</sup>	4.2942	8.15E-3	0.5461	0.91

Las demás dimensiones de la sección transversal (ancho de fondo  $b$  y profundidad  $y$ ) se ajustan de tal manera que, para el caudal medio multianual y la pendiente de fondo leída del MDT, se conserve el valor de  $W$ . En este punto se tiene definida la sección transversal, ya que el ancho  $b$  para los demás caudales de referencia será igual al calculado para el caudal medio multianual. Fijo  $b$  se ajusta la sección transversal para cada caudal de referencia  $Q_0$ . El número de Froude se calcula como:

$$F_0^2 = \frac{u_0^2}{g \cdot y_0} \quad (8)$$

donde  $g$  es el valor de la aceleración de la gravedad. El valor de  $m$  se calcula con la ecuación (9), deducida para un canal trapezoidal.

$$m = \frac{5}{3} - \frac{2}{3} \cdot \left( \frac{b \cdot y_0 + z \cdot y_0^2}{b + 2 \cdot y_0 \cdot \sqrt{1+z^2}} \right) \cdot \frac{2 \cdot \sqrt{1+z^2}}{b + 2 \cdot z \cdot y_0} \quad (9)$$

En este trabajo, el valor de  $a$  en la ecuación (6) se asumió que depende únicamente de la pendiente de fondo del canal como  $a = S_0^{0.5}$ , que considera que las corrientes más pendientes tienen un comportamiento bastante no lineal, diferente a lo que sucede en las planicies donde el tránsito puede realizarse con el modo lineal del MDLC (Camacho y Lees, 1999). El modo lineal calcula los parámetros en la ecuación (5) una sola vez, y por lo tanto sus tiempos de ejecución son menores a los del modo multilineal.

## 6. RESULTADOS

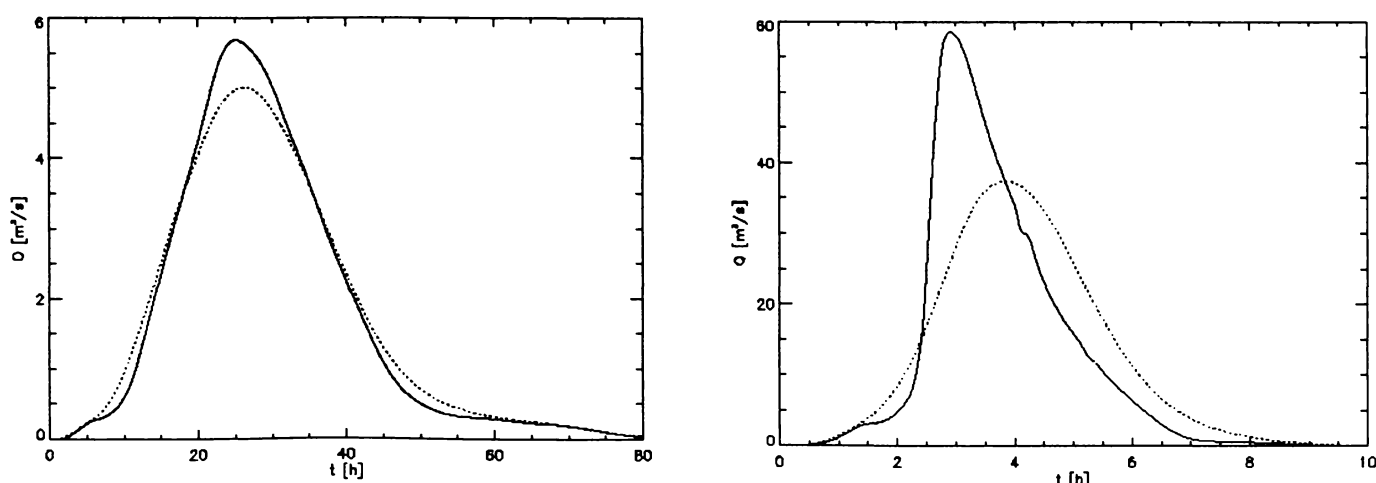
El modelo está planteado para ser aplicado en cualquier cuenca que se defina sobre el MDT y que se encuentre dentro de Colombia, gracias a la utilización de mapas digitales construidos para todo el país.

### 6.1. MDLC lineal vs MDLC multilineal

La elección del modelo de tránsito define los tiempos de ejecución. En las cuencas planas los resultados entre ambos modelos no son muy diferentes, pero para las

cuencas montañosas, donde los canales son muy pendientes, los efectos no lineales se hacen más notables. La Figura 3 muestra esta característica del modelo de tránsito, ejecutado con un pulso de precipitación de 1 mm y  $\Delta t = 150$  s, sin infiltración. Para la cuenca plana (píxel [221,498] del MDT de 120 ArcSec, pendiente

media 0.0018) los resultados de ambos son prácticamente iguales, en magnitud y tiempo al pico, mientras que para la cuenca de montaña (píxel [197,468], pendiente media 0.1380) el caudal pico aumentó y el tiempo al pico se redujo notablemente.



**FIGURA 3.** Ejecución del modelo en una cuenca plana (arriba) y en una de montaña (abajo). MDLC lineal (línea punteada). MDLC multilinear (línea continua)

## 6.2. Campos determinísticos de precipitación

Sobre el MDT de 60 ArcSec se definió la cuenca del río Pedernal (píxel [267,466]), ubicada en el departamento del Huila. El área reportada por el IDEAM es de 229 km<sup>2</sup>, y el MDT la define con 237 km<sup>2</sup>. Sobre esta cuenca se aplicaron pulsos de precipitación con 1 mm de profundidad y  $\Delta t = 150$  s ( $I = 24$  mm/h) y 0.1 mm de profundidad ( $I = 2.4$  mm/h), sin infiltración.

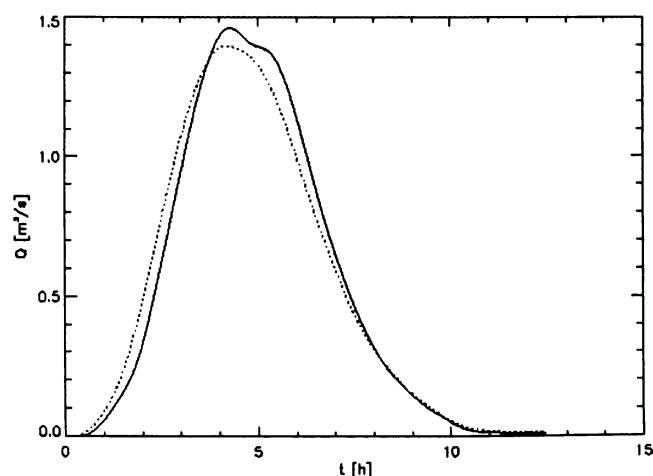
La Figura 4 muestra la ejecución con ambos modos del MDLC (lineal -punteada- y multilinear -continua). Las no linealidades son capturadas por el modelo de tránsito ya que no existe proporcionalidad 1:10 entre los caudales pico (para ningún modo del MDLC) y los tiempos al pico se han modificado: es más lenta la respuesta para la menor intensidad, tal como era de esperarse, por las bajas velocidades del flujo en las laderas y el canal.

Al aplicar escalones de precipitación con diferentes intensidades sobre una cuenca se llega a las mismas conclusiones que con las simulaciones anteriores. Sobre la cuenca del río Pedernal se aplicaron campos de lluvia tipo escalón, con intensidades de 1 y 10 mm/h, que se

transitaron con el MDLC lineal sin considerar la infiltración. En la Figura 5 están las respuestas de la cuenca. Para la intensidad de lluvia mayor el caudal se estabiliza en 9.75 h, mientras que para la baja intensidad a las 20 h aún no se ha llegado a un caudal estable. En la Figura 5 las ordenadas para la intensidad baja se encuentran en la parte derecha de la gráfica.

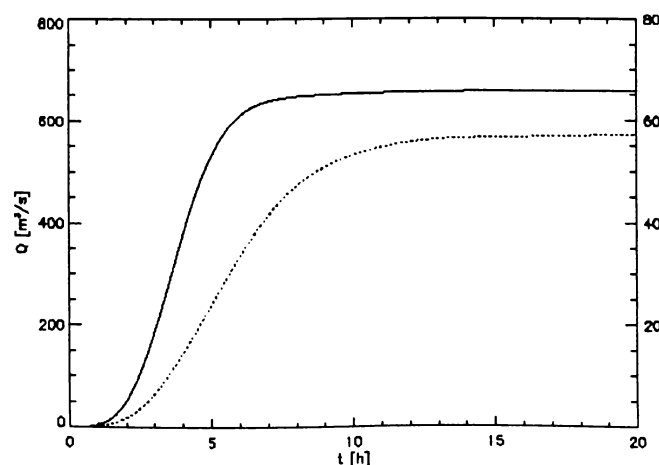
La topología de la red juega un papel fundamental en la respuesta hidrológica de la cuenca (Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979). La cuenca del río Bogotá, a la altura del Salto del Tequendama, fue definida en el MDT de 120 ArcSec. De acuerdo con Bras (1990), la función de ancho geométrica  $N(x)$  (Figura 6) mide el número de canales a una distancia  $x$  de la salida de la cuenca. La distancia  $x$  puede ser la longitud geométrica (real) o topológica (medida en términos del número de canales desde la salida de la cuenca). Sobre la cuenca del río Bogotá se aplicó un pulso de precipitación con 1 mm de profundidad y  $\Delta t = 150$  s. La respuesta de la cuenca se observa en la Figura 7. Los canales más cercanos a la salida responden más rápido, por lo que su respuesta no es efectivamente agregada y la forma de la función de ancho se refleja en la hidrógrafa para estos canales. Los canales más lejanos

agregan y atenúan sus respuestas, entonces los picos y valles en la función de ancho se confunden en la

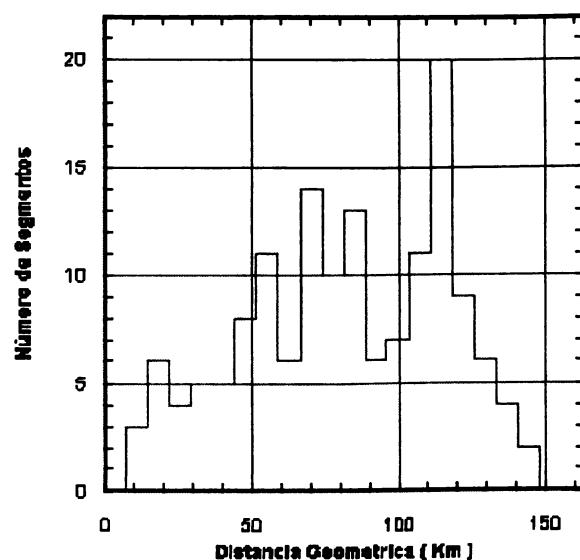


**FIGURA 4.** Hidrógrafas producidas por pulsos de precipitación en la cuenca del río Pedernal.  $I = 24 \text{ mm/h}$  (arriba).  $I = 2.4 \text{ mm/h}$  (abajo).

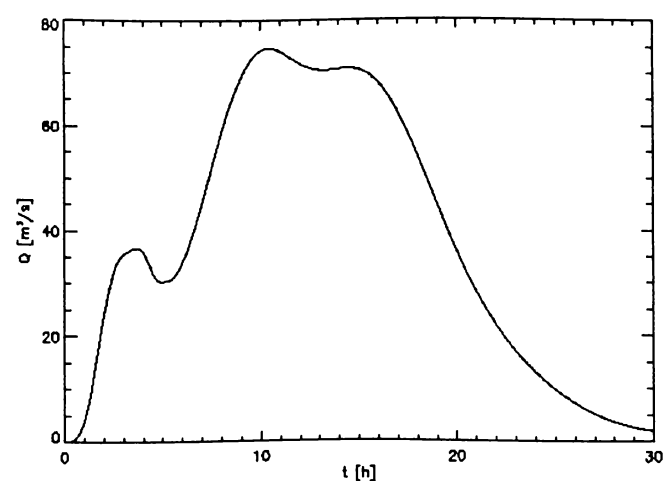
hidrógrafa en una sola campana.



**FIGURA 5.** Hidrógrafas producidas por un campo tipo escalón sobre la cuenca del río Pedernal. Intensidades de  $1 \text{ mm/h}$  (línea discontinua) y  $10 \text{ mm/h}$  (línea continua).



**FIGURA 6.** Función de ancho geométrica para la cuenca del río Bogotá



**FIGURA 7.** Hidrógrafa producida por un pulso de precipitación sobre la cuenca del río Bogotá

### 6.3. Campos reales de precipitación

Los campos de lluvia reales permiten llevar a cabo ejecuciones controladas. Es posible comparar las respuestas de la cuenca frente a cambios en los parámetros de infiltración y llevar a cabo la verificación y/o calibración del modelo.

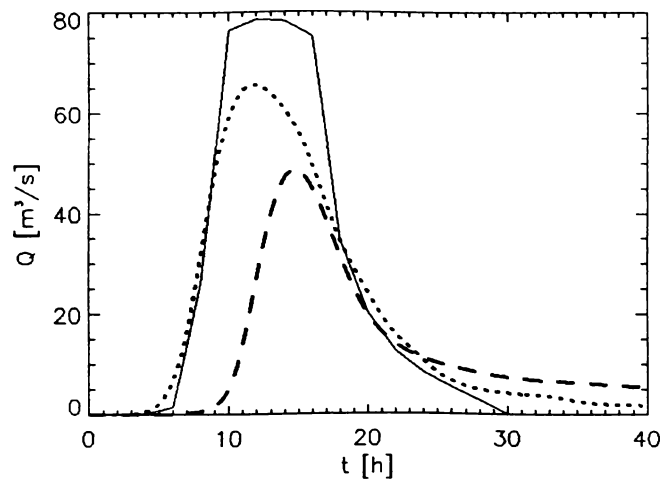
Para la verificación del modelo se utilizó la información de precipitación y registros de precipitación del trabajo de Moreno (1988). De esta base de datos se seleccionaron cuatro cuencas y dos tormentas en cada una para ejecutar el modelo con el modo lineal del MDLC, sin considerar infiltración. Las cuencas se definieron en los MDT de 60 y 120 ArcSec.



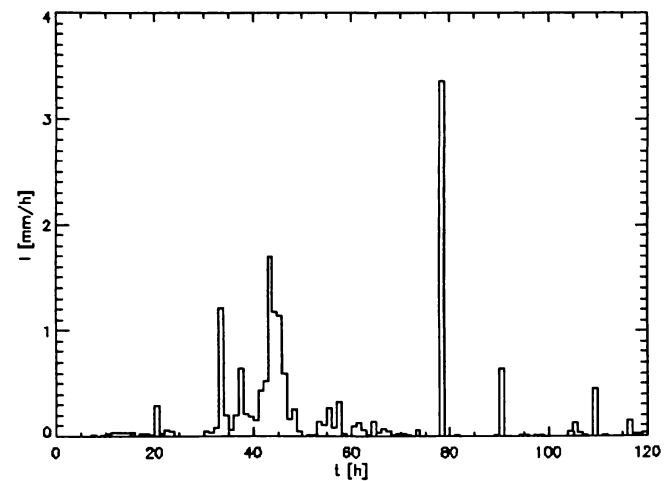
Un ejemplo de la verificación del modelo se observa en la Figura 8. El evento registrado es en la cuenca del río Guarapas, el 02/05/1979. El modelo calcula caudales y tiempos al pico que están dentro de los órdenes de magnitud de los registrados a pesar de no estar calibrado. La calibración del modelo puede llevarse a cabo modificando la Ecuación 7 para calcular el ancho superficial o modificando los valores de la rugosidad.

Los efectos de la infiltración pueden observarse al realizar modelaciones con campos de lluvia reales. Se definió la cuenca del río Bogotá hasta su desembocadura en el río Magdalena sobre el MDT de 120 ArcSec (píxel [155,278]), donde tiene un área de 5763 km<sup>2</sup>. El

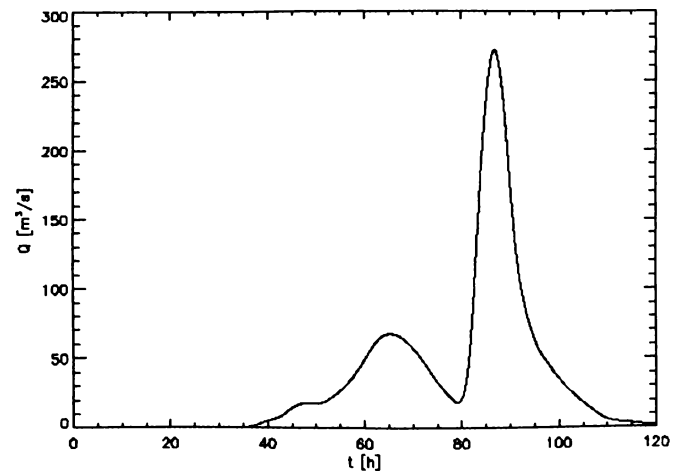
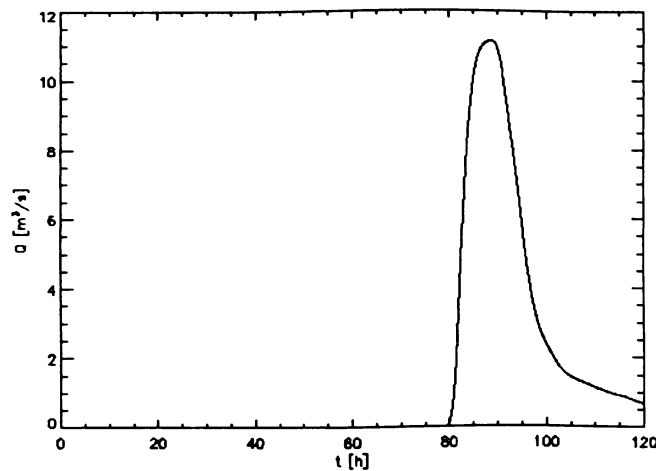
hietograma del evento utilizado (registrado en 18/11/1996) se observa en la Figura 9, el cual es calculado como la intensidad promedio sobre la cuenca. Tiene una duración de 5 horas y la lámina promedio sobre la cuenca fue de 16.5 mm. Las simulaciones se llevaron a cabo utilizando el modo lineal del MDLC. Se fijó el valor de la infiltración inicial  $F_0 = 0$ . Se modificó el valor de la saturación efectiva:  $S_e = 0$ ,  $S_e = 0.5$  y  $S_e = 1$ . Los resultados están en la Figura 10 para los dos últimos casos, ya que para  $S_e = 0$  no hubo escorrentía directa. Para  $S_e = 0.5$  el caudal pico fue de 11.1 m<sup>3</sup>/s y se presentó en  $t = 88.6$  h. Para  $S_e = 1$  el caudal pico estimado fue de 271.4 m<sup>3</sup>/s y se presentó en  $t = 86.8$  h.



**FIGURA 8.** Verificación. Hidrógrafa real (continua) y calculadas (punteada MDT 120 ArcSec y discontinua MDT de 60 ArcSec).



**FIGURA 9.** Hietograma de precipitación sobre la cuenca del río Bogotá



**FIGURA 10.** Hidrógrafas de escorrentía directa considerando la infiltración.  $F_0 = 0$ .  $S_e = 0.5$  (izquierda) y  $S_e = 1$  (derecha).

## 7. CONCLUSIONES

Se ha construido un modelo para estimar la respuesta de las cuencas a los impulsos de precipitación de manera distribuida, combinando diversos modelos hidrológicos. El tratamiento de la cuenca como un conjunto de píxeles rectangulares permite la caracterización en cada uno de ellos de los diferentes procesos hidrológicos necesarios para llevar a cabo el tránsito.

Los valores de los parámetros de los modelos hidrológicos se han estimado utilizando los mapas digitales en formato ráster correspondientes.

El procesamiento del MDT permite un acercamiento satisfactorio a la estructura y topología de la red de drenaje, especialmente para los MDT de 60 y 120 ArcSec de resolución. El mapa de direcciones asociado al MDT indica las relaciones de conectividad entre los píxeles que conforman la cuenca, fundamental para la estimación de parámetros basados en la geomorfología. Los mapas de áreas acumuladas y de pendientes, también asociados con el MDT, permiten estimar las características geométricas del canal que, se supone, atraviesa cada píxel.

El modelo de infiltración permite llevar a cabo simulaciones teniendo en cuenta un proceso hidrológico que no es trivial. Esta característica quedó demostrada al comparar la respuesta de una cuenca considerando diferentes condiciones iniciales de infiltración. El modelo de infiltración tiene en cuenta el efecto que la evaporación tiene al recuperar la capacidad de infiltración potencial; este efecto no es despreciable para largos periodos de no lluvia.

El modelo aún no incorpora un modelo que considere el agua que se infiltra en el suelo y va a alimentar el acuífero. El agua que se infiltra en el suelo se pierde y no vuelve a entrar al sistema. La incorporación de un modelo de exfiltración desde el acuífero permitiría llevar a cabo simulaciones para estimar las hidrógrafas en épocas secas o eventos de precipitación moderados donde la mayor parte de la escorrentía provenga del agua almacenada en el subsuelo de la cuenca.

Se tiene en cuenta la escorrentía en las laderas a través de un modelo sencillo para calcular las velocidades del flujo. En este modelo la precipitación efectiva se lleva a los canales donde es transitada con el modelo MDLC.

El modelo MDLC estima los parámetros a partir de las características geométricas del canal, las cuales son calculadas con ayuda de la geomorfología. El modelo, al calcular los parámetros para el canal en cada píxel, es distribuido espacialmente. Además, el modo multilíneal del modelo recalcula sus parámetros en el tiempo.

En las cuencas planas las simulaciones con el modo lineal y multilíneal del MDLC arrojan resultados muy similares. En las cuencas montañosas los efectos no lineales se hacen más evidentes y los resultados con el modo multilíneal (que es el recomendado en estos casos) muestran caudales más altos y tiempos al pico más cortos que los obtenidos con el modo lineal.

La ejecución del modelo utilizando pulsos de precipitación permite relacionar la respuesta de la cuenca con sus características geomorfológicas. El vínculo más característico está en la topología de la red, resumida en la función de ancho. Los efectos de la pendiente también son muy fuertes, al disminuir el tiempo de evacuación de la masa de la hidrógrafa.

Luego de calibrar el modelo para una cuenca dada, se puede utilizar en alarma de crecientes. Los campos de precipitación se construirían con base en los datos que a intervalos regulares de tiempo darían las estaciones de precipitación de la cuenca, y el modelo se ejecutaría constantemente prediciendo los caudales en un sitio dado. Entre los primeros pasos que deben realizarse en la calibración del modelo es la definición de la cuenca en algún MDT. Mayor resolución no significa mejor información, y dadas las suposiciones del modelo (un canal que atraviesa cada píxel), en las cuencas más secas debería ser más adecuado utilizar MDT de resolución gruesa, mientras que en las cuencas más lluviosas un MDT más fino simularía mejor la alta densidad de drenaje. En cualquier caso debe verificarse que las pendientes y áreas aferentes en los canales del MDT sean muy acercadas a los valores observados en las corrientes reales.

## 8. REFERENCIAS

- Agudelo, P. A., Arias, P. A. y Salazar, L. F. 2001. Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes tropicales de Colombia. Región centro. Trabajo Dirigido de Grado. Ingeniería Civil. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

- Álvarez, J. F. y Toro, V. G. 2001. Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes tropicales de Colombia. Región norte. Trabajo Dirigido de Grado. Ingeniería Civil. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- Bras, R. L. 1990. Hydrology. An Introduction to the Hydrologyc Science. Massachusetts Institute of Technology.
- Camacho, L. A. y Lees, M. J. 1999. Multilinear discrete lag cascade model for channel routing. Journal of Hydrology. No. 226. pp. 30-47.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. y Mays, L. W., 1993. Hidrología aplicada. Mc Graw-Hill.
- HIDROSIG JAVA. 2000. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Unidad de Planeación Minero - Energética.
- Islam, S., Bras, R. y Rodríguez-Iturbe, I. 1988. Multidimensional modeling of cumulative rainfall: Parameter estimation and model adequacy through a continuum scales. Water Resources Research. No.24. pp. 985-992.
- Moreno, O. 1988. Hidrograma unitario sintético: Caso colombiano. Trabajo Dirigido de Grado. Ingeniería Civil. Universidad de Los Andes. Bogotá D. C.
- Poveda, G, Mesa, O. J., Agudelo, P., Álvarez, J. F., Arias, P. A., Moreno, H. A., Salazar, L. F., Toro, V. G. y Vieira, S. C. 2002. Diagnóstico del ciclo diurno de precipitación en los Andes colombianos. Artículo presentado en el XV Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología. Medellín.
- Ramírez, J. M. y Vélez, J. I. 2002. Estrategias para la extracción automática de direcciones de drenaje a partir de modelos digitales de terreno. Artículo presentado en el XV Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología. Medellín.
- Rodríguez-Iturbe, I. y Valdés, J. B. 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. Water Resources Research. No.15. pp. 1409-1420.
- Valdés, J. B., Rodríguez-Iturbe, I. y Gupta, V. K. 1985. Approximations of temporal rainfall from a multi-dimensional model. Water Resources Research. No. 21. pp. 1259-1270.
- Vargas, R. y Díaz-Granados, M. 1999. Curvas sintéticas regionalizadas de intensidad – duración – frecuencia. Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental. Universidad de los Andes.
- Vélez, J. I. 2000. La modelación hidrológica distribuida. Documento del curso “El Riesgo Hidrogeológico y la Protección Hidráulica de los Territorios Fuertemente Antropizados”. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín.
- Vélez, J. I., Poveda, G y, Mesa, O. 2000. Balances hidrológicos de Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- Vieira, S. C. y Moreno, H. A. 2001. Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes tropicales de Colombia. Región sur. Trabajo Dirigido de Grado. Ingeniería Civil. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

