LA ESTRUCTURA GEOMORFOLOGICA DE LA RESPUESTA HIDROLOGICA DE UNA CUENCA

Ignacio Rodríguez Iturbe
Juan B. Valdés
Gustavo Devoto
Yolanda Fiallo

Informe Técnico Nº 80 — 1
Junio 1980

UNIVERSIDAD SIMON BOLIVAR
Decanato Estudios de Postgrado
Postgrado en Planificación e Ingeniería
de Recursos Hídricos

A. SALCEDO

UNIVERSIDAD SIMON BOLIVAR

La Universidad Simón Bolívar tiene su sede principal en el Valle de Sartenejas, Municipio Baruta, zona metropolitana de la Ciudad de Caracas; es una Universidad Nacional Experimental creada por el Decreto Presidencial Nº 878 del 18 de Julio de 1967. La Universidad posee autonomía académica y administrativa. El carácter de institución experimental determina el dinamismo de su estructura y funcionamiento, esencialmente diferentes al de los esquemas organizativos tradicionales que han servido de base a las universidades venezolanas. Los programas y los planes de trabajo de la Universidad Simón Bolívar están sometidos a un proceso de evaluación contínua que permite su constante revisión y perfeccionamiento.

La Universidad imparte enseñanza y otorga títulos a tres niveles distintos: carreras tecnológicas, carreras profesionales y cursos de postgrado. Las carreras profesionales se ofrecen en Sartenejas; los programas correspondientes los dirigen el Decanato de Estudios Generales y el Decanato de Estudios Profesionales; algunas de estas carreras se pueden cursar por el sistema de estudios libres, los cuales están bajo la dirección del Decanato de Estudios Libres. El Ciclo de Estudios de Postgrado comprende estudios de especialización, maestría y doctorado y está dirigido por el Decanato de Estudios de Postgrado.

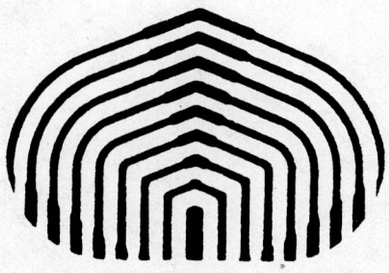
La Universidad también ofrece Cursos de Extensión y Cursos de Educación Contínua, los cuales están dirigidos a la comunidad y a los sectores profesionales, respectivamente; estos cursos se ofrecen a través de la Dirección de Extensión Universitaria.

A. SALCEDO

LA ESTRUCTURA GEOMORFOLOGICA DE LA RESPUESTA HIDROLOGICA DE UNA CUENCA

Ignacio Rodríguez Iturbe
Juan B. Valdés
Gustavo Devoto
Yolanda Fiallo

Informe Técnico Nº 80 — 1
Junio 1980



UNIVERSIDAD SIMON BOLIVAR
Decanato Estudios de Postgrado
Postgrado en Planificación e Ingeniería
de Recursos Hídricos

A SALCEDO

R E S U M E N

En este informe se trata de unificar la respuesta hidrológica de una cuenca al escurrimiento con las características geomorfológicas de la misma. Para ello se deriva el hidrograma unitario instantánero geomorfológico (HUIG) como una función de los números de Horton: R_A, R_B y R_L y un parámetro de escala, L_Ω y un parámetro dinámico: la velocidad v. El HUIG así derivado es variante en el tiempo, tanto durante una tormenta como para diferentes tormentas. Esta variabilidad es tomada en cuenta por el parámetro v. El HUIG fue verificado en experimentos controlados en cuencas de Venezuela y Puerto Rico con resultados muy satisfactorios. También se llevaron a cabo experimentos para verificar la importancia que errores a priori en la estimación de v tienen en la evaluación del pico y tiempo al pico del hidrograma de salida. Este informe también presenta un primer análisis al problema de la similaridad hidrológica.

A G R A D E C I M I E N T O S

Esta investigación se llevó a cabo en el Postgrado de Planificación e Ingeniería de Recursos Hídricos de la Universidad Simón Bolívar con el apoyo financiero del CONICIT, Proyecto S1-0759. La edición de este informe fue realizada mediante el apoyo financiero del CONICIT, División de Proyectos Institucionales. Ambas colaboraciones se agradecen profundamente.

I N D I C E G E N E R A L

	Página
RESUMEN	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
PRIMERA PARTE: El Modelo Teórico	1
1.1 Introducción	2
1.2 Descripción de la trayectoria de una gota de lluvia efectiva	6
1.3 El modelo formal	11
1.4 HUI para una cuenca de tercer orden	16
1.5 Tiempo de permanencia y el mecanismo de formación del escurrimiento	28
1.6 El HUI geomorfológico	45
1.7 El caudal pico y el tiempo al pico del HUI: una síntesis geomorfológica	49
SEGUNDA PARTE: Verificación de la Teoría	57
2.1 Descripción de las cuencas	58
2.2 Cuenca del Río Mamón (Venezuela)	58
2.3 Cuenca del Río Indio (Puerto Rico)	61
2.4 Análisis geomorfológico de las cuencas	61
2.5 Descripción de los experimentos	65
2.6 Derivación del HUI por medio de un modelo de lluvia-escorrentía	66

TERCERA PARTE: Estimación del tiempo al pico y el pico de una tormenta por medio del HUI geomorfológico 88

3.1 Estimación del tiempo al pico y el pico de una tormenta por medio del HUI geomorfológico 89

3.2 Características de la velocidad del caudal 89

3.3 Características de la tormenta y de la red de drenaje: sus pesos relativos 99

3.4 Similitud Hidrológica 103

COMENTARIOS FINALES 122

REFERENCIAS 124

LISTA DE TABLAS Y FIGURAS 126

ANEXO 1: Descripción del modelo de lluvia-escorrentía.... 133

ANEXO 2: Datos de entrada de cada segmento de la cuenca del Río Mamón (Venezuela para su utilización en el modelo de lluvia-escorrentía 139

Datos de entrada de cada segmento de la cuenca del Río Indio (Puerto Rico) para su utilización en el modelo de lluvia-escorrentía 150

P R I M E R A P A R T E :

E L M O D E L O T E O R I C O

INTRODUCCION

El análisis cuantitativo de redes de drenaje ha experimentado avances dramáticos desde los años 60 principalmente después del clásico trabajo de Shreve (1966) el cual abrió el camino para una fundamentación teórica de las conocidas relaciones empíricas de Horton y presentó nuevas perspectivas para otros problemas de geomorfología fluvial. Aunque estos avances son de gran importancia para los hidrólogos existe sin embargo un vacio en la relación del análisis geomorfológico cuantitativo con la variable hidrológica más importante: la respuesta, la escorrentía, de una cuenca, cuando ésta es sometida al efecto de una lluvia.

Este trabajo intenta llenar el vacío anterior con la convicción de que la búsqueda de un acoplamiento teórico entre la geomorfología cuantitativa y la hidrología es un área que proveerá algunos de los desarrollos más básicos y excitantes del campo en un futuro cercano.

La Figura 1 muestra una cuenca hipotética con el ordenamiento de Strahler: (1) corrientes o canales que se originan en una fuente se definen como de orden uno; (2) cuando se unen dos corrientes de orden ω se forma una corriente de orden $\omega+1$; (3) cuando se unen dos corrientes de orden diferente, la corriente aguas abajo tiene el orden más alto de los 2 que la formaron. La expresión cuantitativa de las leyes de Horton es:

$$\frac{N_\omega}{N_{\omega+1}} = R_B, \text{ Ley de números de corrientes}$$

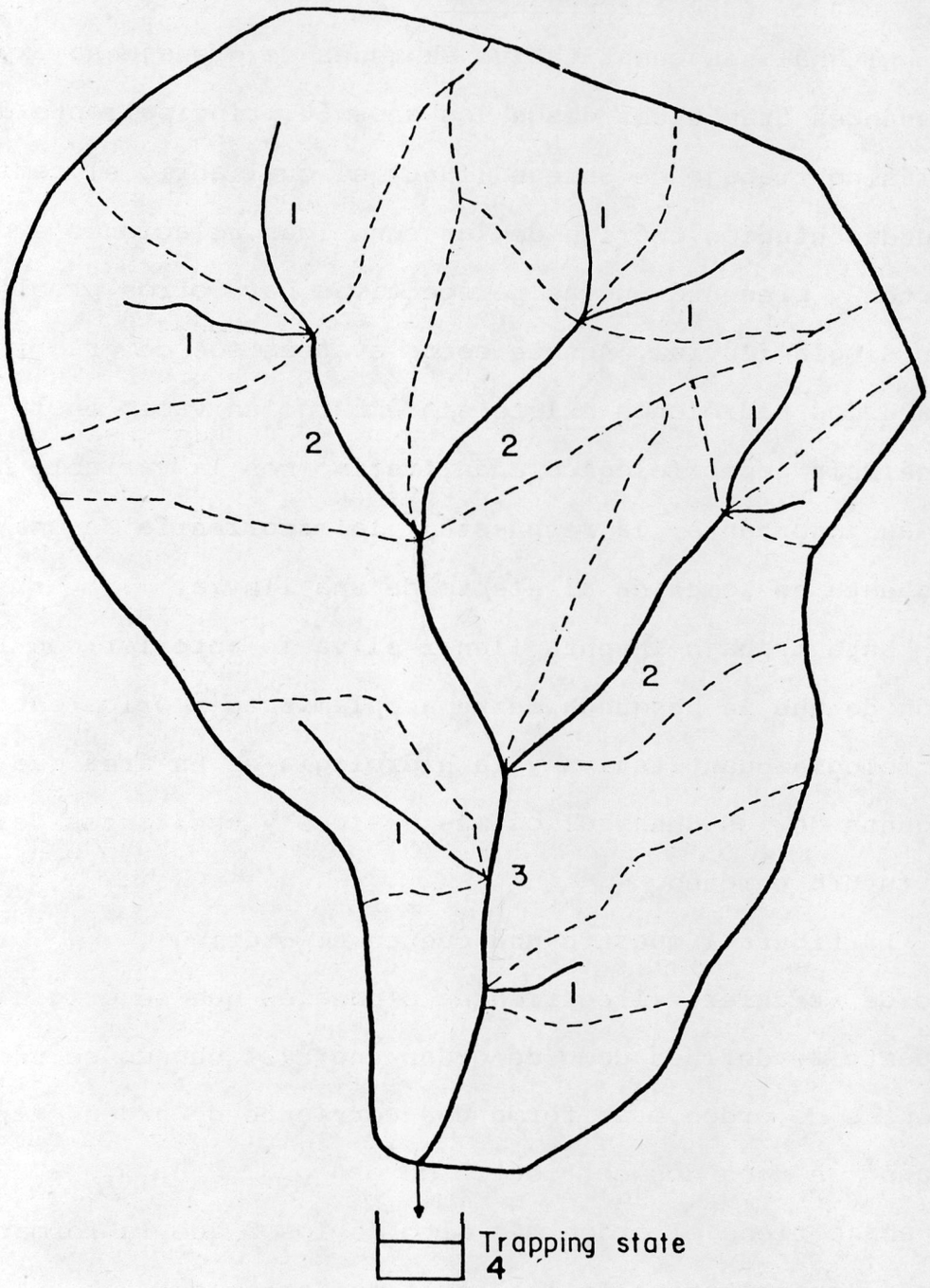


FIGURA 1. Cuenca de tercer orden con el sistema de ordenamiento de Strahler y su estado de atrape.

$$\frac{\bar{L}_\omega}{\bar{L}_{\omega-1}} = R_L, \text{ Ley de longitudes de corrientes}$$

$$\frac{\bar{A}_\omega}{\bar{A}_{\omega-1}} = R_A, \text{ Ley de áreas de corrientes (Schumm, 1956)}$$

donde N_ω es el número de corrientes de orden ω, $\bar{L}_\omega$ es la longitud promedio de las corrientes de orden ω y $\bar{A}_\omega$ es el área promedio de las subcuencas de orden ω. R_B, R_L y R_A representan el coeficiente de bifurcación, el coeficiente de longitudes y el coeficiente de áreas cuyos valores en la naturaleza están normalmente entre 3 y 5 para R_B, entre 1.5 y 3.5 para R_L y entre 3 y 6 para R_A.

Una descripción detallada de redes de drenaje naturales la cual presenta una síntesis sobresaliente de los aspectos geomorfológicos es la de Smart (1972) y a ella nos referimos para un estudio en profundidad de muchas de las implicaciones de las mencionadas leyes de Horton.

Una pregunta básica a plantearnos es la siguiente: dado que existe un ordenamiento de los elementos geomorfológicos de una cuenca, dado que el sistema geomorfológico en sus múltiples formas y apariencias naturales está bien descrito por leyes generales (Shreve, 1966, 1967), ¿existe alguna manera de relacionar ese ordenamiento con las características de la respuesta hidrológica? Las implicaciones de la pregunta anterior son múltiples: básicamente se tendría una comprensión del papel de las propiedades geomorfológicas en la hidrología de cuencas en vez de muchas

y no muy iluminadoras regresiones que se siguen usando en este campo. La pregunta anterior también tiene la llave para el análisis de crecientes en zonas de información insuficiente o inexistente y para la transposición de eventos lluvia-escorrentía de una cuenca a otra.

A todo hidrólogo le es familiar la fantástica variedad de formas y estructuras que la red de drenaje de una cuenca pueda poseer, también le son familiares las múltiples maneras con que la naturaleza puede responder a la excitación de una cuenca por la precipitación. Sabemos ahora que las formas y estructuras de la red de drenaje provienen en su infinita variedad de unos temas básicos -las leyes geomorfológicas-, que la naturaleza toca para interpretar las estructuras que encontramos en cuencas naturales. Nos parece que debieran existir también algunos temas [illegible] la estructura de la respuesta hidrológica de una cuenca. Estos temas deberán estar relacionados con la naturaleza de la estructura geomorfológica y deben contener la llave a la gran síntesis que ha sido el sueño de los hidrólogos. Muchos investigadores han declarado que es imposible lograr la síntesis anterior, nosotros no compartimos dicha visión y aún más importante es el punto que sólo la búsqueda de esa llave, o al menos por parte de ella, llevará a nuevas y excitantes perspectivas en hidrología que nos involucrarán no sólo en la pregunta "¿Qué?" pero aún más importante es la pregunta "¿Por qué?" de la cual, quizás, nos hemos estado alejando durante los últimos años debído a presionantes problemas operacionales.

La búsqueda de un enlace entre las leyes geomorfológicas y la respuesta hidrológica necesita la adopción de una medida o función característica de la estructura de la respuesta hidrológica de una cuenca. La función usada en este trabajo es el Hidrograma Unitario Instantáneo (HUI) el cual se define como la función de respuesta de la cuenca a un impulso unitario.

DESCRIPCION DE LA TRAYECTORIA DE UNA GOTA DE LLUVIA EFECTIVA

Consideremos una cuenca como la de la Figura [illegible] de o recipiente a la salida de la cuenca. Nos interesa en este momento la rapidez con que se llena el balde cuando una precipitación de ciertas características espaciales y temporales se sobrepone a la cuenca. Para simplificar el análisis en este momento y para poder generalizar los resultados, supondremos que la precipitación está constituida por una unidad de lluvia efectiva uniformemente distribuida sobre la cuenca e instantáneamente impuesta sobre ella. El recipiente a la salida empezará en cero y alcanzará un volumen final igual al de la lluvia efectiva sobre la cuenca. Si graficamos el volumen anterior a través del tiempo, la curva que obtenemos es la respuesta acumulada de la cuenca, o lo que es lo mismo, la curva da el volumen total como resultado de salida para un tiempo t,

$$\text{Volumen } (t) = \int_0^t q(t)\, dt = V(t) \qquad (1)$$

la derivada de esta curva da el hidrograma de descargas q(t) que

resultan de la precipitación impuesta. Este hidrograma es el Hidrograma Unitario Instantáneo (HUI). Una manera diferente de enfocar la situación anterior es buscar la probabilidad que una gota de lluvia escogida al azar haya alcanzado el balde en el momento t. Una función que describa esta probabilidad será del tipo mostrada en la Figura 2, comenzando en cero en el origen y alcanzando el valor de 1 cuando el tiempo tiende a infinito. Las ordenadas de la Figura 2 pueden interpretarse como el porcentaje de gotas que han alcanzado la salida de la cuenca para el momento t y es así equivalente a V(t) en la ecuación (1). La derivada de la curva de la Figura 2 representa el HUI de la cuenca.

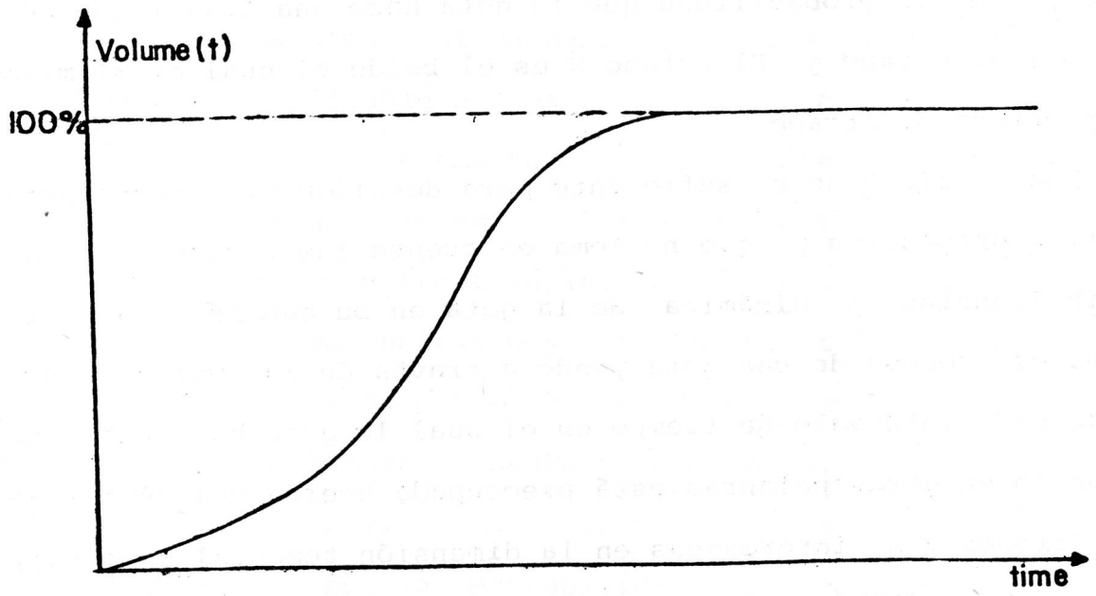
La derivación de la probabilidad que una gota de lluvia escogida al azar haya alcanzado la salida para el momento t se enfocará definiendo primero algunos términos.

Estado: orden de la corriente en donde se encuentra la gota en el momento t. Cuando la gota se encuentra todavía en la fase de flujo sobre el terreno, el estado es el orden de la corriente a la cual drena el terreno.

Transición: Cambio de Estado.

N = Número de Estados: $\Omega+1$, donde Ω es el orden de la cuenca y el estado extra es el estado de salida o balde.

La descripción probabilística de la red de drenaje está hecha a través de la matriz de transición de probabilidades:



$$\text{Volume}(t) = \int_0^t q(t)\,dt \; ; \quad \frac{dV(t)}{dt} = IUH(t)$$

FIGURA 2. Volumen de lluvia efectiva acumulada en el estado de atrape como función del tiempo, resultante de una entrada unitaria de precipitación.

$$\underline{P} = \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} & \cdots & p_{1N} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} & & p_{2N} \\ \vdots & & & & \\ p_{N1} & p_{N2} & p_{N3} & \cdots & p_{NN} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & p_{12} & p_{13} & \cdots & p_{1\Omega} & 0 \\ 0 & 0 & p_{23} & \cdots & p_{2\Omega} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & p_{3\Omega} & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 \end{bmatrix} \qquad (2)$$

donde p_{ij} es la probabilidad que la gota hace una transición del estado i al estado j. El estado N es el balde el cual en sí mismo es un estado de atrape.

La matriz $\underline{P}$ no es suficiente para describir la cuenca para nuestros propósitos porque no toma en cuenta las características que influencian la dinámica de la gota en su camino a la salida. Si el proceso de una gota yendo a través de la cuenca donde uno en cada intervalo de tiempo en el cual la gota hace una transición (o en otras palabras está preocupada acerca del número de transiciones y no interesadas en la dimensión temporal como tal) entonces $\underline{P}$ será suficiente para describir la situación. Más aún, si la hipótesis previa fuera razonable (que no lo es) y si asumiéramos que la transición de un estado al próximo solamente depende en el estado donde la gota está en este momento (hipótesis Markoviana, la cual es razonable), entonces nuestro problema sería reducido a encontrar la matriz de probabilidades $\underline{\Theta}(n)$

$$\underline{\Theta}(n) = \underline{\Theta}(0) \cdot \underline{\Phi}(n) = \underline{\Omega}(0) \cdot P^n \qquad (3)$$

donde $\underline{\Theta}(n)$ es un vector cuyos elementos $\Theta_i(n)$, dan la probabili-

lidad que el proceso (gota) se encuentre en el estado i en la etapa n. $\underline{\Phi}(n)$ es la matriz de probabilidad de transición cuyos elementos $\psi_{ij}(n)$ dan la probabilidad que el proceso va ya del estado i al estado j después de n transiciones. $\underline{\theta}(0)$ es la matriz de probabilidades iniciales (un vector) cuyos elementos $\theta_i(0)$ dan la probabilidad que el proceso se inicie en el estado i, o en otras palabras que la gota empieza su viaje en un cauce de orden i.

Desafortunadamente el esquema simple que se describió anteriormente no es aplicable a nuestro problema porque el tiempo entre transiciones es el elemento clave del proceso en vez del número de etapas -o transiciones- a llegar a un cierto estado. En una cuenca el tiempo entre transiciones puede ser varios de los intervalos del tiempo unitario y más aún este tiempo depende de la ubicación de la gota porque cauces diferentes en la misma cuenca tienen características dinámicas diferentes. Creemos que de este proceso semi-Markoviano donde la permanencia de estados sucesivos está gobernada por las probabilidades de transición de un proceso de Markov, pero cuya permanencia en cualquier estado está descipta por una variable que depende del estado ocupado en la actualidad y en el estado en el cual se hará la transición. Puesto que en las transiciones el proceso semi-Markoviano se comporta como un proceso de Markov, se llama a este proceso un proceso Markov estructurado.Sin embargo, en los instantes en los cuales ocurren las transiciones se gobiernan por mecanismos de probabilidad diferentes. (Howard, 1971)

EL MODELO FORMAL.

El orden de las corrientes visitadas por las gotas en sucesivas transiciones o estados, está todavía gobernado por las probabilidades de transición p_{ij} del proceso markoviano estructurado. Sin embargo, el tiempo τ_{ij} que la gota permanecerá en el estado i antes de realizar la transición al estado j, es una variable aleatoria que puede tomar cualquier valor positivo con una función de densidad de probabilidades $h_{ij}(\tau)$.

Definiremos ahora un tiempo incondicional de espera en el estado i, τ_i, como el tiempo de permanencia de la gota en el estado i cuando se ignora cuál será su próximo estado. τ_i es una variable aleatoria definida por la función de densidad de los tiempos de espera.

$$w_i(\tau) = \sum_{j=1}^{N} p_{ij} \; h_{ij}(\tau) \qquad (4)$$

Siguiendo a Howard (1971), definiremos:

$\underline{H}(\cdot)$ = matriz que contiene las funciones de densidad de los tiempos de espera (N x N)

$\underline{W}(\cdot)$ = matriz diagonal de (N x N) cuyo i-ésimo elemento sobre la diagonal es la función de densidad de los tiempos de espera $w_i(\cdot)$.

$>W(\cdot)$ = matriz diagonal de (N x N) cuyo i-ésimo elemento sobre la diagonal es el complemento de la distribución acumulada:

$$>\underline{w}_i(t) = \sum_{j=1}^{N} p_{ij} \cdot \text{Prob}\left[\tau_{ij} > t\right]$$

En este modelo general de un proceso semi-markoviano continuo, las probabilidades internas de transición están dadas por Howard (1971):

$$\psi_{ij}(t) = \delta_{ij} \cdot >w_i(t) + \sum_{k=1}^{N} p_{ik} \int_0^t d\tau \cdot h_{ik}(\tau) \; \psi_{kj}(t-\tau) \qquad (5)$$

$i = 1,2,\ldots N$

$j = 1,2,\ldots N$

donde $\psi_{ij}(t)$ representa la probabilidad de que la gota vaya

del estado i al estado j en el intervalo t, mientras que δ_{ij} es

$$\delta_{ij} = 1 \qquad \text{si } i = j$$

$$\delta_{ij} = 0 \qquad \text{si } i \neq j$$

Empleando notación matricial

$$\underline{\Phi}(t) = >W(t) + \int_0^t d\tau \quad (P \square H(\tau)\ \Phi\ (t-\tau)) \qquad (6)$$

donde $\underline{P} \square \underline{H}(\tau)$ quiere significar la multiplicación de los elementos correspondientes.

La Ecuación (6) no nos conducirá muy lejos pues es de bastante difícil solución siendo además imposible generalizar sus resultados. No obstante, podemos hacer dos suposiciones que simplificarán las cosas considerablemente:

1) Los tiempos de permanencia τ_{ij} son independientes del estado de destino,

$$h_{ij}(\tau) = w_i(\tau)$$

$$\underline{P} \square \underline{H}(\tau) = \underline{W}(\tau) \cdot (P)$$

2) El tiempo entre eventos puede describirse por una función de densidad exponencial. De este modo podremos asumir que el tiempo de residencia de una gota en una corriente de orden i está dado por

$$w_i(\tau) = \lambda_i e^{-\lambda_i \tau}$$

$$>w_i(\tau) = e^{-\lambda_i \tau}$$

con una función exponencial diferente para cada orden de corriente.

La matriz de tiempos de residencia promedio es $\underline{\Lambda}^{-1}$, donde

$$\underline{\Lambda} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & 0.....0 \\ 0 & \lambda_2 & 0.....0 \\ 0 & 0 & \lambda_3.....0 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & .....0 \end{bmatrix}$$

Definimos ahora la matriz de tasa de transiciones:

$$\underline{A} = \underline{\Lambda} \ (\underline{P} - \underline{I})$$

$$\underline{A} = \begin{bmatrix} -\lambda_1 & \sum_{j>1} p_{ij} & \lambda_1 p_{12} & \lambda_1 p_{13}.....0 \\ 0 & \lambda_2 & \sum_{j>2} p_{2j} & \lambda_2 p_{23}.....0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & .....0 \end{bmatrix}$$

La matriz de probabilidades de intervalos de transición es:

$$\underline{\Phi}(t) = e^{\underline{A}t} \tag{7}$$

donde $e^{\underline{A}t}$ está definido como $\underline{I} + \underline{A}t + \frac{\underline{A}^2 t^2}{2!} + \ldots$

Nuestro objetivo final es la matriz de probabilidades de estado $\underline{\Theta}(t)$ cuyos elementos $\theta_i(t)$ dan la probabilidad de que la gota ocupe el estado i en el instante t.

$$\underline{\Theta}(t) = \underline{\Theta}(0) \cdot \underline{\Phi}(t) \tag{8}$$

$\underline{\Theta}(0)$ representa el vector fila de probabilidades de estado inicial, el que tiene idéntica interpretación a la que le diéramos en la Ecuación (3). $\underline{\Theta}(0)$ depende de la característica espacial de la precipitación, pero bajo nuestro supuesto de precipitación uniformemente distribuida es de muy fácil cálculo.

En realidad, estamos interesados solamente en el último término del vector fila $\underline{\Theta}(t)$ que nos da la probabilidad de que nuestra gota se encuentre en el recipiente a la salida de la cuenca en el instante t tal cual lo hemos dibujado en la Figura 2, Howard (1971), demuestra que la transformada exponencial de la Ecuación (7) resulta:

$$\underline{\Phi}^e(t) = \left[s\underline{I} - \underline{A} \right]^{-1} \tag{9}$$

De este modo con el objeto de encontrar $\underline{\Phi}(t)$ sólo necesitamos resolver la Ecuación (9) y hacer entonces una inmediata

inversión de la transformada.

Mostraremos este paso con detalle para el caso de una cuenca de tercer orden.

HUI PARA UNA CUENCA DE TERCER ORDEN

En este caso N=4 y tendremos entonces:

$$[s\ \underline{I}-\underline{A}] = \begin{bmatrix} s+\lambda_1 & -\lambda_1 p_{12} & -\lambda_1 p_{13} & 0 \\ 0 & s+\lambda_2 & -\lambda_2 & 0 \\ 0 & 0 & s+\lambda_3 & -\lambda_3 \\ 0 & 0 & 0 & s \end{bmatrix} \quad (10)$$

donde se ha tenido en cuenta que:

$$p_{14} = p_{24} = 0 \ ; \quad p_{23} = p_{34} = 1$$

Calculemos a continuación la matriz inversa: $[s\ \underline{I}-\underline{A}]^{-1}$:

$$\left[s\,\underline{I} - \underline{A} \right]^{-1} = \frac{1}{s(s+\lambda_1)(s+\lambda_2)(s+\lambda_3)}$$

$$\begin{bmatrix} s(s+\lambda_2)(s+\lambda_3) & s\lambda_1 p_{12}(s+\lambda_3) & s\lambda_1\lambda_1 p_{12}+s\lambda_1\ _{13}(s+\lambda_2) & \lambda_1\lambda_2\lambda_3 p_{12}+\lambda_1\lambda_3 p_{13}(s+\lambda_2) \\ 0 & s(s+\lambda_1)(s+\lambda_3) & s\lambda_2(s+\lambda_1) & \lambda_2\lambda_3(s+\lambda_1) \\ 0 & 0 & s(s+\lambda_1)(s+\lambda_2) & \lambda_3(s+\lambda_1)(s+\lambda_2) \\ 0 & 0 & 0 & (s+\lambda_1)(s+\lambda_2)(s+\lambda_3) \end{bmatrix}$$

y escribiéndola en forma de una expansión en fracciones parciales:

$$[s\ \underline{I}-\underline{A}]^{-1} = \frac{1}{S}[a_{ij}] + \frac{1}{s+\lambda_1}[b_{ij}] +$$

$$\frac{1}{s+\lambda_2}[c_{ij}] + \frac{1}{s+\lambda_3}[d_{ij}] \qquad (11)$$

La Ecuación (11) es la expresión de $\underline{\Phi}^e(t)$ y la matriz de probabilidades de transición interna se obtiene tomando la inversa de la transformada:

$$\underline{\Phi}(t) = [a_{ij}] + e^{-\lambda_1 t}[b_{ij}] + e^{-\lambda_2 t}[c_{ij}]$$

$$+ e^{-\lambda_3 t}[d_{ij}] \qquad (12)$$

Tal cual se expresara para la Ecuación (8), estamos solamente interesados en la última columna de $\underline{\Phi}(t)$ específicamente en $\psi_{i4}(t)$; i=1,2,3,4.

Esta columna al ser multiplicada por el vector de fila $\underline{\Theta}(0)$ de la Ecuación (8) nos da $\theta_4(t)$ o la probabilidad de estado para el estado 4.

La obtención de los términos anteriores es directa y resulta en:

$$a_{14} = 1;\quad a_{24} = 1;\quad a_{34} = 1;\quad a_{44} = 1$$

$$b_{14} = \frac{\lambda_3(\lambda_2-\lambda_1 p_{13})}{(\lambda_2-\lambda_1)(\lambda_1-\lambda_3)}\ ;\ b_{24} = 0;\ b_{34} = 0;\ b_{44} = 0$$

$$c_{14} = \frac{\lambda_1\lambda_3 p_{12}}{(\lambda_2-\lambda_1)(\lambda_3-\lambda_2)}\ ;\ c_{24} = \frac{\lambda_3}{\lambda_2-\lambda_3};\ c_{34} = 0;\ c_{44} = 0$$

$$d_{14} = \frac{\lambda_1\lambda_2-\lambda_1\lambda_3 p_{13}}{(\lambda_3-\lambda_1)(\lambda_2-\lambda_3)}\ ;\ d_{24} = \frac{\lambda_2}{\lambda_3-\lambda_2};\ d_{34}=-1;\ d_{44} = 0$$

La probabilidad de que una gota elegida al azar en el estado i (i=1,2,3,4) haya alcanzado la salida para el instante t está dada por

$$\psi_{14}(t) = 1 + \frac{\lambda_3\left[\lambda_2-\lambda_1 p_{13}\right]}{(\lambda_2-\lambda_1)(\lambda_1-\lambda_3)} e^{-\lambda_1 t} + \frac{\lambda_1\lambda_3 p_{12}}{(\lambda_2-\lambda_1)(\lambda_3-\lambda_2)} e^{-\lambda_2 t}$$

$$+ \frac{\lambda_1\lambda_2-\lambda_1\lambda_3 p_{13}}{(\lambda_3-\lambda_1)(\lambda_2-\lambda_3)} e^{-\lambda_3 t} \qquad (13)$$

$$\psi_{24}(t) = 1 + \frac{\lambda_3}{\lambda_2-\lambda_3} e^{-\lambda_2 t} + \frac{\lambda_2}{\lambda_3-\lambda_2} e^{-\lambda_3 t} \qquad (14)$$

$$\psi_{34}(t) = 1 - e^{-\lambda_3 t} \qquad (15)$$

$$\psi_{44}(t) = 1 \text{ (estado de atrape)} \qquad (16)$$

Es fácil comprobar que en todos los casos, cuando $t \to \infty$, $\psi_{i4}(t) \to 1$ y cuando $t > 0$, $\psi_{i4}(t) \to 0$ lo cual concuerda con las características físicas del proceso.

La probabilidad de que una gota elegida al azar haya alcanzado la salida en (o antes de) el instante t estará dada por

$$\theta_4(t) = \theta_1(0) \cdot \psi_{14}(t) + \theta_2(0) \cdot \psi_{24}(t) + \theta_3(0) \cdot \psi_{34}(t) \qquad (17)$$

donde se ha tenido en cuenta que $\theta_4(0) = 0$.

A esta altura del desarrollo deberíamos acotar que es de escasa importancia que el inicio sea al azar. Cuando se entra en un instante al azar a un proceso markoviano o semi-markoviano continuo -y no en el instante en que se termina una transición- no se afecta de ningún modo la estadística del proceso (Howard, 1971).

Hemos definido $\theta_i(0)$ como la probabilidad de que el proceso se inicie en el estado i, o en otras palabras que la gota comience su viaje en una corriente de orden i. Así podemos escribir:

$$\theta_1(0) = \frac{A_1^*}{A_T} \; ; \; \theta_2(0) = \frac{A_2^*}{A_T} \; ; \; \theta_3(0 = \frac{A_3^*}{A_T} \qquad (18)$$

donde A_i^* (i = 1,2,3) representa el área total de orden i que drena en forma directa a la corriente de orden i, y A_T

es el área total de la cuenca.

El HUI para una cuenca de tercer orden es entonces:

$$HUI(t) = \frac{d\theta_4(t)}{dt} = \theta_1(0) \cdot \frac{d\psi_{14}(t)}{dt} + \theta_2(0) \frac{d\psi_{24}(t)}{dt} +$$

$$\theta_3(0) \frac{d\ _{34}(t)}{dt} \qquad (19)$$

Nuestro objetivo es ahora relacionar los términos $\theta_i(0)$ y $\frac{d\psi_{i4}(t)}{dt}$ de la Ecuación (19) con los números adimensionales de Horton.

Cualquiera sea el orden de una cuenca existen dos tipos de términos que intervienen en $d\psi_{iN}(t)/dt$, específicamente los términos λ_i y p_{ij}. Estos últimos pueden estar directamente relacionados con los parámetros geomorfológicos. Cada p_{ij} significa la probabilidad de que una gota vaya de una corriente de orden i a una corriente de orden j, por lo que para una cuenca de tercer orden deberemos sólo estimar p_{12} y p_{13} pues $p_{23} = 1$.

Surge entonces la pregunta de que dado que es posible calcular directamente en cada caso en particular, a partir de la cartografía topográfica, los términos $\theta_i(o)$ de la Ecuación (18) así como también p_{12} y p_{13} (% de las corrientes de primer orden que drenan a corrientes de segundo y tercer orden), ¿por qué preocuparse en expresar las $\theta_i(0)$ como función de los números geomorfológicos y las p_{ij} de modo similar? La razón estriba en que una de las

principales metas de la investigación, en la que este trabajo es un primer paso, es descubrir si el orden geomorfológico está relacionado con la respuesta hidrológica, y en vez de utilizar la Ecuación (19) (y similares para cuencas de otros órdenes), como una herramienta para obtener el HUI sintético, queremos expresarlo a él mismo como una función de aquellos parámetros que expresan el ordenamiento geomorfológico como resultado de la restricción estructural a que obliga el espacio. Eso lo vemos como la manera de conseguir una explicación armónica de la infinita gama de respuestas hidrológicas que la naturaleza provee, las cuales, quizás, surgen de la participación de unos pocos aspectos formales.

$$p_{1j} = \frac{\text{\# de corriente de orden 1 que drenan en orden i}}{\text{\# total de corrientes de orden 1}} \quad (i=2,3) \tag{20}$$

Existen N_1 corrientes de orden 1, $2N_2$ de las cuales forman las corrientes de orden 2. Las restantes $(N_1 - 2N_2)$ corrientes de orden 1 drenan a los órdenes 2 y 3. Siguiendo a Smart (1968), podremos suponer que las longitudes de los segmentos en una red de drenaje dada son variables aleatorias independientes, extraídas de una misma población. Este supuesto conlleva a que la distribución de las longitudes de los segmentos internos es independiente del orden, magnitud o cualquier otra característica topológica y entonces podremos expresar que las $(N_1 - 2N_2)$ corrientes de orden 1 se unen con corrientes de orden 2 y 3, de acuerdo con:

$$(N_1 - 2N_2) \cdot \frac{\text{\# de segmentos de orden } i}{\text{\# total de segmentos de orden 2 y 3}} \; ; \quad i=2,3$$

El número promedio de segmentos de orden ω en una red de drenaje finita de orden Ω es (Smart, 1972).

$$E(\nu,\omega,\Omega) = N_\omega \prod_{\alpha=2}^{\omega} \frac{N_{\alpha-1}-1}{2N_\alpha - 1} \; ; \; \omega = 2,3,\ldots,\Omega$$

Así:

i) # de segmentos de orden 2 = $N_2 \left[\frac{N_1 - 1}{2N_2 - 1} \right]$

ii) # de segmentos de orden 3 =

$$N_3 \left[\frac{N_1 - 1}{2N_2 - 1} \right] \left[\frac{N_2 - 1}{2N_3 - 1} \right]$$

Como $N_3 = 1$; la proporción (i)/(i)+(ii) da $\frac{N_2}{2N_2 - 1}$

Así, en promedio, el número de corrientes de orden 1 que drena a corrientes de segundo orden es:

$$2N_2 + \frac{N_2}{2N_2 - 1} \cdot (N_1 - 2N_2) \; ;$$

dividiendo por $N_3 = 1$, esto último puede expresarse como:

$$\frac{R_B^{\,3} + 2R_B^{\,2} - 2R_B}{2R_B - 1}$$

y finalmente

$$p_{12} = \frac{R_B^2 + 2R_B - 2}{2R_B^2 - R_B} \tag{22}$$

En forma similar podemos estimar un valor promedio para p_{13} para cuencas de orden 3:

$$p_{13} = \frac{R_B^2 - 3R_B + 2}{2R_B^2 - R_B} \tag{23}$$

Hemos expresado las probabilidades p_{ij} como una función de los parámetros geomorfológicos de Horton, trataremos ahora de hacer lo mismo con las probabilidades iniciales $\theta_i(0)$ de la Ecuación (20). La Ecuación (18) nos muestra que:

$$\theta_1(0) = \frac{A_1^*}{A_T} = \frac{N_1\bar{A}_1}{A_3} = R_B^2 R_A^{-2};\ \theta_2(0) = \frac{A_2^*}{A_T};\ \theta_3(0) = \frac{A_3^*}{A_T} \tag{24}$$

y será necesario realizar algún análisis para obtener A_2^* y A_3^*.

El número de corrientes de orden 1 disponibles para ser tributarios de orden 2 y 3 es $N_1 - 2N_2$; de los cuales el número que va a desaguar en las corrientes de orden 2 puede expresarse como:

$$(N_1 - 2N_2) \cdot \frac{\#\text{ de segmentos de orden 2}}{\#\text{ total de segmentos de orden 2 y 3}} = (N_1 - 2N_2) \cdot \frac{N_2}{2N_2 - 1}$$

De este modo, en promedio una corriente de orden 2 tiene

$$(N_1-2N_2)\cdot \frac{1}{2N_2-1} + 2, \text{corrientes de orden 1}$$

drenando hacia la misma.

El área promedio que drena directamente a corrientes de segundo orden es

$$\bar{A}_2-\bar{A}_1 \left[\frac{N_1-2N_2}{2N_2-1} + 2 \right]$$

y en consecuencia

$$\theta_2(0) = \frac{N_2}{A_T} \left[\bar{A}_2 - \bar{A}_1 \left(\frac{N_1-2N_2}{2N_2-1} \right) + 2 \right]$$

$$= \frac{R_B}{R_A} - \frac{R_B^3 + 2R_B^2 - 2R_B}{R_A^2 (2R_B-1)} \qquad (25)$$

Similarmente pasamos a expresar $\theta_3(0)$ como función de las relaciones de Horton. Existe sólo una corriente de tercer orden hacia la cual drenan los N_2 tributarios de segundo orden, además de los cuales habrá también algunos de primer orden que drenan directamente al tercer orden y estos serán:

$$N_1 - \frac{N_2 \cdot (N_1 - 2N_2)}{2N_2 - 1} - 2N_2$$

El área A_3^* que drena directamente al tercer orden puede entonces expresarse como:

$$\bar{A}_T - N_2\bar{A}_2 - \bar{A}_1 \left[N_1 - \frac{N_2(N_1 - 2N_2)}{2N_2 - 1} - 2N_2 \right]$$

$$\theta_3(0) = 1 - \frac{R_B}{R_A} - \frac{1}{R_A^2} \left[\frac{R_B (R_B^2 - 3R_B + 2)}{2R_B - 1} \right] \qquad (26)$$

Existen algunas restricciones matemáticas sobre los valores que pueden tomar R_B y R_A. Obviamente todos los $\theta_i(0)$ deben estar entre cero y uno y además debe cumplirse que $\sum_i \theta_i(0) = 1$. Así es que, en las expresiones de $\theta_i(0)$ para $\Omega = 3$ o para cualquier otro Ω, es necesario que $R_A > R_B$. Por simple substitución en las ecuaciones, podemos deducir que la generalización de $\theta_i(0)$ como una función de R_A y R_B puede calcularse si la relación $\frac{R_B}{R_A} \leq 0.8$, aunque para valores mayores a 0.8, en la mayoría de los casos la generalización todavía es válida. El problema matemático antes citado, de que para valores de R_A y R_B habitualmente elevados se pueden obtener $\theta_i(0)$ negativos, lo cual no tiene sentido, no parece imponer mayores limitaciones al estudio de las redes de drenaje. En todo caso, estas restricciones provienen de las hipótesis básicas del desarrollo aleatorio que expetimentan la topología de las redes de drenaje.

Retomando la Ecuación (20) los únicos términos que restan ser expresados de un modo general son los parámetros $\lambda_i (i=1,2,3)$.

El tiempo de permanencia de una gota en un estado de orden i se supuso que era una variable aleatoria con dis

tribución exponencial con parámetro λ_i.

Por lo tanto:

$$E\left[\text{tiempo de permanencia en el estado } i\right] = \frac{1}{\lambda} \quad (27)$$

¿Qué es lo que queremos significar con tiempo de permanencia en el estado i? Hasta aquí, con el objeto de hacer más fácil la presentación, hemos identificado el estado con el orden corriente, sin embargo parece ser más adecuado identificar el estado con el orden o del área o de la corriente a la cual escurre. Esto debido a la existencia del escurrimiento superficial, el cual puede o no ser importante, respecto a la respuesta hidrológica de una cuenca en el mundo real. De este modo λ_i^{-1} será el tiempo medio que pasará la gota en el estado i cuando han sido tenidos en cuenta tanto el tiempo de permanencia como escurrimiento superficial como el tiempo de permanencia durante su tránsito por el canal.

La importancia del tiempo de permanencia como escurrimiento superficial parece ser bastante menor con respecto al tiempo de permanencia en los canales por dos razones:

1) Existe evidencia de que en numerosos casos la parte de la cuenca que realmente contribuye al escurrimiento durante una tormenta es el área o parte del área más próxima a la red de drenaje.

2) Para los propósitos de este análisis consideramos a las gotas viajando a través de una corriente de orden i. La mayoría de estas gotas provienen de las dos corriente de or-

den i-1, origen de la misma o de otras corrientes tributarias a lo largo del recorrido de nuestra corriente de orden i. Las únicas gotas afectadas por el tiempo de permanencia en escurrimiento superficial serán aquellas que drenan directamente a la corriente de orden i. Estas gotas son en general un número considerablemente menor que las anteriormente consideradas por lo que presentimos que en promedio el tiempo medio de permanencia en el estado i será el tiempo de permanencia en canal.

TIEMPO DE PERMANENCIA Y EL MECANISMO DE FORMACION DEL ESCURRIMIENTO.

Los avances impactantes de la geomorfología cuantitativa demuestran en forma sorprendente cómo las características de una cuenca están condicionadas a la restricción del espacio.

Esto está bien explícito en el pequeño rango de variación que los parámetros de Horton tienen en las cuencas naturales. Nuestro objetivo es precisamente comenzar a comprender la función de estos números geomorfológicos fundamentales dentro del espectro de respuestas hidrológicas.

La mayoría de los principios básicos que gobiernan la respuesta hidrológica se creen conocidos, pero la complejidad aparente de los fenómenos nos impide entenderlos y ex

plicarlos. Así como Weisskopf (1977) elegantemente expresara en su definición de la frontera exterior de la ciencia, "la frontera exterior delimita la exploración de aquellas regiones de la naturaleza que se encuentran más allá de los principios habitualmente comprendidos... el entender los principios no implica entender los fenómenos del mundo real".

El HUI dado por la Ecuación (19) ha sido expresado como una función de R_A, R_B, el orden de la cuenca y los λ_i. Sabemos que las cuencas pueden cambiar la forma de su HUI como respuesta a un cambio de tamaño y todavía, sin embargo -y aunque parezca contradictorio-, conservar la forma con diferentes escalas. Desde el momento en que la escala o tamaño no depende de R_A, R_B u Ω, la causa de la observación anterior deberá encontrarse en los λ_i los cuales contienen tanto el efecto del tamaño como la componente dinámica de la respuesta.

El estudio de los λ_i está íntimamente relacionado con la pregunta esencial y todavía no respondida completamente de ¿qué se entiende por escurrimiento debido a la tormenta?

El mecanismo de formación del escurrimiento ha sido bien diferenciado por Freeze (1972).

1) Escurrimiento superficial debido a la saturación desde arriba de la superficie.-

"El concepto clásico, según sostiene Horton (1933) es que el escurrimiento superficial se produce

cuando la tasa de precipitación supera la tasa de infiltración. La tasa de infiltración decae con el tiempo durante una tormenta hasta alcanzar el valor de capacidad de campo del suelo. Tal cual fuera presentado originalmente, se infirió de la teoría de Horton, que la mayoría de las precipitaciones superaban las capacidades de infiltración y que el escurrimiento superficial es habitual y arealmente distribuído. En grandes áreas semiáridas del oeste de los Estado Unidos, este concepto es bastante aceptable; pero en las cuencas húmedas y con vegetación del este no lo es". (Freeze, pp. 1273, 1972).

2) Escurrimiento subsuperficial.-

El segundo concepto largamente sostenido de la formación del escurrimiento superficial mantiene al escurrimiento sub-superficial como una fuente primaria del escurrimiento. A pesar de ello, tal cual acota Freeze (pp. 1275, 1972), "los escurrimientos medidos son demasiado pequeños para tenerlos en cuenta en el pico de la crecida" y Dunne (1970) y Ragan (1968), entre otros, lo encontraron cuantitativamente despreciable como contribución al escurrimiento de una tormenta. En su estudio analítico Freeze (1972) también encontró que "la simulación teórica de la formación del escurrimiento en las áreas productoras de aguas arriba, mostró que existen grandes

limitaciones a la ocurrencia de escurrimiento subsuperficial como un mecanismo de cuantitativa importancia en lo que a escorrentía se refiere".

3) Escurrimiento superficial desde áreas parciales cercanas al canal debido a saturación de la superficie desde abajo.-

"El mecanismo con mayor sostén en el campo experimental es aquel del escurrimiento superficial producido por la precipitación cayendo sobre pequeñas áreas parciales que rápidamente se saturan durante la tormenta. El expositor original del concepto de área parcial (Betson, 1964), supuso que el mecanismo de Horton era el causante de la saturación. Estudios más recientes debidos a Ragan (1968) y a Dunne (1970) pusieron en claro que las áreas parciales son más a menudo tierras húmedas cuya ubicación está controlada por la configuración topográfica e hidrográfica de la cuenca. Las tierras húmedas invariablemente se encuentran en zonas bajas cercanas a los canales que alimentan pequeños tributarios intermitentes. La saturación ocurre desde abajo por elevación de la napa freática",(Freeze, pp. 1975, 1972).

Dunne y Black (pp. 1303, 1970) también señalaron que la magnitud y las formas generales de los hidrogramas de las áreas drenantes de primer orden están controladas por la precipitación que cae sobre el canal y sobre las áreas

húmedas a todo lo largo y frente del canal. Como ellas no permiten virtualmente infiltración y poseen un almacenamiento pequeño, la respuesta del escurrimiento desde las mismas tiene dos características muy importantes. Primero: la relación precipitación-escorrentía es muy próxima a 1. Segundo: el escurrimiento proveniente de esas pequeñas áreas es muy sensible a las fluctuaciones de la intensidad de la precipitación. El escurrimiento subsuperficial desde tanto el horizonte-A permeable del suelo, como de la infiltración profunda ha demostrado ser demasiado pequeño, demasiado retardado y demasiado insensible a las variaciones de la intensidad de la precipitación para ser tenido en cuenta en la rápida formación de las ramas ascendente y descendente del hidrograma. Estos autores también pusieron en claro la importancia de la precipitación sobre el canal, tanto en el volumen como en la velocidad de reacción del hidrograma.

Continuando los argumentos anteriores, tendremos en cuenta que los hidrogramas debidos a tormentas ocurren en la naturaleza principalmente por la lluvia sobre los canales y por la contribución de áreas vecinas a los canales. El camino recorrido por el escurrimiento superficial desde esas áreas es lo suficientemente corto que "cálculos realizados sobre la base de retardo nulo podrían ser suficientemente precisos" (Freeze, 1972). Las áreas próximas a los canales que contribuyen en forma directa al escurrimiento tienen una dinámica característica que cambia de estación en estación y que varía con la intensidad de la precipitación.

Este es uno de los orígenes de la impermanencia de la función respuesta unitaria de una cuenca. Sin embargo, parece evidente que la distribución y extensión de las áreas saturadas está muy vinculada con el modelo de red de canales y esto "es probablemente por qué varios investigadores han tenido algún éxito al relacionar densidad de drenaje con caudales de crecidas y aportes en regiones húmedas" (Dunne y Black, 1970).

En regiones muy áridas con intensidades de precipitación elevadas, (donde la interpretación de escurrimiento superficial debida a Horton puede ser válida), parece que el tiempo de permanencia en cada orden (λ_i) debería calcularse tomando en cuenta el tiempo de permanencia en escurrimiento superficial, no obstante según se discutiera en la sección anterior de este trabajo, excepto para aquellas gotas que caen en áreas de primer orden, el tiempo de permanencia en escurrimiento superficial puede considerarse despreciable dado el pequeño número de gotas que participan de este modo. Así, consideraremos que el tiempo de viaje del escurrimiento superficial puede no tomarse en cuenta para una gota elegida al azar. Por otra parte, el mecanismo discutido anteriormente para la formación del escurrimiento, muestra que los conceptos de área parcial y de infiltración juegan un papel clave en lo que realmente es precipitación efectiva. Regresaremos más tarde en este trabajo sobre este punto y cómo el planteo aquí expuesto puede clarificar este problema.

¿Cuan real es el supuesto de que la función de distribución que define a la variable aleatoria tiempo de permanencia para las corriente de orden i es exponencial? Lo creemos bastante plausible. Considérese una cuenca, digamos de tercer orden con $\bar{L}_1$ = 250 mts. y supongamos la velocidad de 2 m/s. Para las corrientes de primer orden, el tiempo de permanencia es 1.25 minutos para aquellas gotas que recorren la totalidad del curso promedio de primer orden. Con un R_L=3 (L_3=2250m) el tiempo de permanencia para una gota viajando la totalidad de la corriente de tercer orden es alrededor de 18 minutos. De este modo, salvo para las corrientes más largas de orden superior en cuencas mayores, el tiempo de permanencia de una gota parece estar localizado en los dos primeros intervalos que usaremos para estimar el HUI (por ejemplo, a intervalos de diez minutos). La verdadera distribución para el tiempo de espera podrá ser algo similar a una Gamma comenzando en cero y desarrollándose hacia la derecha. Si la media de esta distribución tal cual hemos visto antes se acerca, de acuerdo a nuestro interés, hacia el origen, entonces la moda estará aún más cerca del origen, convirtiendo entonces a la distribución exponencial en una hipótesis válida.

Para corrientes de orden superior preferimos modificar la distribución exponencial por dos razones:

a) Según se discutiera anteriormente, la moda comienza a desplazarse hacia la derecha.

b) Más importante es el hecho de que el supuesto de una distribución exponencial es equivalente a la hipótesis

de un embalse lineal que para las corrientes de orden superior significaría que la cuenca al ser excitada por un impulso instantáneo respondería con un hidrograma exponencial. Esta respuesta de tipo exponencial proveniente de las corrientes de orden superior produciría un hidrograma con ordenada al origen no nula e igual a la ordenada al origen de la función respuesta correspondiente a la subcuenca de mayor orden cuando se la somete a un impulso unitario.

Dado que la teoría matemática se vuelve extremadamente embarazosa para distribuciones no exponenciales de los tiempos de permanencia, sólo a la subcuenca de orden superior se la representa artificialmente como dos reservorios lineales en serie. Esto está expresado en la Figura 1.3 que muestra las conexiones entre las diferentes componentes que conforman la estructura de una cuenca de tercer orden. Nótese que las gotas de las corrientes de segundo orden solamente pueden ir a los segmentos de tercer orden; pero ahora las corrientes de tercer orden están representadas por dos estados: 3a y 3b. El estado 3a recibe las gotas de todas las corrientes de segundo orden, parte de las de primer orden y aquellas gotas que drenan directamente a la corriente de tercer orden. Todas esas gotas pasan al estado 3b el cual es el único que alimenta al recipiente. Deseamos que la combinación de 3a y 3b, o sea el estado de tercer orden, tenga un tiempo de permanencia λ_3^{-1} que se corresponda con las características dinámicas de la corriente de tercer orden. Asignaremos a 3a y a 3b la misma distribución exponencial

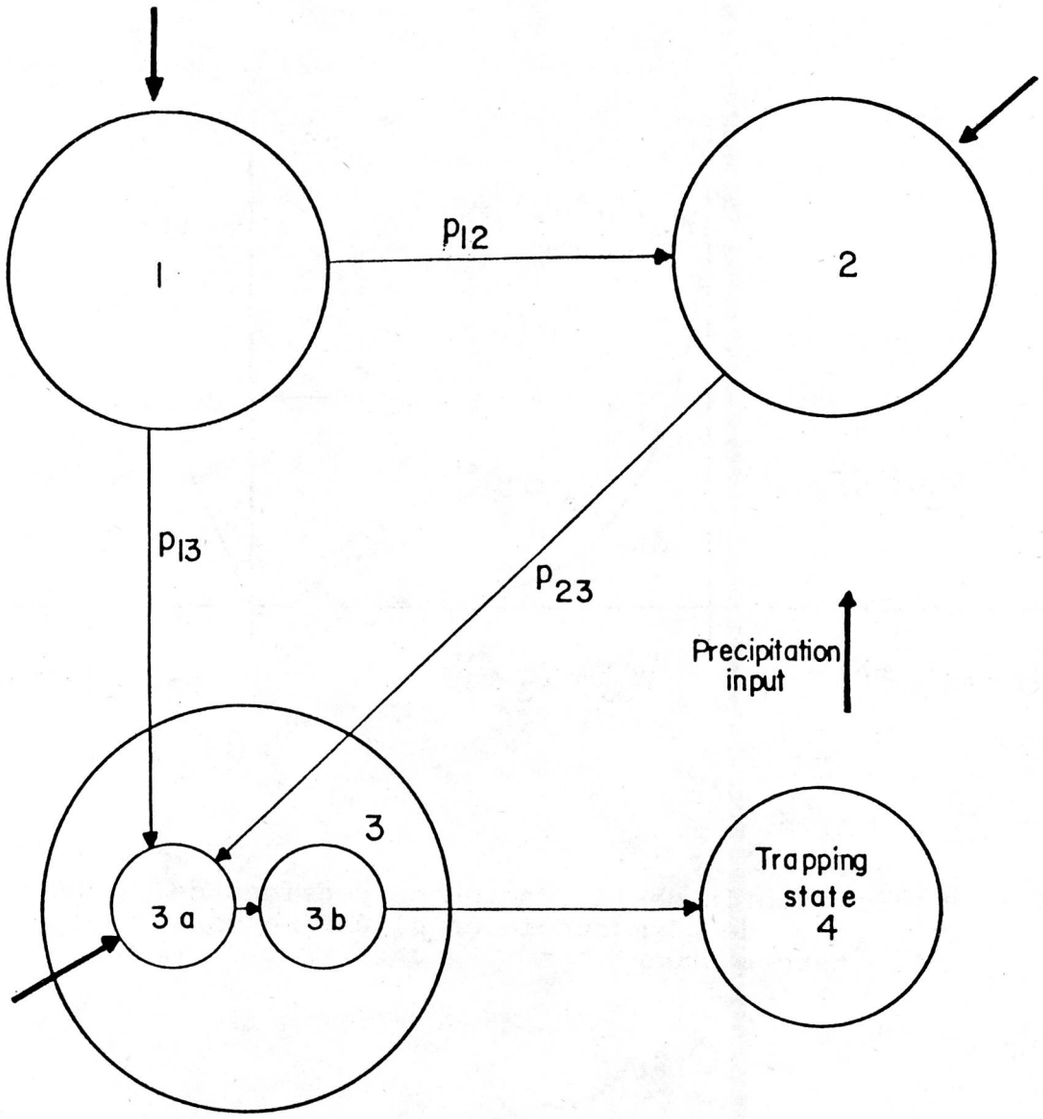


FIGURA 3. Representación de una cuenca de tercer orden como un proceso Markoviano continuo.

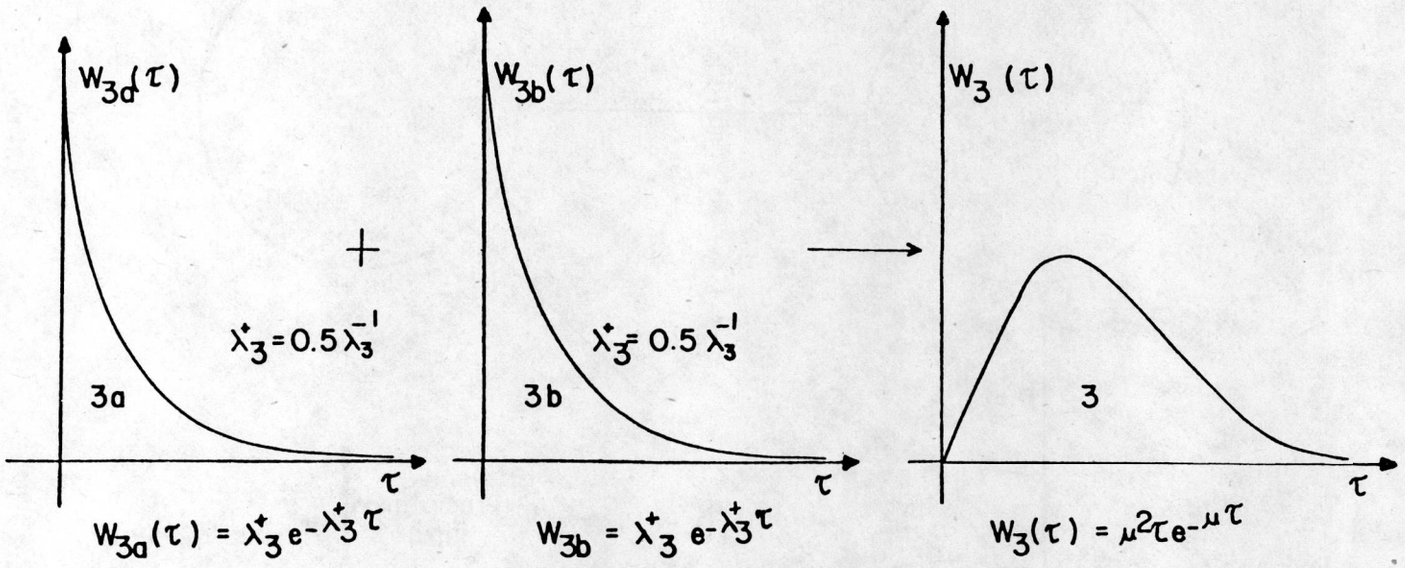


FIGURA 4. Representación de la función de densidad de probabilidades del tiempo de permanencia en el último estado de una cuenca de tercer orden.

con tiempo de permanencia promedio igual a $0.5\lambda_3^{-1}$; la suma de estas dos exponenciales ha sido graficada en la Figura 4. La distribución del tiempo de permanencia para las corrientes de tercer orden es ahora:

$$w_3(\tau) = \mu^2 \tau e^{-\mu\tau}$$

con media igual a $\lambda_3^{-1} = 2\mu^{-1}$.

El haber adoptado un estado extra 3b modifica las expresiones de $\psi_{14}(t)$ y $\psi_{24}(t)$ y $\psi_{34}(t)$ dadas por las Ecuaciones 13, 14 y 15; pero la metodología para obtenerlas continúa siendo la misma.

Para una cuenca de orden 3 la matriz de probabilidades de transición está ahora dada por:

$$\underline{P} = \begin{bmatrix} 0 & p_{12} & p_{13} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

y la matriz de tasas de transición se convierte en:

$$\underline{A} = \begin{bmatrix} -\lambda_1 & \lambda_1 p_{12} & \lambda_1 p_{13} & 0 & 0 \\ 0 & -\lambda_2 & \lambda_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -2\lambda_3 & 2\lambda_3 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -2\lambda_3 & 2\lambda_3 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

Las ecuaciones para las probabilidades iniciales $\theta_i(0)$, y para las probabilidades de transición p_{ij} como funciones de los números de Horton continúan siendo las mismas desde el momento en que el estado extra 3b no las afecta. El estado extra 3b conduce a N=5 donde el último estado es el recipiente a la salida de la cuenca. Repitiendo el análisis y llamando $\lambda_3^* = 2\lambda_3$ el inverso del tiempo promedio de residencia en cada uno de los estados 3a y 3b, se obtiene:

$$\psi_{15}(t) = 1 + A_1 e^{-\lambda_1 t} + A_2 e^{-\lambda_2 t} + A_3 t e^{-\lambda_3^* t} + A_4 e^{-\lambda_3^* t}$$

donde

$$A_1 = \frac{(\lambda_3^*)^2 [\lambda_1 p_{13} - \lambda_2]}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3^* - \lambda_1)^2}$$

$$A_2 = \frac{(\lambda_3^*)^2 \lambda_1 p_{12}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3^* - \lambda_2)^2}$$

$$A_3 = \frac{\lambda_3^* \left[\lambda_1\lambda_2 - \lambda_1\lambda_3^* p_{13} \right]}{(\lambda_1 - \lambda_3^*)(\lambda_3^* - \lambda_2)}$$

$$A_4 = \frac{(\lambda_3^*)\lambda_1 p_{13}(\lambda_3^* - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_3^*) - (3\lambda_3^{*2} - 2\lambda_2\lambda_3^* - 2\lambda_1\lambda_3^* + \lambda_1\lambda_2)(\lambda_1\lambda_2\lambda_3^{*2} - \lambda_1\lambda_3^{*3} p_{13})}{(\lambda_3^*)^2 (\lambda_1 - \lambda_3^*)^2 (\lambda_2 - \lambda_3^*)^2}$$

$$\psi_{25}(t) = 1 - \frac{(\lambda_3^*)^2}{(\lambda_3^* - \lambda_2)^2} e^{-\lambda_2 t} + \frac{\lambda_3^* \lambda_2}{\lambda_3^* - \lambda_2} e^{-\lambda_3^* t} \quad t + \frac{\lambda_2(2\lambda_3^* - \lambda_2)}{(\lambda_2 - \lambda_3^*)^2} e^{-\lambda_3^* t}$$

$$\psi_{35}(t) = 1 - \lambda_3^* e^{-\lambda_3 t} \cdot t - e^{-\lambda_3^* t}$$

$$\psi_{45}(t) = 1 - e^{-\lambda_3^* t}$$

$$\psi_{55}(t) = 1$$

En las ecuaciones anteriores los estados 3a y 3b se han denominado 3 y 4 respectivamente. El HUI se expresa ahora por

$$HUI(t) = \theta_1(0) \cdot \frac{d\psi_{15}(t)}{dt} + \theta_2(0) \frac{d\psi_{25}(t)}{dt} + \theta_3(0) \frac{d\psi_{35}(t)}{dt}$$

Los términos función de $\psi_{45}(t)$ y $\psi_{55}(t)$ son irrelevantes pues las probabilidades iniciales $\theta_4(0)$ y $\theta_5(0)$ son idénticamente iguales a cero.

Tal cual se discutiera al comienzo de esta sección, los λ_i deberían contener tanto el efecto de tamaño o de escala como la componente dinámica de la respuesta. Necesitamos un número de λ_i iguales al orden Ω de la cuenca, sin embargo esto puede ser considerado de un modo simple. Indicando con v la velocidad

$$\lambda_i = \frac{V}{\bar{L}_i} \tag{28}$$

podremos escribir

$$\lambda_1 = V/\bar{L}_1 \; ; \; \lambda_2 = \lambda_1 \cdot R_L^{-1} \; ; \; \lambda_3 = \lambda_1 \; R_L^{2} \tag{29}$$

considerando que para una tormendad dada la velocidad del escurrimiento en cada instante es aproximadamente la misma a través de toda la red de drenaje.

Este supuesto se funda en el trabajo de Leopold y Maddock(1953), el cual ha sido convalidado en forma experimental por muchos estudios, el más reciente de los cuales es el de Pilgrim (1977). Leopold y Maddock muestran que el cambio de velocidad en la dirección de la corriente es pequeño cuando se considera una tormenta de determinada frecuencia cayendo sobre la cuenca. Los cambios en anchos superficiales, en tirantes y posiblemente en rugosidades, compensados además por los cambios en la pendiente, producen en teoría un muy pequeño incremento de la velocidad en los tramos de aguas abajo para una tormenta dada. Pilgrim (1977)

encontró, a través de mediciones con trazadores, que la velocidad promedio tiende a permanecer casi constante en la dirección del escurrimiento.

La Ecuación (29) da ahora todos los λ_i como función solamente de un parámetro dinámico (v), la relación de longitudes de Horton R_L y un factor de tamaño o de escala ($\bar{L}_1$ o cualquier otro $\bar{L}_i$). Desde el momento en que L_Ω es más fácil de medir con mayor precisión que $\bar{L}_1$, es mejor usar L_Ω como factor de escala y escribir los λ_i como función de λ_Ω.

La derivación analítica detallada del HUI para cuencas de tercero y cuarto órden figura en el informe final del Proyecto de Investigación N°51.26.S1-0759 del CONICIT "Bases Geomorfológicas en la Hidrología de Cuencas". Las ecuaciones que resultan muestran algunas semejanzas las cuales sugieren claramente la posibilidad de una síntesis general, la cual se expone al final de este capítulo.

La Figura 5 indica algunos ejemplos de HUI calculados para diferentes combinaciones de los parámetros geomorfológicos y a una velocidad fija. La Figura 6 muestra distintos HUI calculados para una combinación fija de parámetros geomorfológicos cuando v es variable.

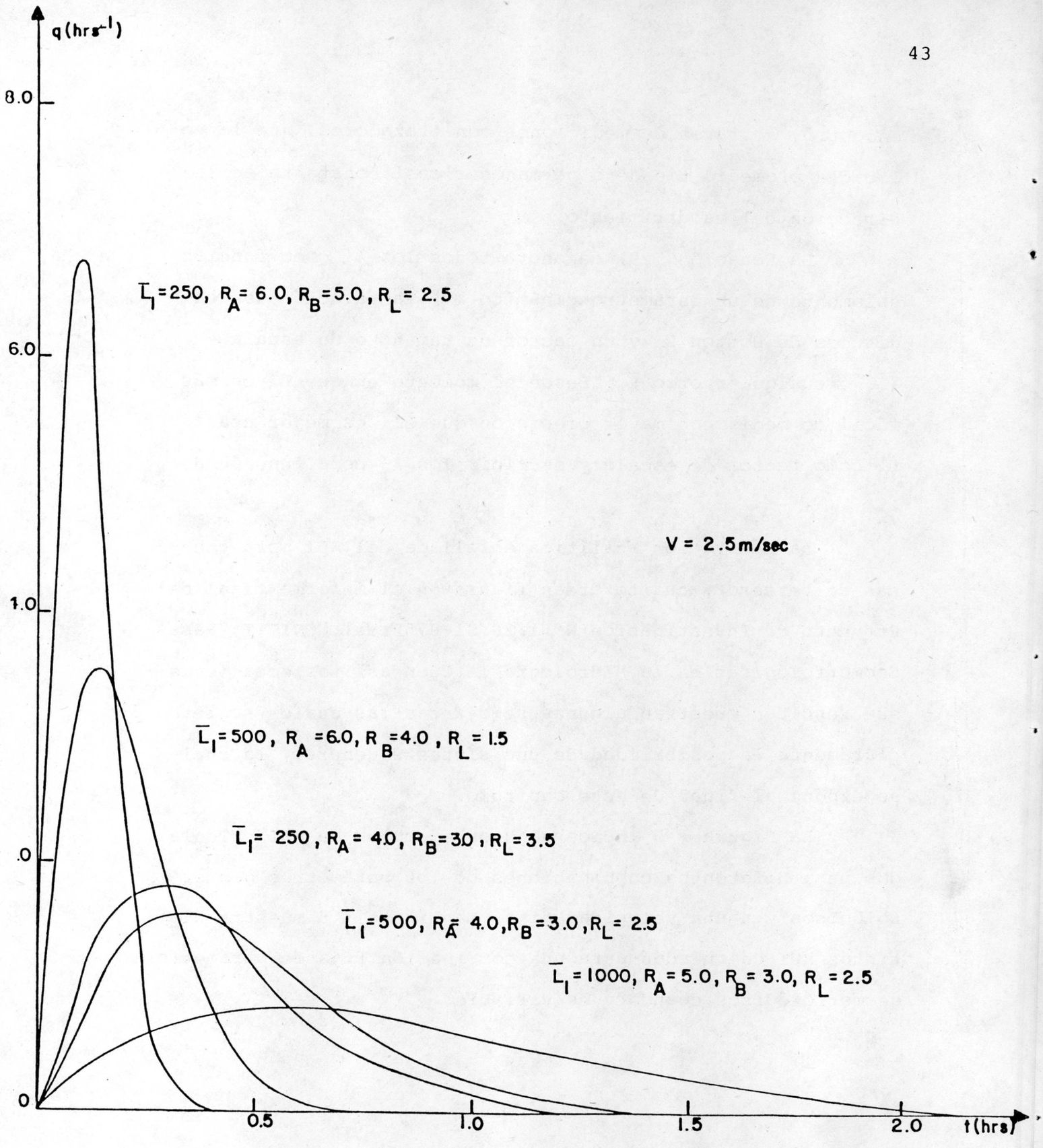


FIGURA 5. Ejemplos de variaciones en el HUI cuando cambian las características geomorfológicas mientras la velocidad permanece constante. $\bar{L}_1$ (metros).

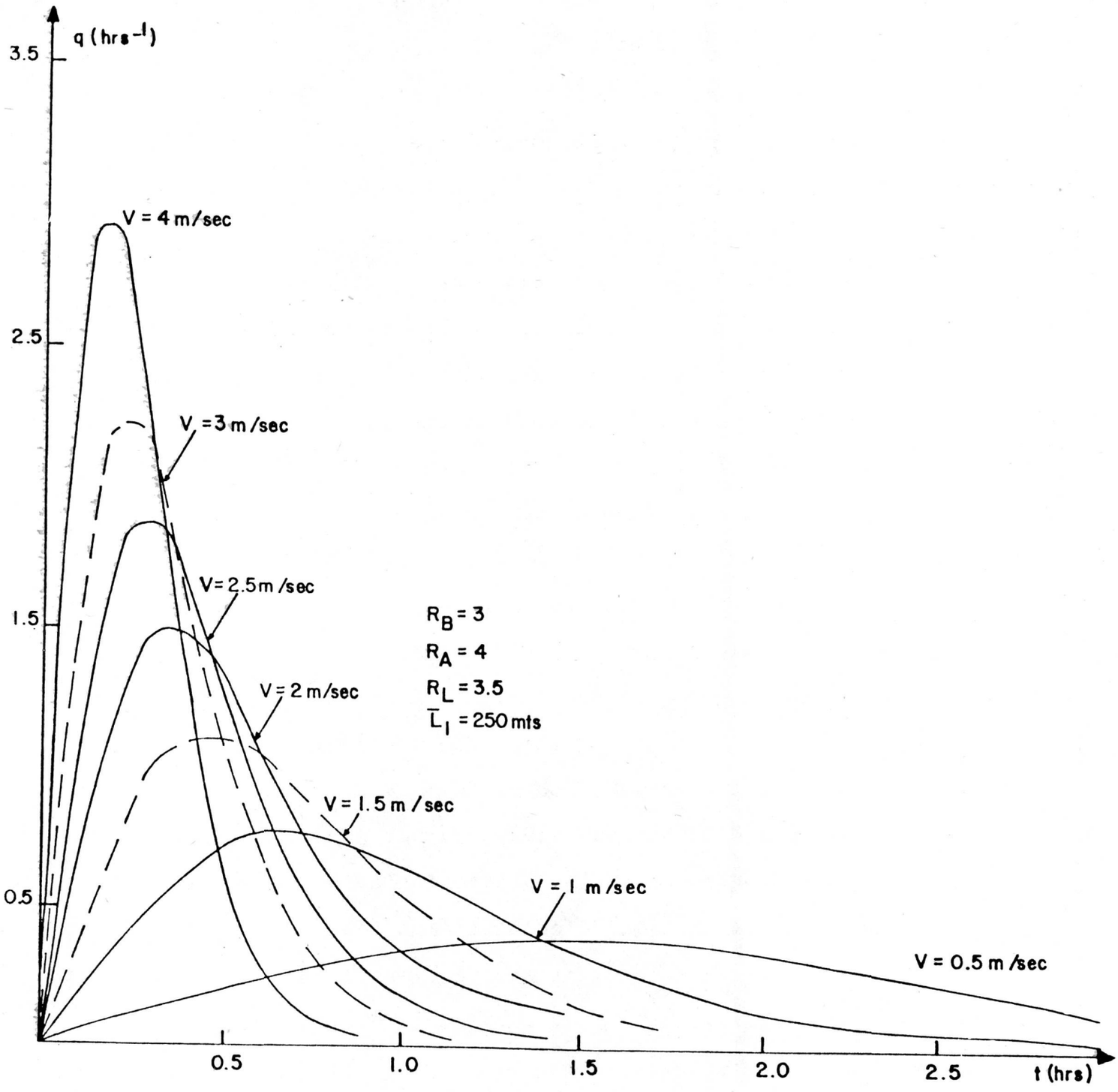


FIGURA 6. Ejemplos de variaciones en el HUI cuando la velocidad cambia mientras las características geomorfológicas permanecen constantes. $\bar{L}_1$ (metros).

EL HUI GEOMORFOLOGICO

Hemos expresado el HUI como una función de R_A, R_B, y R_L, la velocidad v y el parámetro de escala L_Ω. ¿Cuál es el significado de la velocidad v? Esta nos dice que el HUI varía de tormenta en tormenta y también a través de la misma tormenta, la cual nos da la clave del análisis del HUI impermanente. Como en cada instante podemos suponer la velocidad v la misma en toda la red de drenaje, para propósitos de diseño en cualquier cuenca dada, es suficiente concentrarse en el tramo L_Ω y para diferentes tirantes de agua calcular la velocidad correspondiente a través de la ecuación de Manning. La aplicación de la ecuación de convolución con una función respuesta variante en el tiempo pero conocida, permite obtener el hidrograma de escorrentía directa. Creemos que muchas de las críticas al análisis del HUI basadas en el hecho de que se obtienen diferentes HUI con distintas tormentas y que comúnmente se atribuyen a la no linealidad del sistema, -la cual, por supuesto, existe- son realmente debidas a la característica de impermanencia del HUI, el cual varía en el tiempo con la velocidad.

El efecto de v sobre el HUI está demostrado por la Figura 6 y por los experimentos de la segunda parte de este informe.

Para comprobar la teoría descrita en la sección anterior, se analizaron cuatro cuencas con sumo detalle, las

que fueron representadas en forma muy desagregada a través de una versión sofisticada del modelo lluvia-escorrentía original de Schaake. A través de experimentos controlados se derivó un conjunto de HUI para cada cuenca (correspondientes a diferentes velocidades de escurrimiento) empleando el modelo lluvia escorrentía y comparándolos con los HUI obtenidos con el enfoque gemorfológico. Los experimentos, los resultados y sus implicancias están descritos en la segunda parte de este informe. En todos los casos la concordancia fue excelente, lo que sugiere que el esquema propuesto es válido. Sin embargo, permítasenos señalar una vez más que el objetivo de la presente investigación va más allá de la implementación de una herramienta de diseño útil especialmente en cuencas no aforadas. Necesitamos los experimentos controlados para estar convencidos de que pisamos suelo firme, pero el objetivo de todo este esfuerzo es comprender la naturaleza y el desarrollo de jerarquías hidrológicas existentes. Esto necesita de un muy profundo análisis de las interacciones y sus manifestaciones que entre la hidrología y la geomorfología hemos alcanzado hoy. "Muy poco conocemos acerca de lo que llamamos fenómenos de cooperación, en los que actúa un número muy grande de moléculas; aparecen ante nosotros como difusos y complejos. El entendimiento verdadero implica la distinción entre lo esencial y lo accesorio. Sólo cuando alcancemos tal grado de comprensión, -cuando seamos capaces de separar lo importante de lo irrelevante-, dejarán los fenómenos de parecernos com-

plicados y en contraposición, claros a nuestro intelecto". (Weisskopf, 1977).

El marco matemático propuesto posibilita también el estudio sobre bases sistemáticas de:

a) El efecto de la no uniformidad en la distribución esp cial de la precipitación sobre la función respuesta obtenida. Esto es fácil llevarlo a cabo variando las probabilidades iniciales $\theta_i(0)$ y dejará clara la importancia relativa de las diferentes estructuras que conforman la cuenca sobre la respuesta hidrológica de la misma.

b) El efecto de la infiltración en diferentes subunidades geomorfológicas de la cuenca sobre su respuesta hidrológica. Esto se puede realizar agregando un estado adicional a la representación de la cuenca. Este estado representa el subsuelo y existe una probabilidad de transición de cada orden de corriente hacia el nuevo estado.

Los experimentos descritos en la tercera parte tienen de importante que han sido llevados a cabo sobre bases generales, sin necesidad de particularizar para determinadas cuencas. Hemos mostrado aquí las ecuaciones para el HUI geomorfológico de cuencas de tercer orden, las ecuaciones para cuencas de orden superior pueden ser derivadas dentro de exactamente el mismo esquema que, aunque simple, es bastante tedioso. La deducción completa de la expresión del HUI

geomorfólogico para cuencas de tercer y cuarto orden puede consultarse en el informe final del Proyecto de Investigación N° 51.26.S1-0759 del CONICIT "Bases Geomorfólogicas en la Hidrología de Cuencas". Sin embargo esto no tiene gran importancia, porque las ecuaciones para todos los órdenes están vinculadas tal como mostraremos en la próxima sección de este trabajo. Un punto que quisiéramos señalar en este momento es que diferentes hidrólogos pueden asignar diferentes Ω a la misma cuenca dependiendo de su criterio personal y de la calidad de la cartografía. R_A, R_B y R_L por otro lado son independientes de la escala de la carta. Es claro entonces que el HUI debería ser el mismo para ambos hidrólogos, pero las ecuaciones en su estructura funcional son diferentes pues son para Ω diferentes. Tal cual lo demuestran los experimentos de la sección siguiente, se concluye que ambos HUI concuerdan casi perfectamente cuando se comparan digamos un HUI de cuarto orden con determinado $\bar{L}_1$ con el HUI de tercer orden con $\bar{L}_1^* = \bar{L}_1 \cdot R_L$ manteniendo en ambos casos igualdad de R_A, R_B y R_L.

1.7 EL CAUDAL PICO Y EL TIEMPO AL PICO DEL HUI: UNA SINTESIS GEOMORFOLOGICA.

Las características más importantes de un HUI son el caudal pico (q_p) y el tiempo al pico (t_p); mientras esos dos factores sean correctos la forma exacta de HUI no es muy importante y una aproximación triangular es bastante satisfactoria (Henderson, 1963). Lamentablemente la suma de funciones exponenciales en la expresión del HUI no permite un manejo matemático capaz de brindar el máximo de la función.

Por esto recurrimos a un enfoque diferente.

Tanto q_p como t_p se obtuvieron mediante computación de las expresiones de HUI para distintas velocidades en el rango 0.5m/s-4m/s y para Ω = 3,4,5 con $\bar{L}_1$ (el factor de escala) variando desde 250 a 2000 m. Estos cálculos fueron realizados para 126 combinaciones diferentes de R_A, R_B y R_L en los rangos (3.0 - 5.5); (2.5 - 5.0); (1.5 - 4.1).

Para valores fijos de R_A, R_B, R_L y Ω, notamos que q_p y t_p estaban muy simplemente relacionados con la velocidad. Las Figuras 7 y 8 muestran para dos de las cuencas los puntos obtenidos para q_p y t_p a partir de las ecuaciones del HUI por simple cálculo para un ejemplo e ilustran cómo los puntos pueden ser ajustados en forma perfecta a través de una relación funcional muy simple de v. Las relaciones elegidas fueron:

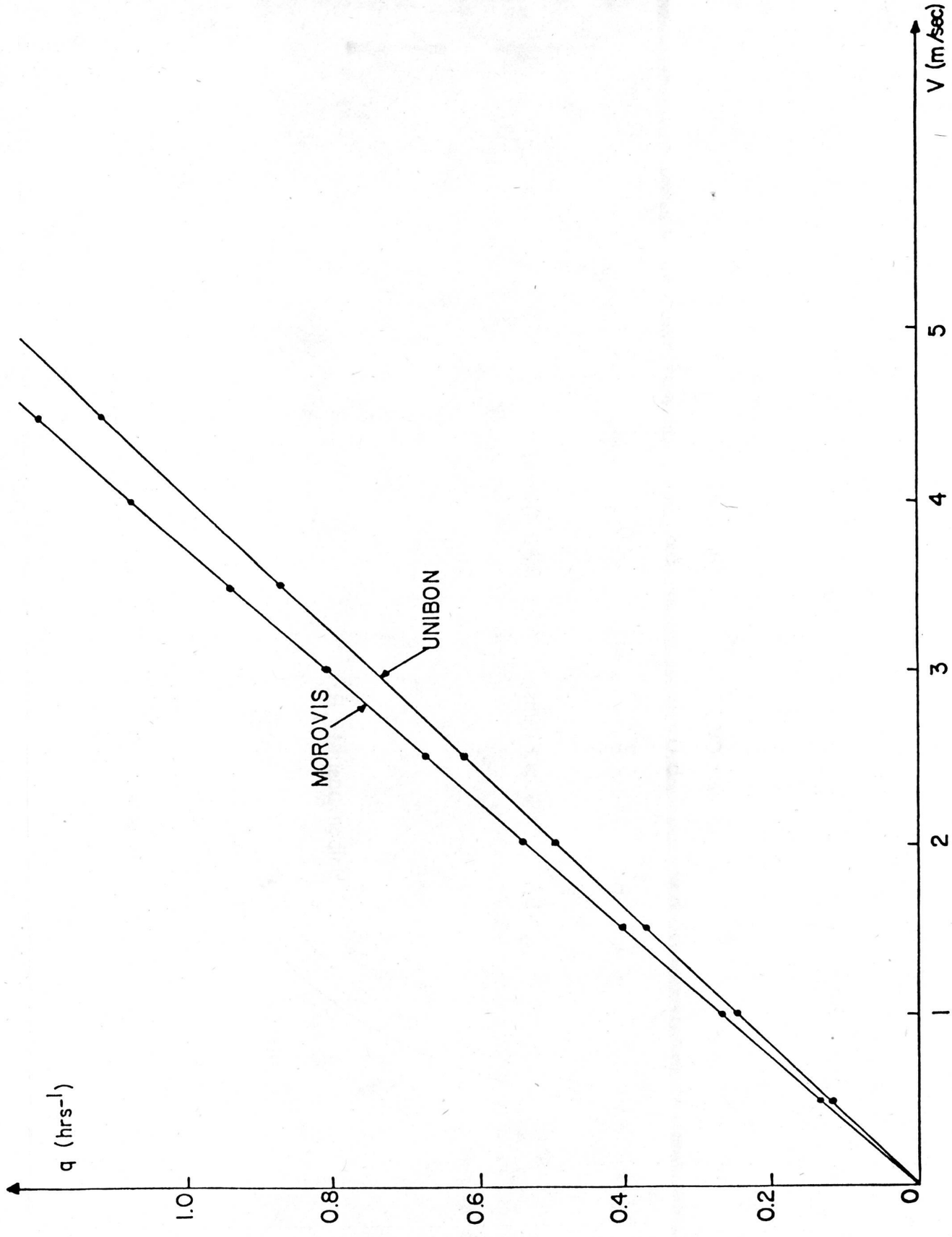
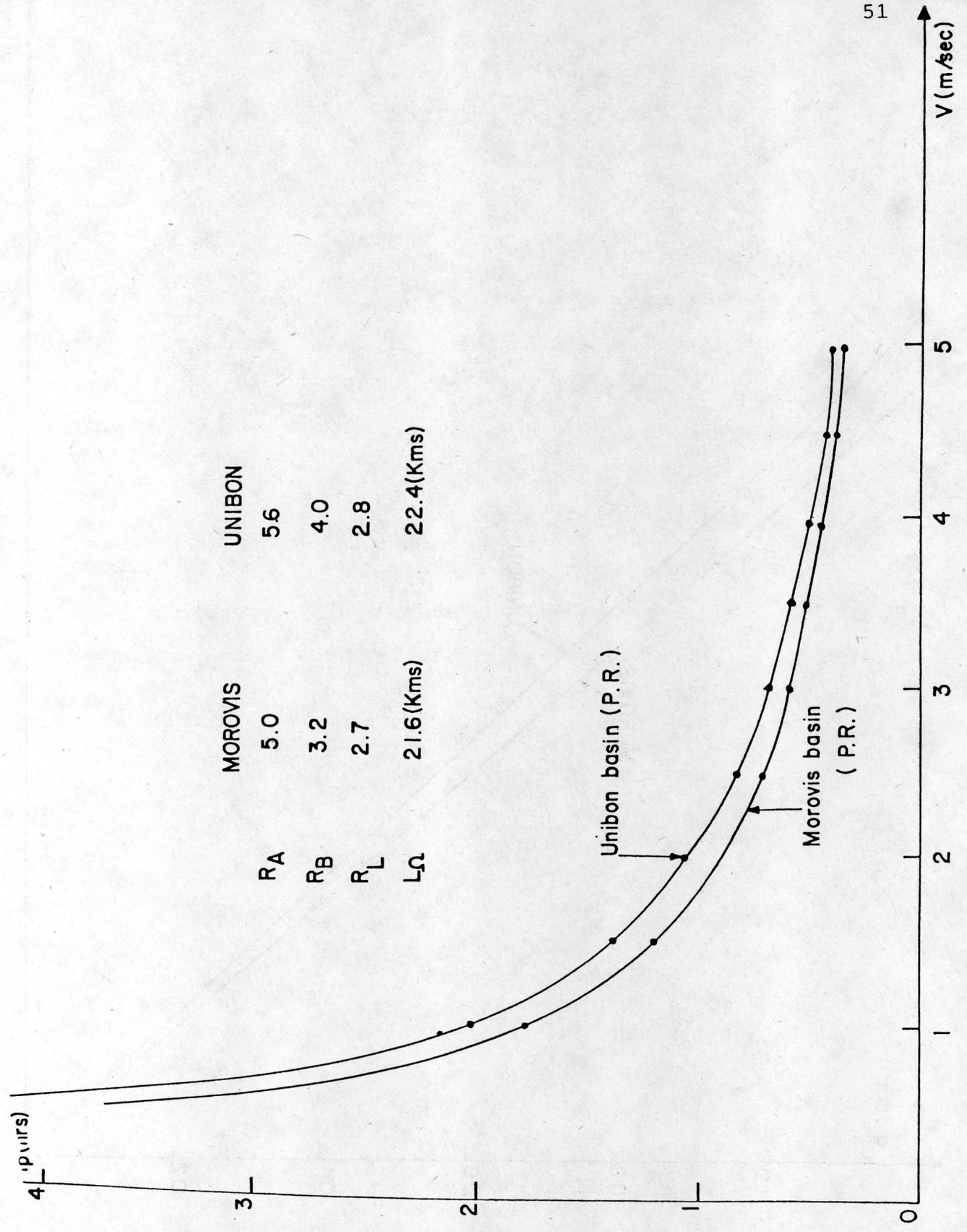


FIGURA 7. Ejemplos de la variación del caudal pico del HUI con la velocidad.



GURA 8. Ejemplos de variación del tiempo al pico del HUI con la velocidad.

$$q_p = \theta \cdot v \tag{30}$$

$$t_p = \frac{k}{v} \tag{31}$$

donde θ y k dependen de R_A, R_B, R_L, $\bar{L}_1$ y Ω.

Las ecuaciones (30) y (31) ajustan extremadamente bien señalando la dependencia de esos parámetros con v, y los R^2 son prácticamamente 1. Más importante aún fue que cada valor de q_p y t_p deducidos a través del modelo geomorfológico fue comparado con aquellos provistos por las ecuaciones (30) y (31). Esto fue comprobado para todas las 126 combinaciones de R_A, R_B y R_L las cuales fueron calculadas para cada $\bar{L}_1$ y para cada Ω. En todos los casos las diferencias entre los valores exactos del HUI dados por sus ecuaciones y los obtenidos con las ecuaciones (30) y (31) estuvieron debajo del 10%.

La dependencia funcional de q_p y t_p con v dada por las ecuaciones (30) y (31) es un tanto esperada; ya que si aproximamos la función de densidad de probabilidades que es nuestra interpretación del HUI con un triángulo, entonces:

$$\frac{q_p \times t_b}{2} = 1$$

donde t_b significa el tiempo base o duración total del HUI. t_b es el tiempo que tarda la última gota del impulso unita-

rio de precipitación en alcanzar la salida de la cuenca. En consecuencia t_b puede interpretarse como cierta longitud dividida por alguna velocidad y q_p deberá entonces ser una velocidad sobre una longitud. θ y k tendrán en consecuencia dimensiones de (L^{-1}) y (L) respectivamente. El problema es ahora encontrar la dependencia geomorfológica de θ y de k. Con $\bar{L}_1$ y Ω fijos se realizó un análisis de regresión entre las 126 combinaciones de R_A, R_B y R_L versus θ y k. Las regresiones que dieron mejor ajuste eran de forma multiplicativa, como por ejemplo:

$$k = \alpha R_B^{\beta_1} R_A^{\beta_2} R_L^{\beta_3}$$

Las ecuaciones de regresión volvieron a dar nuevamente un excelente ajuste con todos los R^2 superiores a 0.97 y la mayoría de ellos superiores a 0.99.

Es fundamental comprender que el análisis de regresión realizado aquí no es empírico, dado que nosotros conocemos la relación funcional del HUI geomorfológico y por eso las regresiones han dado excelentes ajustes. Su único propósito es por motivos operacionales, de modo de presentar resultados generales los cuales son muy difíciles de obtener por vía matemática directa a partir de las ecuaciones del HUI dado que que su forma, suma de exponenciales, no conduce a una expresión "manejable" en sentido matemático.

La generalización de los resultados puede ser mejor entendida en términos de un ejemplo extraído de los cálculos. Para una cuenca de tercer orden ($\Omega = 3$) y un parámetro de escala $\bar{L}_1 = 500$ m. se obtuvieron las siguientes ecuaciones de regresión para θ y k:

$$\theta = 2.61 \; R_L^{-1.57} \quad ; \; R^2 = 0.997 \tag{32}$$

$$k = 0.22 \; R_B^{0.56} \; R_A^{-0.55} \; R_L^{1.62} \quad ; \; R^2 = 0.993 \tag{33}$$

Para $\Omega = 3$ y $\bar{L}_1 = 1000$ m ; las ecuaciones resultan:

$$\theta = 1.31 \; R_L^{-1.57} \quad ; \; R^2 = 0.997 \tag{34}$$

$$k = 0.44 \; R_B^{0.56} \; R_A^{-0.55} \; R_L^{1.62} \quad ; \; R^2 = 0.992 \tag{35}$$

El punto que queremos señalar es que fijado Ω los exponentes de R_A, R_B y R_L diferentes permanencen prácticamente constantes para todos los valores de $\bar{L}_1$.

El coeficiente que encabeza las ecuaciones, tanto de θ como de k, es casi proporcional al tamaño de $\bar{L}_1$. De modo que para $\Omega = 3$, podemos escribir las ecuaciones generales:

$$\theta = \frac{1.31}{\bar{L}_1} \cdot R_L^{-1.57} \tag{36}$$

$$k = 0.44 \quad \bar{L}_1 \quad R_B^{0.55} \quad R_A^{-0.55} \quad R_L^{1.62} \tag{37}$$

en la que $\bar{L}_1$ está expresada en Km.

El papel de Ω queda establecido cuando se nota que para el mismo $\bar{L}_1$ encontramos:

$$\theta_{\Omega+i} = \frac{\theta_\Omega}{R_L^i} \tag{38}$$

$$k_{\Omega+i} = k_\Omega \cdot R_L^i \tag{39}$$

Nótese que Ω depende tanto de la escala de la cartografía como del juicio subjetivo del hidrólogo, mientras que los números de Horton no; pero las ecuaciones (36) y (37) dan los mismos valores de θ y k aunque la cuenca haya sido identificada como de distinto Ω. Esto es un hecho conveniente y necesario dentro de este enfoque para obtener resultados útiles en la práctica.

Las ecuaciones (38) y (39) se aplican muy bien para todos los casos individuales. Se puede entonces reescribir las ecuaciones (36) y (37) para $\Omega = 3$ como

$$\theta = \frac{1.31}{L_\Omega \; R_L^{1-\Omega}} \quad R_L^{-1.57}$$

$$k = 0.44 \quad L_\Omega \quad R_L^{1-\Omega} \; R_B^{0.55} \quad R_A^{-0.55} \quad R_L^{1.62}$$

y para cualquier Ω y cualquier $\bar{L}_1$ se tiene:

$$\theta = \frac{1.31}{L_\Omega \, R_L^{1-\Omega}} \quad R_L^{-1.57} \quad \frac{1}{R_L^{\Omega-3}}$$

$$k = 0.44 \; L_\Omega \; R_L^{1-\Omega} \; R_B^{0.55} \; R_A^{-0.55} \; R_L^{1.62} \; R_L^{\Omega-3}$$

las cuales pueden simplificarse resultando finalmente:

$$\theta = \frac{1.31}{L_\Omega} \quad R_L^{0.43} \tag{40}$$

$$k = 0.44 \; L_\Omega \; R_B^{0.55} \; R_A^{-0.55} \; R_L^{-0.38} \tag{41}$$

Las ecuaciones (40) y (41) son las ecuaciones básicas generales las cuales permiten la estimación del caudal pico y del tiempo al pico del HUI a través de las relaciones:

$$q_p = \theta \cdot v$$

$$t_p = \frac{k}{v}$$

θ en la ecuación (40) representa la pendiente de la recta $q_p(hs^{-1})$ versus v(m/seg), así expresando L_Ω en Km estimamos θ mediante la educación (40) y multiplicamos su valor por la velocidad en m/seg. para obtener q_p en hs^{-1}. En forma similar el k obtenido por la ecuación (41) al ser dividido por v(m/s) da la estimación del t_p en horas.

SEGUNDA PARTE:

VERIFICACION DE LA TEORIA

DESCRIPCION DE LAS CUENCAS

En los experimentos controlados se consideran dos regiones geográficas totalmente diferentes. La primera está en Venezuela, cerca de Barquisimeto, mientras que la segunda está en la costa norte de Puerto Rico con un nivel de precipitación anual que llega al triple de los registrados en la cuenca venezolana.

CUENCA DEL RIO MAMON (VENEZUELA)

La cuenca del río Mamón está ubicada en la parte central de Venezuela y tiene una superficie de 103 km^2. La disposición general de la cuenca se puede ver en la Figura 9. El clima es casi desértico, con una precipitación anual de 500 mm. distribuidos uniformemente durante el año mientras que la evapotranspiración potencial anual es muy alta, llegando a los 2000 mm. anuales. Toda la cuenca está caracterizada por sierras bajas y redondeadas, producto de la alta erosión existente, con algunas llanuras aluvionales entre ellas. La falta total de cobertura vegetal hace que las laderas sean muy inestables y fáciles de erosionar. Debido a las características climáticas, los cauces permanecen secos la mayor parte del tiempo; pero tienen grandes crecidas con altas velocidades que causan una gran erosión en los márgenes. La Figura 10 muestra un cauce en el cual se pueden apreciar las márgenes prácticamente verticales debido a las crecidas.

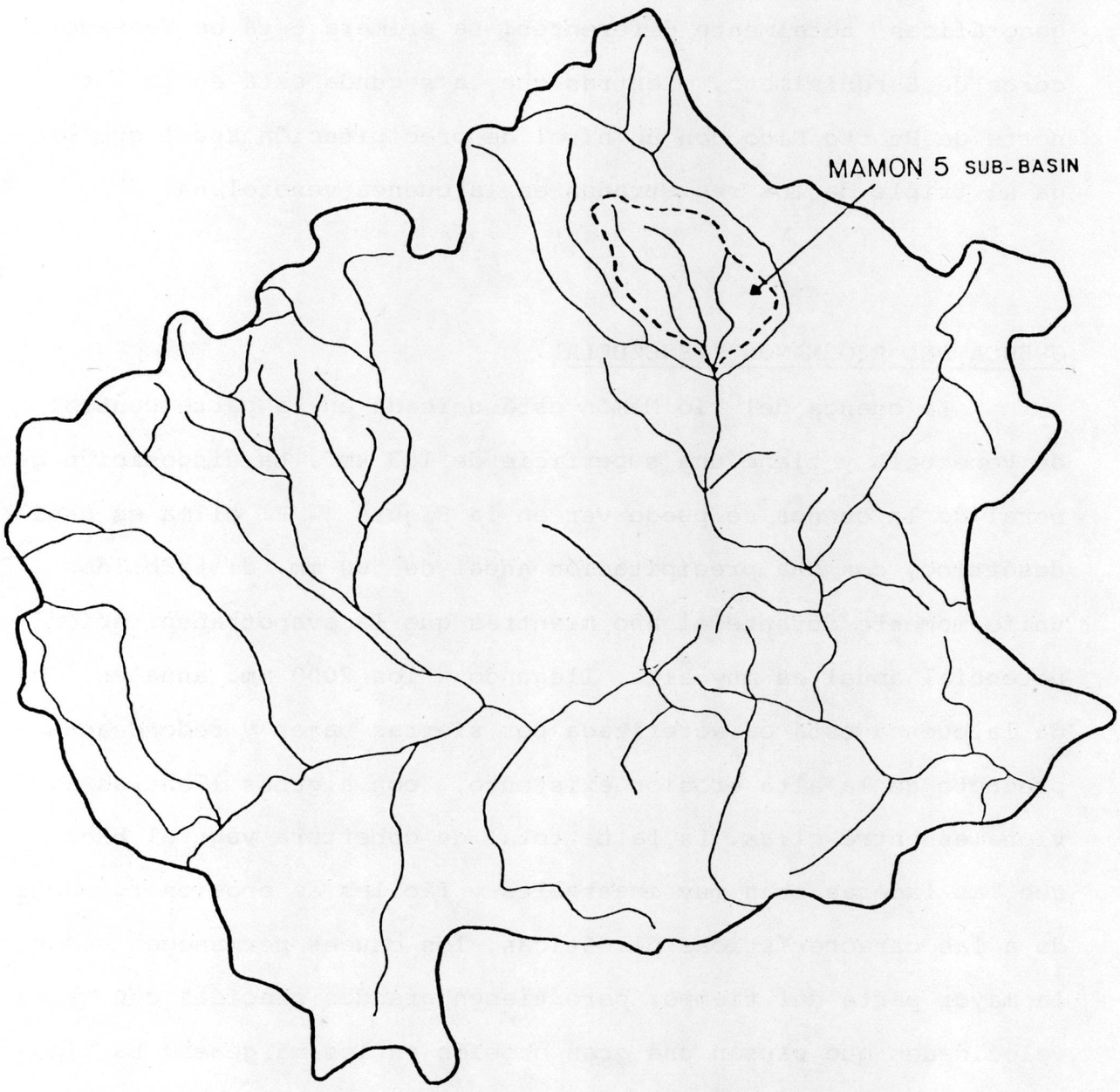
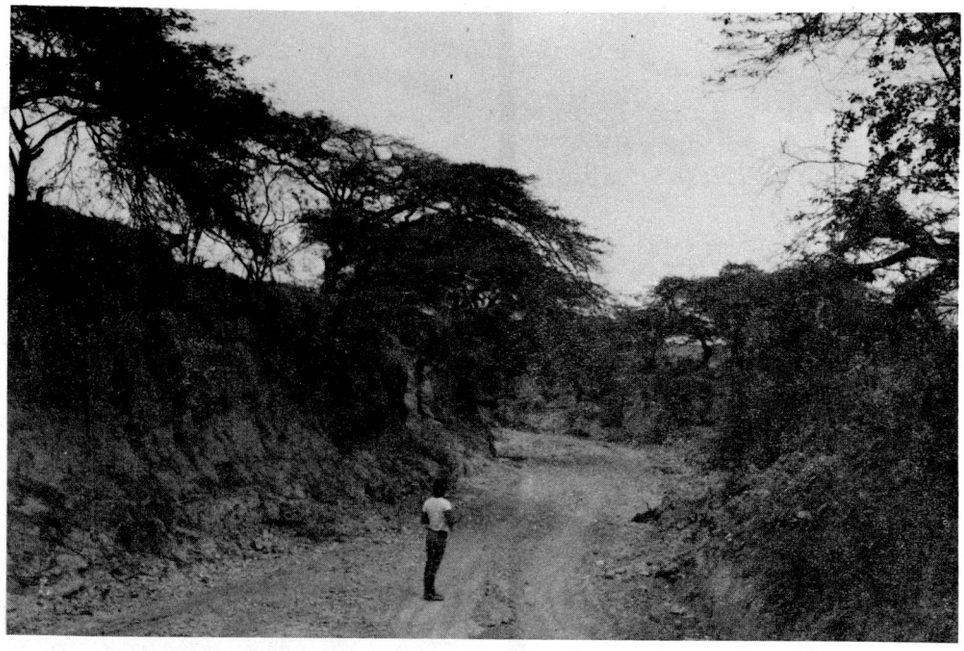
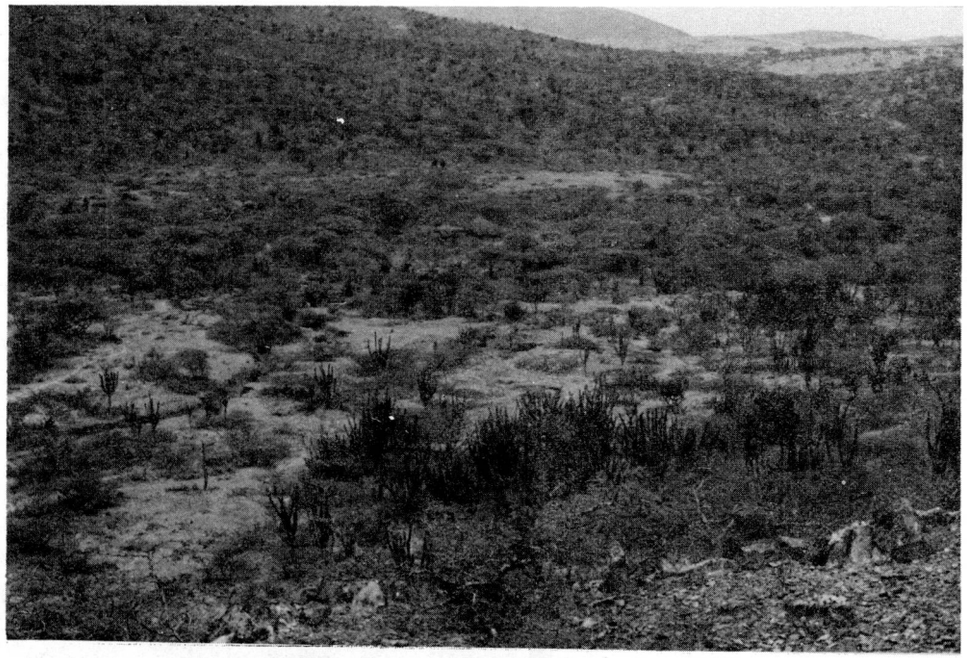


FIGURA 9. Cuenca del río Mamón (Venezuela).



Vista de la sección transversal máxima del canal principal - Cuenca El Mamón.



Vista de los cauces de primer orden en las cabeceras de la cuenca.

Figura 10

CUENCA DEL RIO INDIO (PUERTO RICO)

La cuenca del río Indio está ubicada en la parte norte de la isla de Puerto Rico cerca de la ciudad de Vega Baja. De esta cuenca se eligieron dos subcuencas: la de los ríos Morovis y Unibon con unas superficies de 13 y 23 km^2 respectivamente. La disposición general de las subcuencas se puede observar en la Figura 1. La precipitación media anual sobre las mismas oscila entre 1500 y 2500 mm., casi tres veces más de lo que precipita en la cuenca del Mamón. La precipitación se distribuye uniformemtne durante el año.

ANALISIS GEOMORFOLOGICO DE LAS CUENCAS

Los números de Horton R_A, R_B y R_L, que fueron definidos al inicio de este trabajo, representan las leyes de Horton de composición del drenaje de la cuenca, fueron estimados para todas las cuencas usando el sistema de ordenamiento dado por Strahler. Se hizo un ajuste visual en todos los casos y en el caso de R_B las líneas fueron hechas pasar por el punto $N_\Omega = 1$.

Los diagramas de Horton para todas las cuencas se muestran en la Figura 12 los valores numéricos se dan en la Tabla 1. Tal como se puede ver en la Tabla, todos los valores están dentro de los rangos usualmente encontrados en la naturaleza. La cuenca del Indio en su totalidad tiene un área de caliza extremadamente permeable y por lo tanto su R_A no estuvo dentro del rango, por lo tanto no fue utilizada en este estudio.

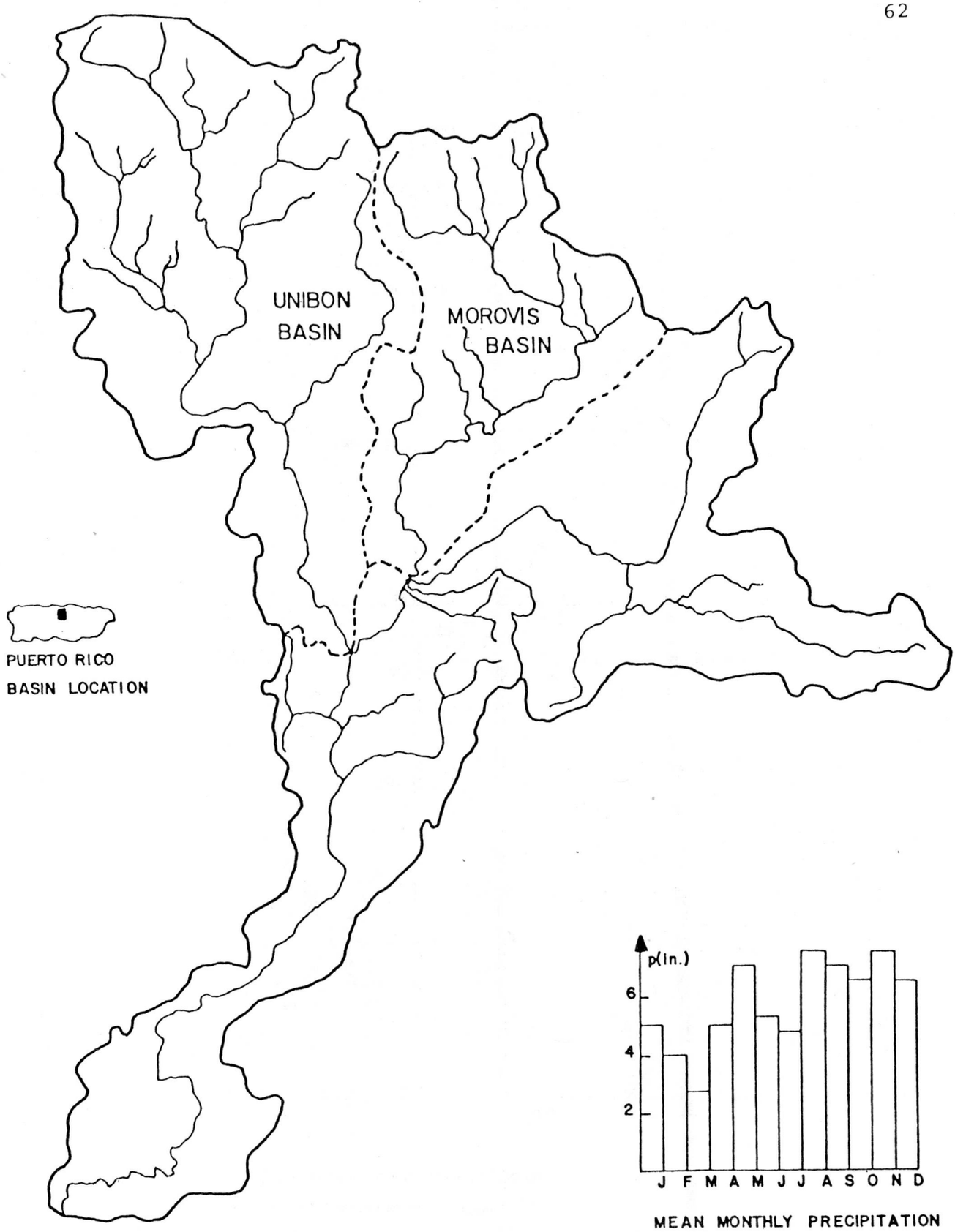


FIGURA 11. Cuenca del río Indio (Puerto Rico) con las subcuencas del río Morovis y del río Unibón.

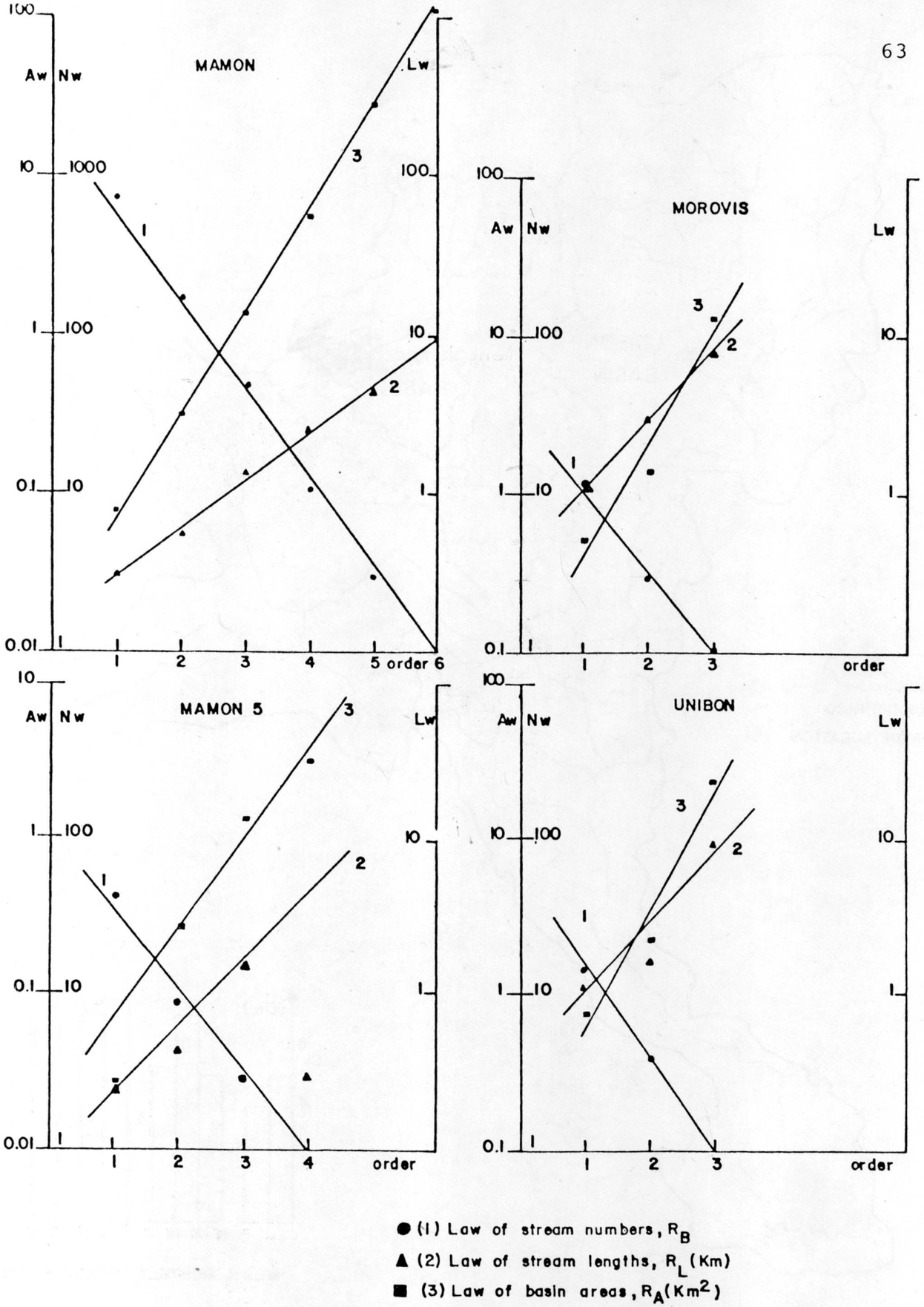


FIGURA 12. Parámetros geomorfológicos de las cuatro cuencas bajo estudio.

Cuenca	Area (km^2)	L_Ω (Km)	R_B	R_A	R_L	Orden
Morovis (Puerto Rico)	13.0	8.0	3.2	5.0	2.7	3
Unibón (Puerto Rico)	23.0	8.6	4.0	5.6	2.8	3
Mamón (Venezuela)	103.0	12.25	3.5	4.5	2.1	6
Mamón 5 (Venezuela)	3.15	3.59	3.3	3.8	2.5	4

TABLA 1. Parámetros geomorfológicos de las cuencas en estudio.

Las relaciones de bifurcación, R_B de las cuatro cuencas son muy similares. Este no es el caso, sin embargo, con las otras dos. La cuenca venezolana tiene una gran densidad de drenaje que se refleja indirectamente en los valores de R_A y R_L los cuales son mayores para las cuencas de Puerto Rico que para la venezolana. Como se mencionara antes, la falta de cobertura vegetal y las grandes crecidas tienden a producir una alta densidad de drenaje.

Las cuencas van de 6° orden para la del Mamón a 3er orden para las de Puerto Rico. La cuenca de 6° orden fue representada tanto en el modelo de lluvia-escorrentía como en la derivación del HUI geomorfológico como una cuenca de 4° orden usando en este caso las relaciones de L_Ω que se mostrara en la primera parte de este trabajo. De una manera similar la subcuenca del Mamón 5 fue representada como una de 3er orden.

DESCRIPCION DE LOS EXPERIMENTOS

Para probar el HUI geomorfológico derivado en la primera parte de este informe, se llevaron a cabo experimentos controlados para derivar los HUI de las cuatro cuencas. Se hizo una detallada modelación de las cuencas en la cual cada segmento del río fue modelado como un segmento en el modelo de lluvia escorrentía que fuera originalmente desarrollado por Schaake (1970). Este modelo está basado en la ecuación de continuidad y en la aproximación de la ecuación de cantidad de movimiento por medio de la teo

ría de la onda cinemática. El amplio conocimiento que los autores tenían del modelo y su gran simplicidad fueron las razones que llevaron a seleccionar este modelo en particular. Más aún, el modelo ha sido usado en Puerto Rico y Venezuela con muy buenos resultados, ver por ejemplo Resource Analysis, Inc.(1976) y Rodríguez Iturbe,(1974).

El modelo de lluvia escorrentía permite variación espacial y temporal de la precipitación y da opción de representar la infiltración por medio de la ecuación de Horton o por el método del Soil Conservation Service. Sin embargo, el uso de tormentas reales introducirá incertidumbres acerca de su distribución temporal y espacial y acerca de las pérdidas por infiltración. Por estas razones, los experimentos controlados asumieron tormentas de intensidad constante uniformemente distribuidas en toda la cuenca. Se adoptó la duración de la tormenta tal que sea mayor que el tiempo de equilibrio de la misma y se utilizó lluvia efectiva, es decir, se asumió la cuenca totalmente impermeable.

DERIVACION DEL HUI POR MEDIO DE UN MODELO LLUVIA-ESCORRENTIA

La descarga de una cuenca Q(t), para una tormenta de duración t_r ($>t_e$) e intensidad constante i_0, es dada por la teoría del HUI como

$$Q(t) = \int_0^t h(\tau)\ i\ (t-\tau)\ d\tau \qquad (42a)$$

o

$$Q(t) = \int_0^t h(t-\tau)\ i\ (t)\ d\tau \qquad (42b)$$

donde

$$i(t) = i_0 \qquad \text{si} \quad t < t_r$$

$$= 0 \qquad \text{si} \quad t > t_r$$

$h(\tau)$ = ordenada del HUI

La derivada de Q(t) da las ordenadas del HUI. Para una tormenta de duración infinita, $t_r = \infty$, la derivada de la Ecuación

$$\frac{dQ(t)}{dt} = \frac{d}{dt} \int_0^t h(\tau) \cdot i_0\ d\tau$$

y usando la regla de Liebniz:

$$\frac{dQ(t)}{dt} = i_0 \cdot h(t) \qquad (43)$$

Para derivar el HUI para una tormenta que dure más que el tiempo de equilibrio pero menos que infinito, la precipitación se define como (Schaake, 1978):

$$i(t) = i_0 \left[u(t) - u(t - t_r) \right] \qquad (44)$$

donde

$$u(t) = 0 \qquad t < 0$$

$$= 1 \qquad t \geq 0$$

y los HUI se pueden obtener tanto de la rama ascendente como de la descendente del hidrograma. Por lo tanto

$$\frac{dQ(t)}{dt} = i_0 \cdot h(t) \qquad t < t_r \tag{45a}$$

$$\frac{dQ(t)}{dt} = i_0 \left[h(t) - h(t - t_r) \right] \qquad t > t_r \tag{45b}$$

Las derivadas de la ecuación (45a) son iguales a 0 cuando se alcanza el estado de equilibrio y las dos expresiones se obtienen de la ecuación (45), una para computar las ordenadas del HUI de la rama ascendente del hidrograma, o sea

$$\frac{dQ(t) \;/\; dt}{i_0} = h_1(t) \tag{47a}$$

y otra para la rama ascendente,

$$-\frac{dQ(t) \;/\; dt}{i_0} = h_2(t) \tag{47b}$$

Este procedimiento se ilustra en la Figura 13 y se utilizó en las cuatro cuencas para varias intensidades yendo de 1cm/hr a 6cm/hr y los HUI derivados se muestran en las Figuras 14, 15, 16 y 17 Como se puede ver en las Figuras, los HUI son muy diferentes, tanto para una misma tormenta -pero computados en las ramas ascenden

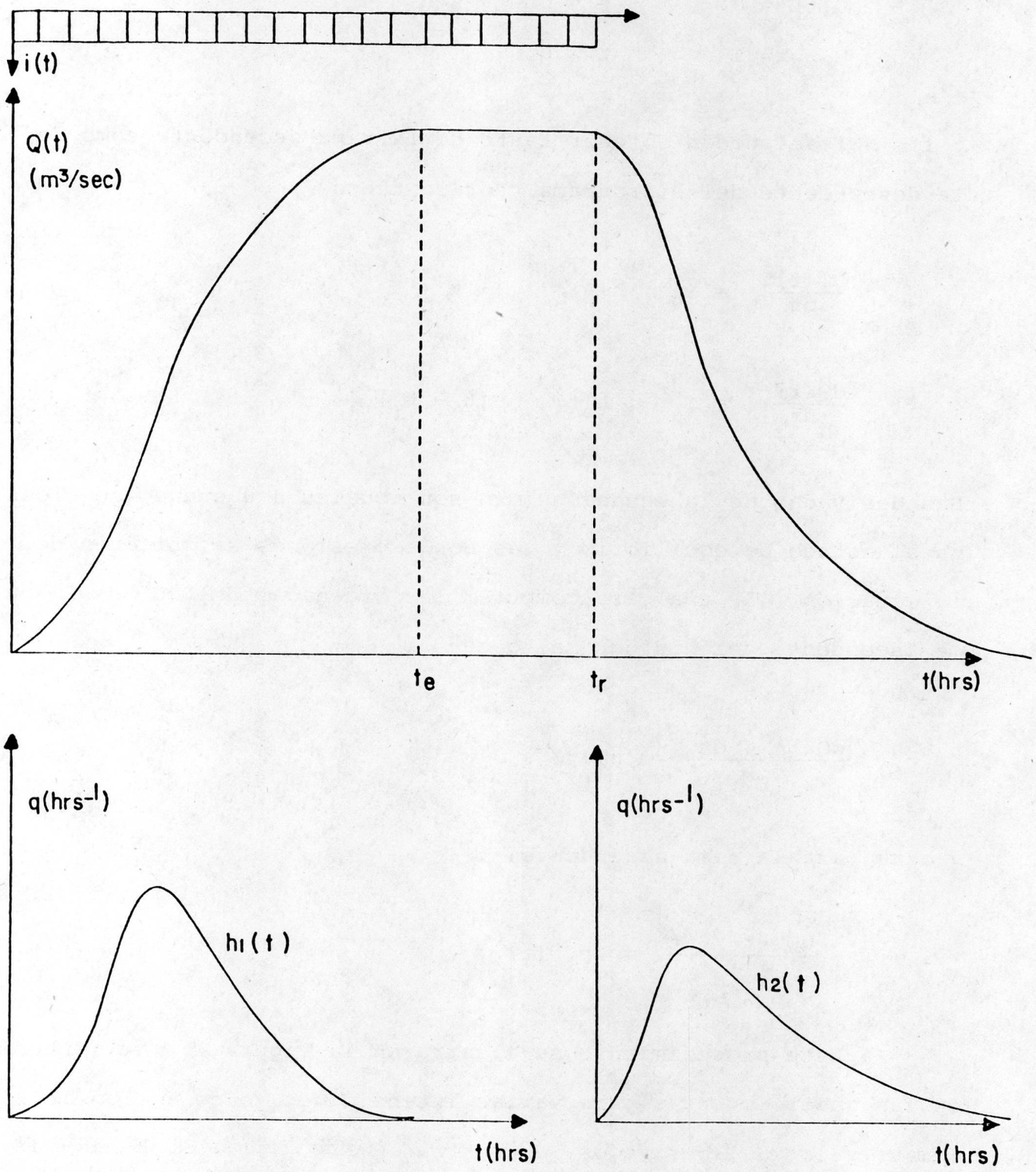


FIGURA 13. Descripción de los experimentos de lluvia-escorrentía para derivar la función de respuesta de una cuenca.

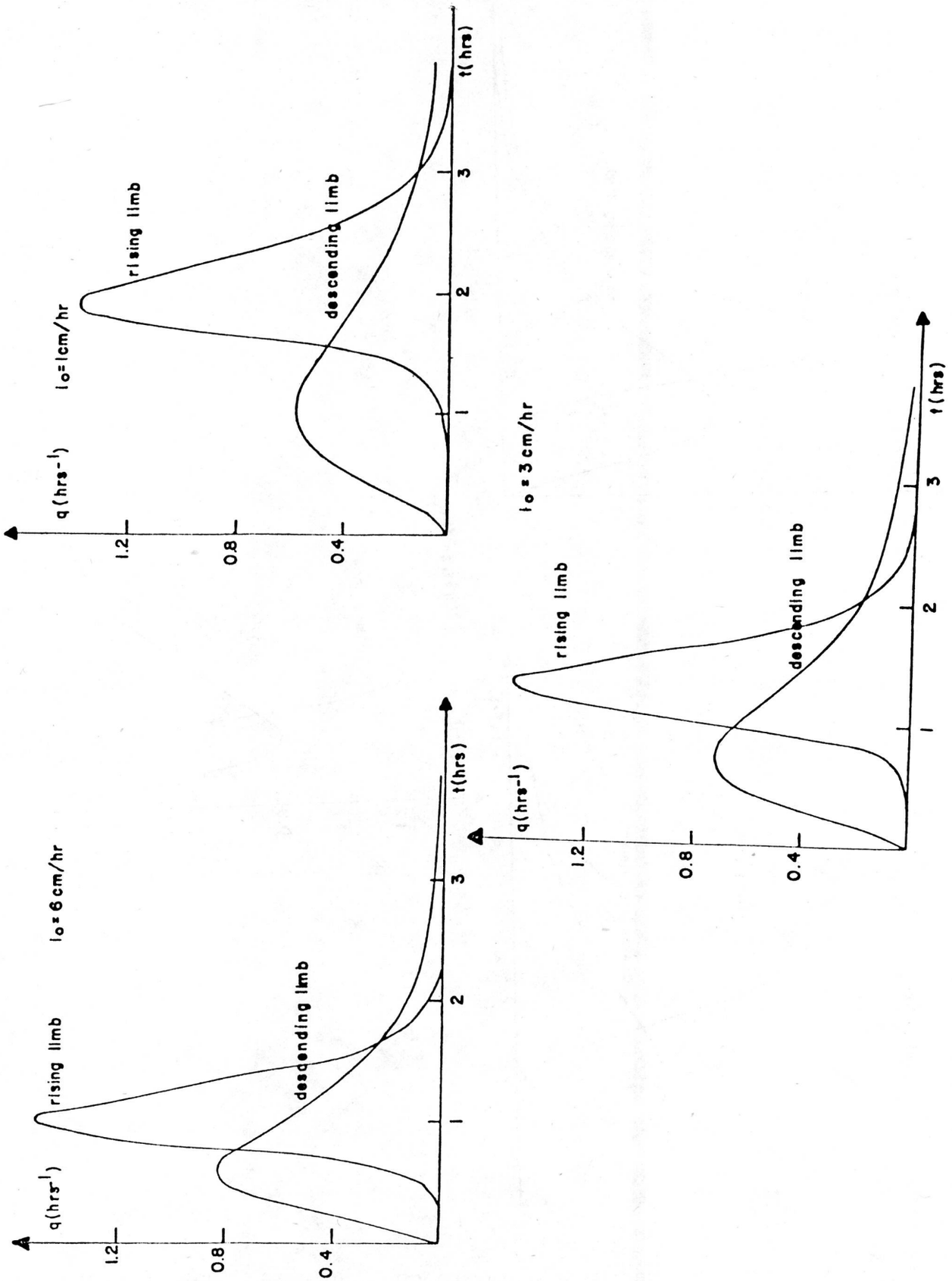


FIGURA 14. HUI derivados del modelo de lluvia-escorrentía para la cuenca del río Unibón para diferentes intensidades de precipitación.

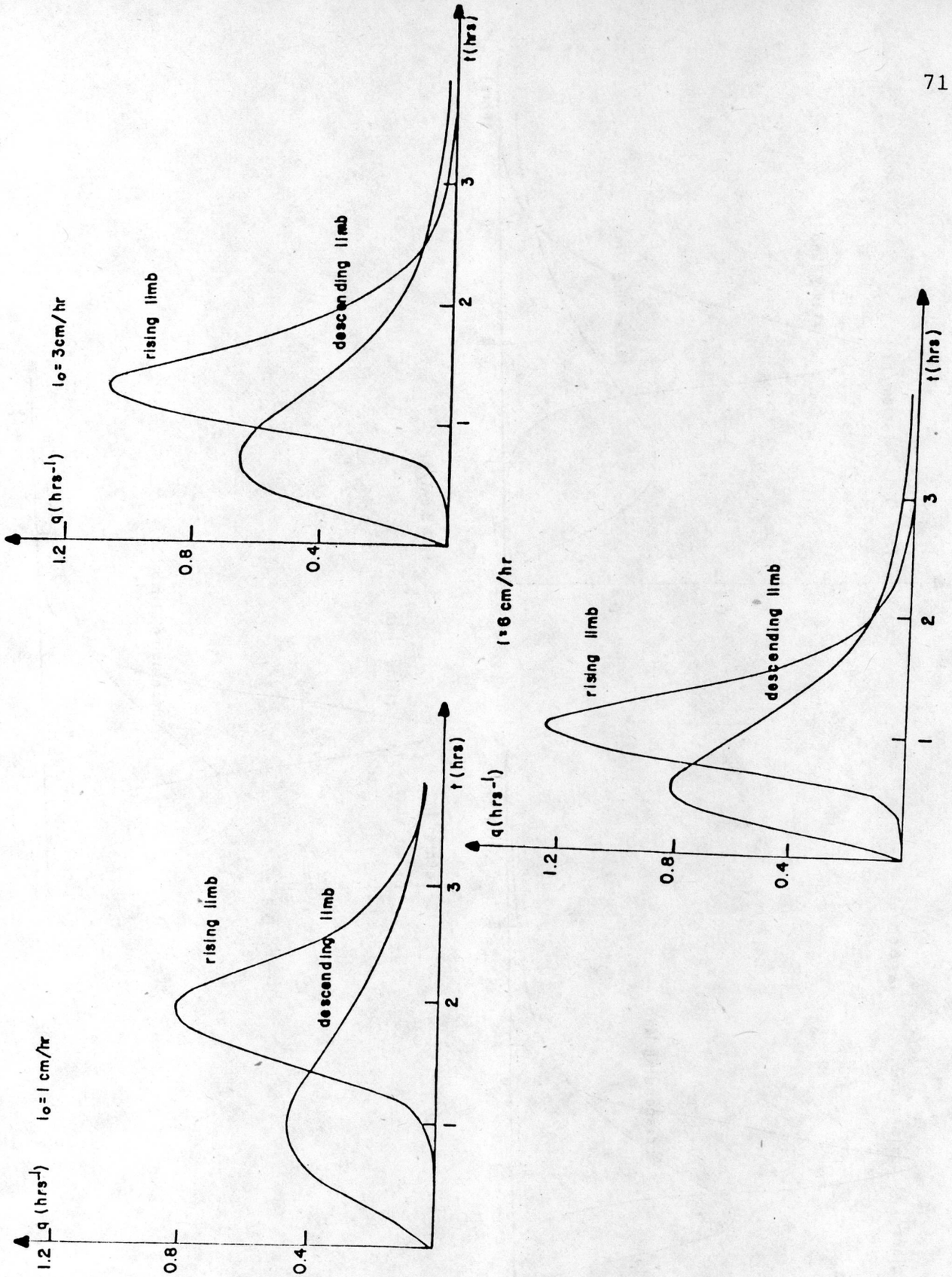


FIGURA 15. HUI derivados del modelo de lluvia-escorrentía para la cuenca del río Morovis para diferentes intensidades de precipitación.

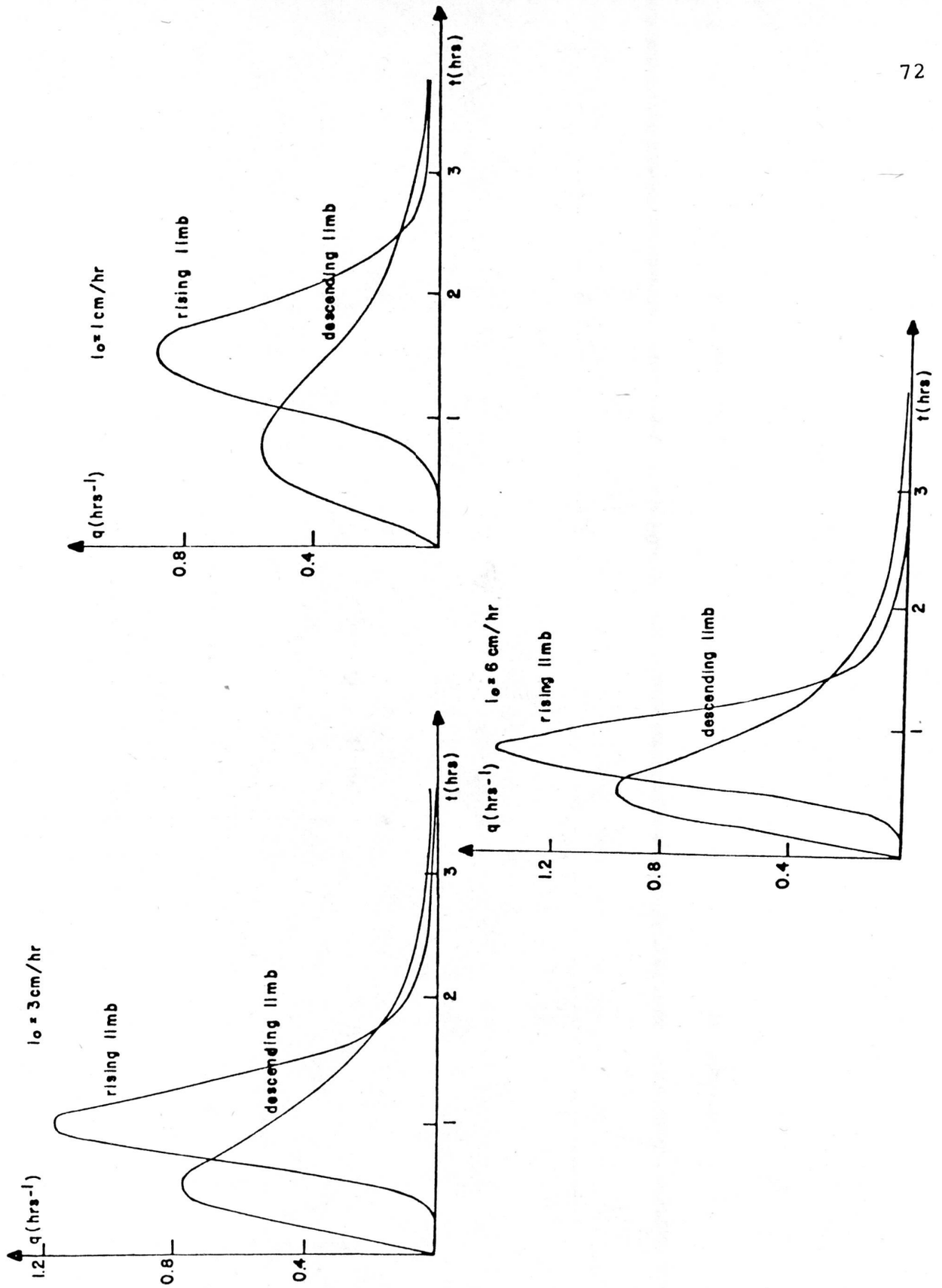


FIGURA 16. HUI derivados del modelo lluvia-escorrentía para la cuenca del río Mamón para diferentes intensidades de precipitación.

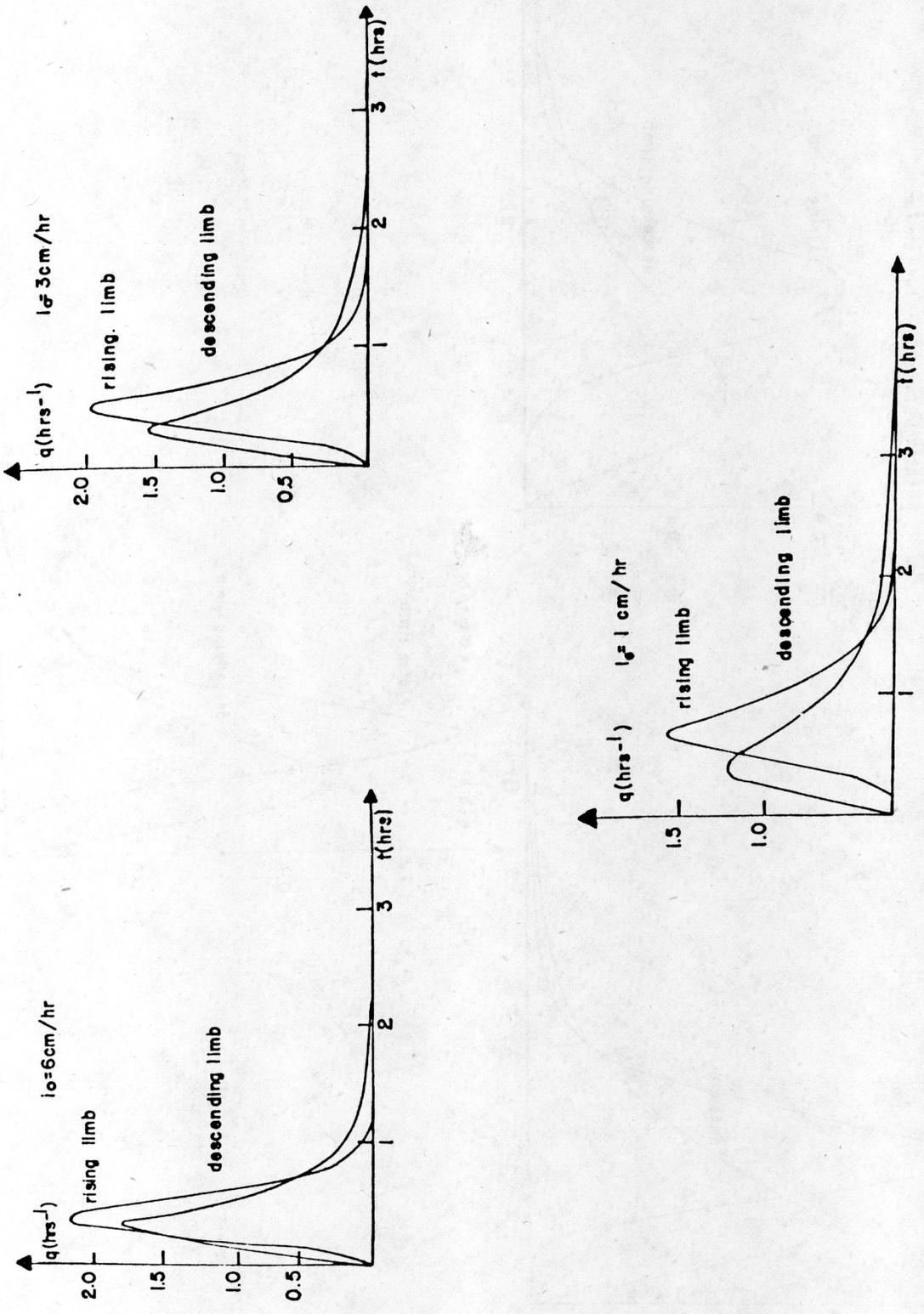


FIGURA 17. HUI derivados del modelo de lluvia-escorrentía para la cuenca del río Mamón 5 para diferentes intensidades de precipitación.

te o descendente- como para diferentes intensidades. Esto se debe a que el modelo de lluvia-escorrentía, el cual está basado en la onda cinemática es una representación no lineal del proceso de escurrimiento en una cuenca. Por lo tanto, para una misma tormenta, al HUI calculado en la rama ascendente le toma un mayor tiempo llegar al pico y este es mayor que en el caso del HUI derivado de la rama descendente. Además, aunque las ordenadas del HUI hayan sido normalizadas por la intensidad de la tormenta, los HUI calculados para la rama ascendente para distintas intensidades de precipitación, no son iguales. Esto se debe también a la no linealidad del modelo lluvia-escorrentía. Los HUI calculados sobre la rama ascendente del hidrograma para diferentes intensidades y para las cuatro cuencas se muestra en la Figura 18.

La comparación de los HUI obtenidos por el modelo de lluvia escorrentía con las derivadas por la teoría geomorfológica no es posible en esta etapa puesto que es necesario definir una velocidad que permita derivar el HUI geomorfológico. Esta velocidad, obviamente, cambia durante la tormenta, yendo desde 0 hasta que alcanza un máximo en el tiempo de equilibrio, permaneciendo constante hasta que termina de llover y después empieza a decrecer. Puesto que las variaciones de velocidad son mayores en la parte ascendente de la curva-S, las comparaciones con el HUI geomorfológico para una velocidad dada, por ejemplo en el tiempo de equilibrio; darán un mejor ajuste para la rama descendente. Aunque el componente cinemático v permite al HUI geomorfológico variar de tormenta a tormenta y también durante la tormenta repre-

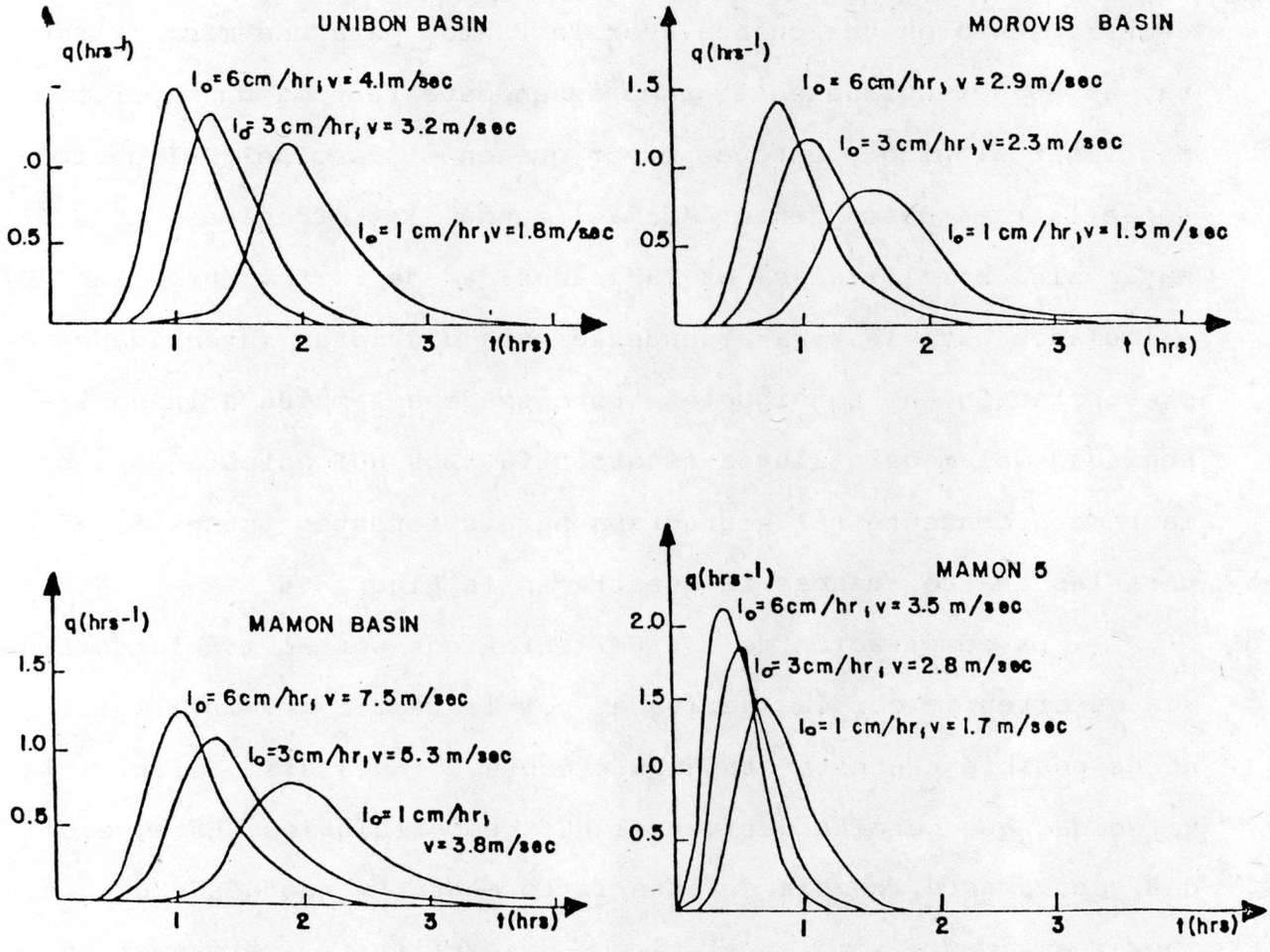


FIGURA 18. Variaciones en las funciones de respuesta de las cuatro cuencas como función de la intensidad de precipitación.

sentando la respuesta de un sistema no lineal como uno lineal, pero variante en el tiempo. El propósito de los experimentos controlados fue el derivar un HUI del modelo lluvia-escorrentía en el cual la velocidad se mantuviera constante.

En una conversación con los autores, el Dr. John Schaake del National Weather Service de los EEUU sugirió la realización de un experimento llamado "jack-up" en el cual después que la descarga alcanza un valor constante, la intensidad de la lluvia es incrementada por un 10% de la intensidad original, i_0. Este experimento se ilustra en la Figura 19. Debido al pequeño incremento en la intensidad, la velocidad durante la parte "jack-up" del experimento permanece prácticamente constante e igual a la velocidad al tiempo de equilibrio. Un punto interesante es que el HUI computado en las ramas ascendente y descendente del "jack-up" son prácticamente iguales para una cuenca y una intensidad dada. Las Figuras 20 a 23 muestran ejemplos de estas comparaciones. Sin embargo, como se puede ver en la Figura 24, los HUI no son idénticos para tormentas de diferente intensidad para una misma cuenca. Esto se debe a que los HUI, aunque fueran derivados bajo una velocidad constante, esta velocidad no es la misma para todas las tormentas sino que aumenta cuando se incrementa la intensidad de la precipitación.

La velocidad al tiempo de equilibrio, v_e, dada por el modelo lluvia-escorrentía se usa para derivar el HUI geomorfológico para cada cuenca y para cada intensidad. Estos HUI geomorfológicos se compararon con los derivados por el modelo lluvia-esco-

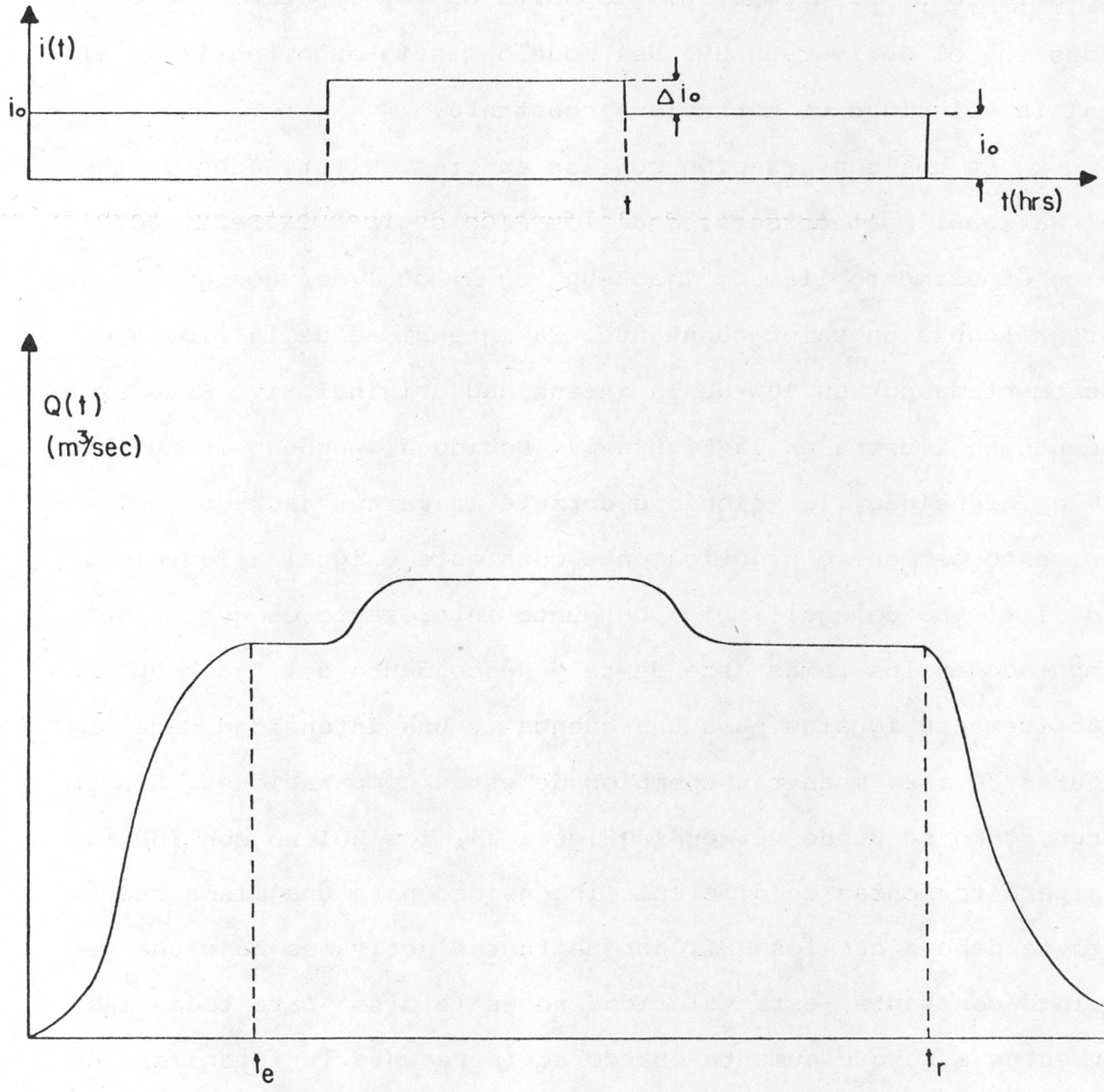


FIGURA 19. Descripción del experimento de "jack-up".

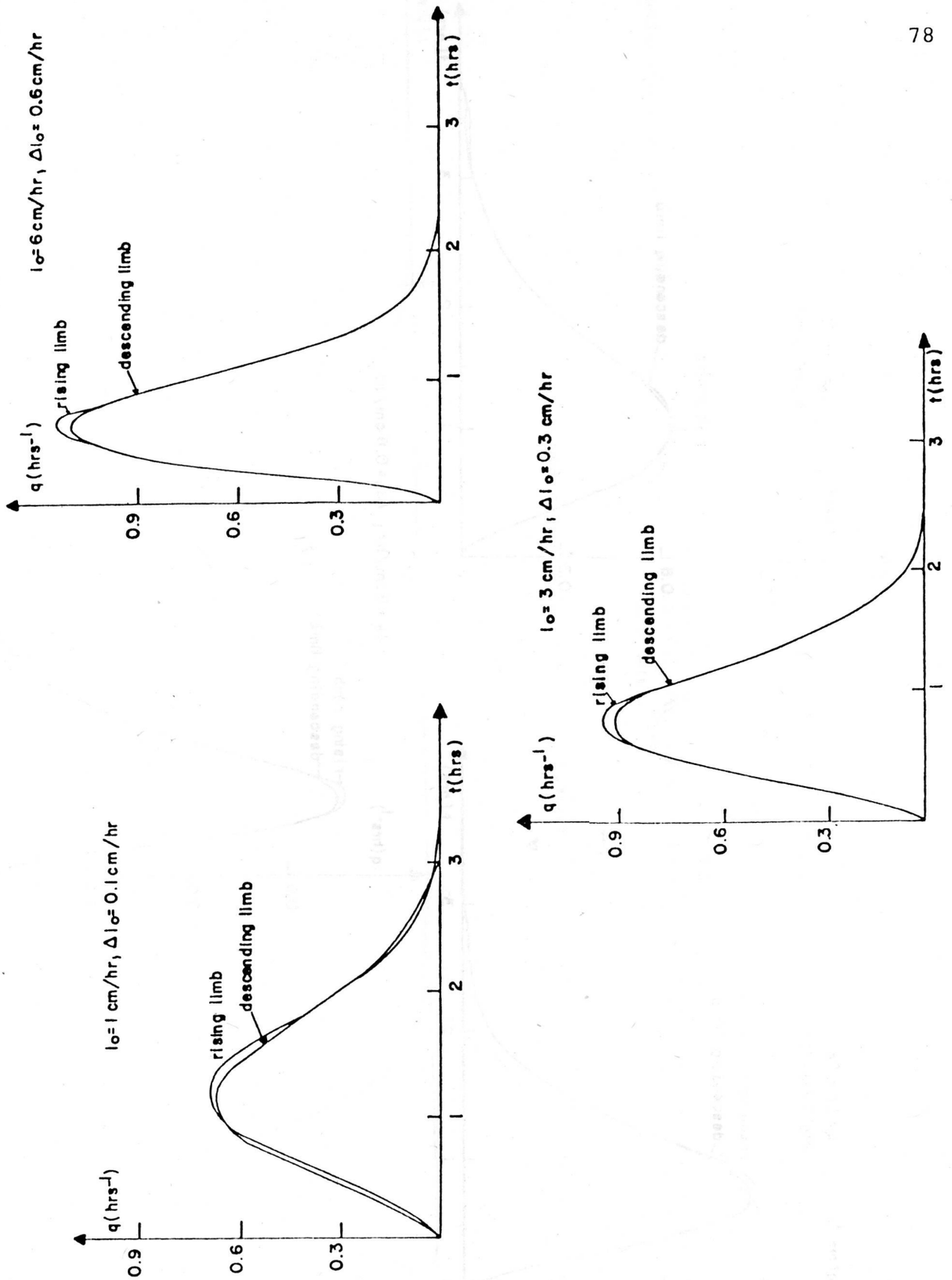


FIGURA 20. HUI derivados por el modelo de lluvia-escorrentía (experimento de "jack-up") para la cuenca del río Unibón para varias intensidades.

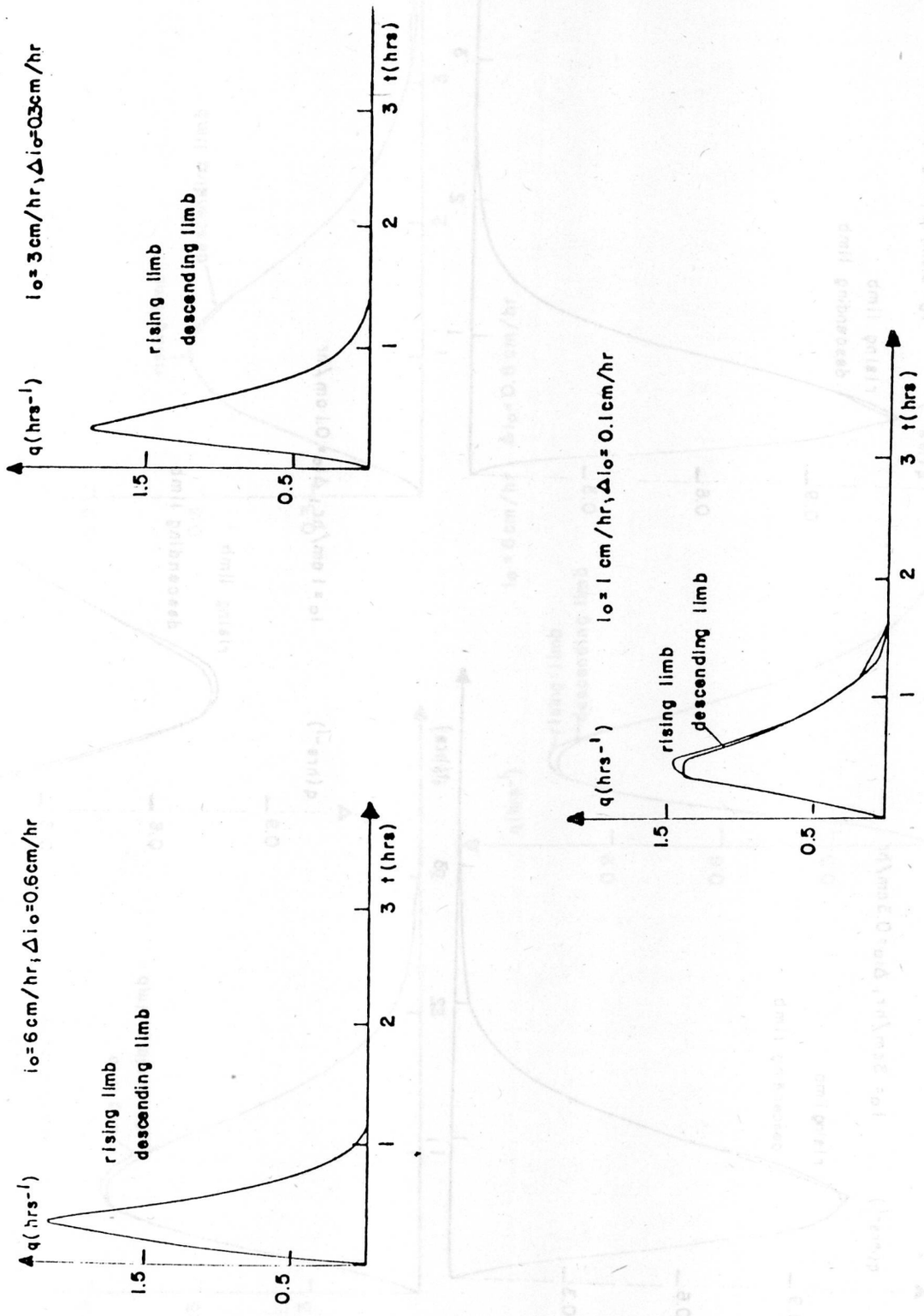


FIGURA 23. HUI derivados por el modelo de lluvia-escorrentía (experimento de "jack-up") para la cuenca del río Mamón 5 para varias intensidades.

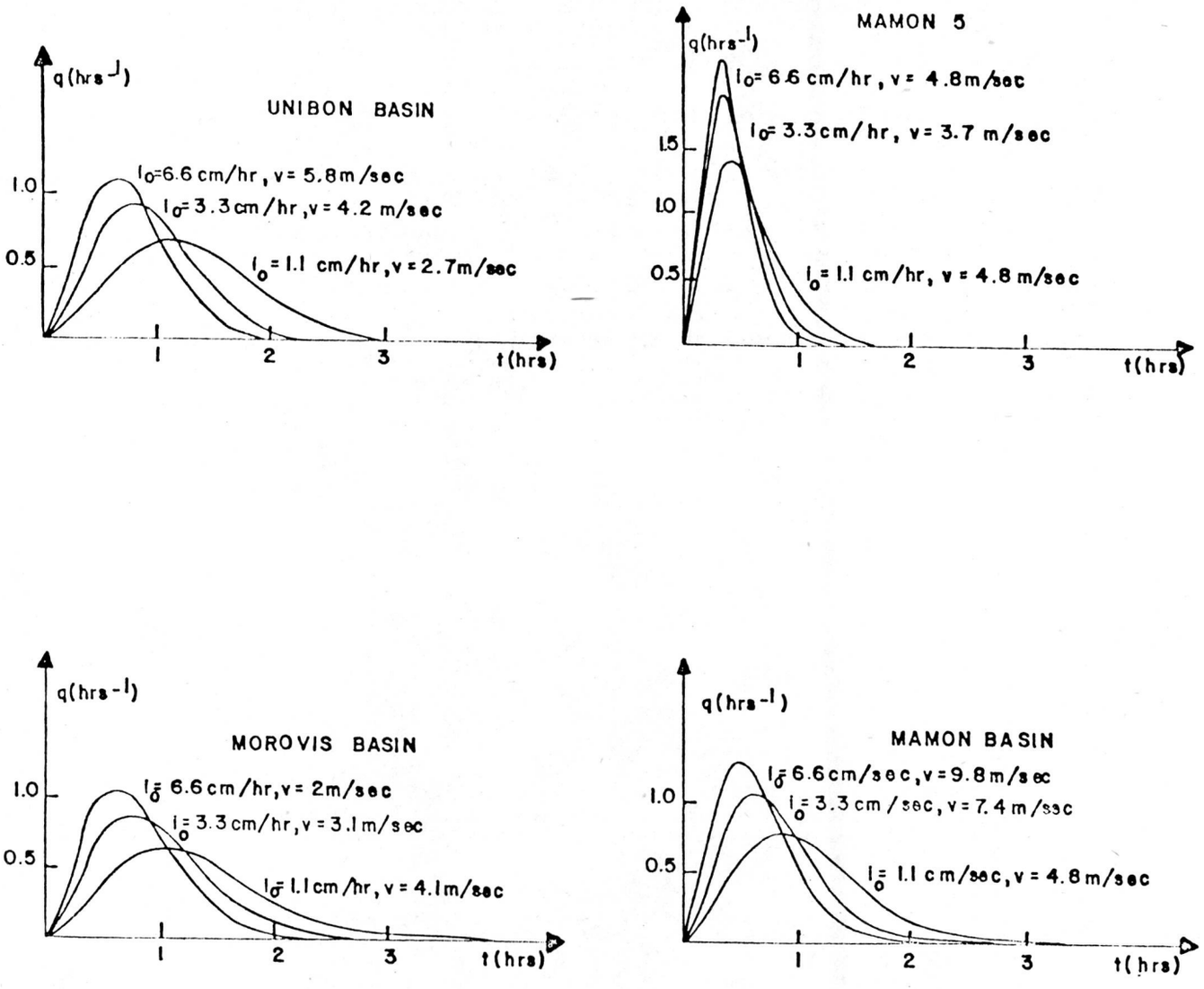


FIGURA 24. Variaciones en la función de respuesta de las cuatro cuencas como función de la intensidad de la precipitación. (Experimentos de "jack - up").

rrentía en los experimentos de "jack-up". La comparación es muy satisfactoria como se puede apreciar en las Figuras 25 a 28. Por lo tanto la variación de tormenta a tormenta de la función de respuesta de una cuenca puede ser satisfactoriamente manejada por el componente dinámico del HUI geomorfológico. La variación durante la tormenta de la función de respuesta que también se debe a las no linealidades del sistema también se pueden manejar por un HUI geomorfológico en el cual v esté variando en el tiempo. En la tercera parte de este trabajo el efecto que estas variaciones tienen en el pico, Q_p y el tiempo al pico T_p se analizan en detalle.

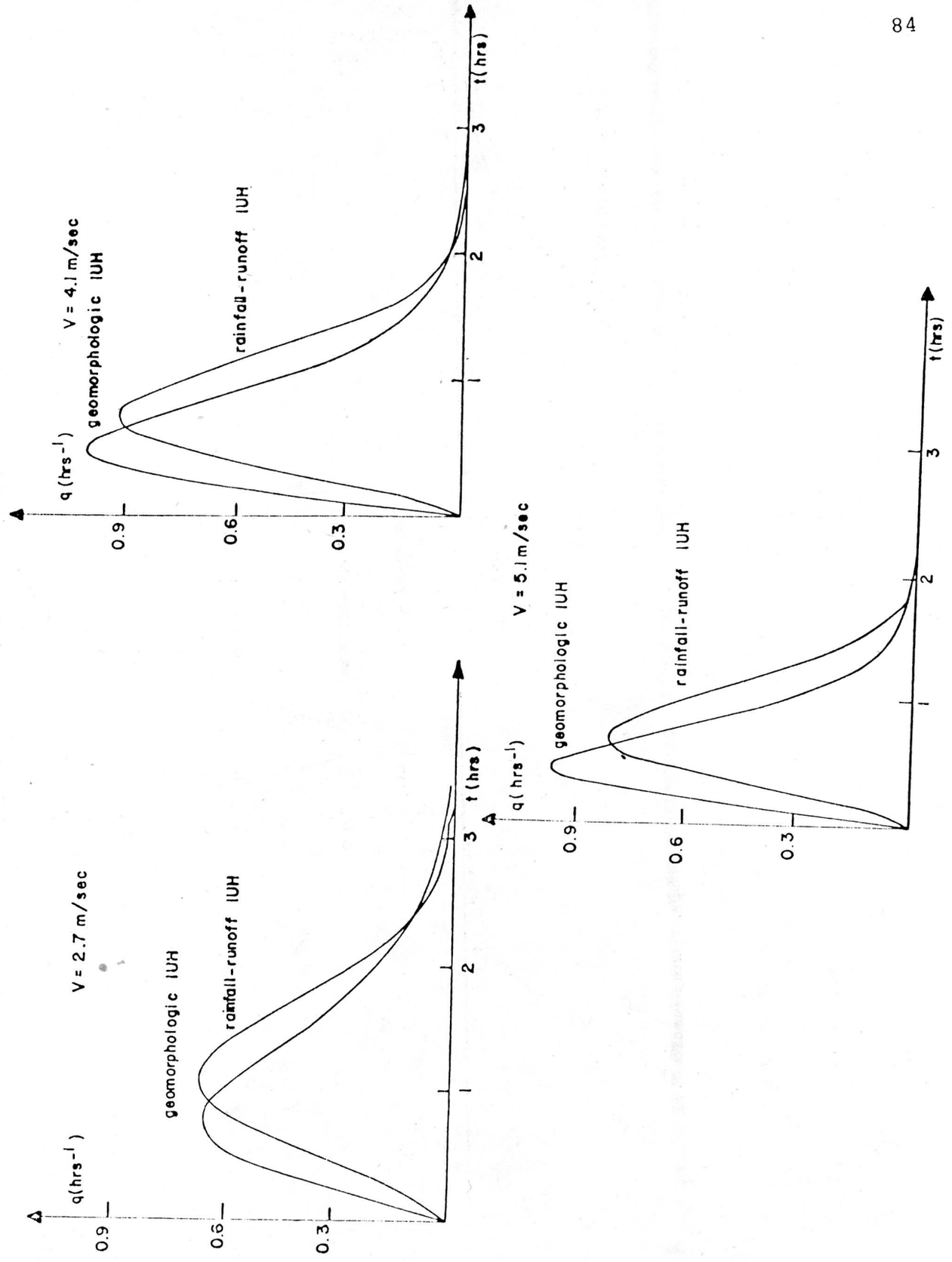


FIGURA 25. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Unibón con el HUI derivado del modelo de lluvia - escorrentía.

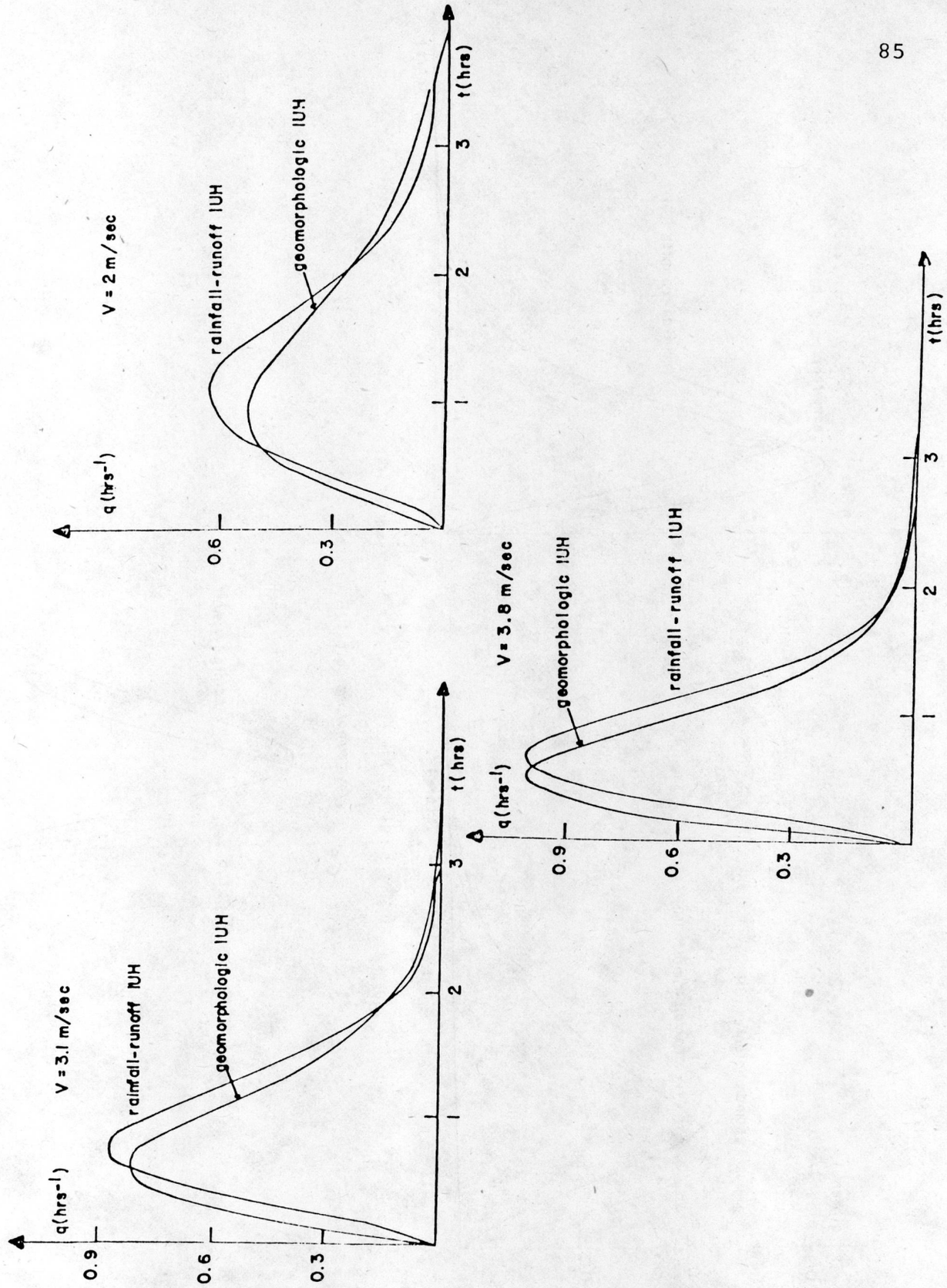


FIGURA 26. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Morovis con el HUI derivado del modelo de lluvia-escorrentía.

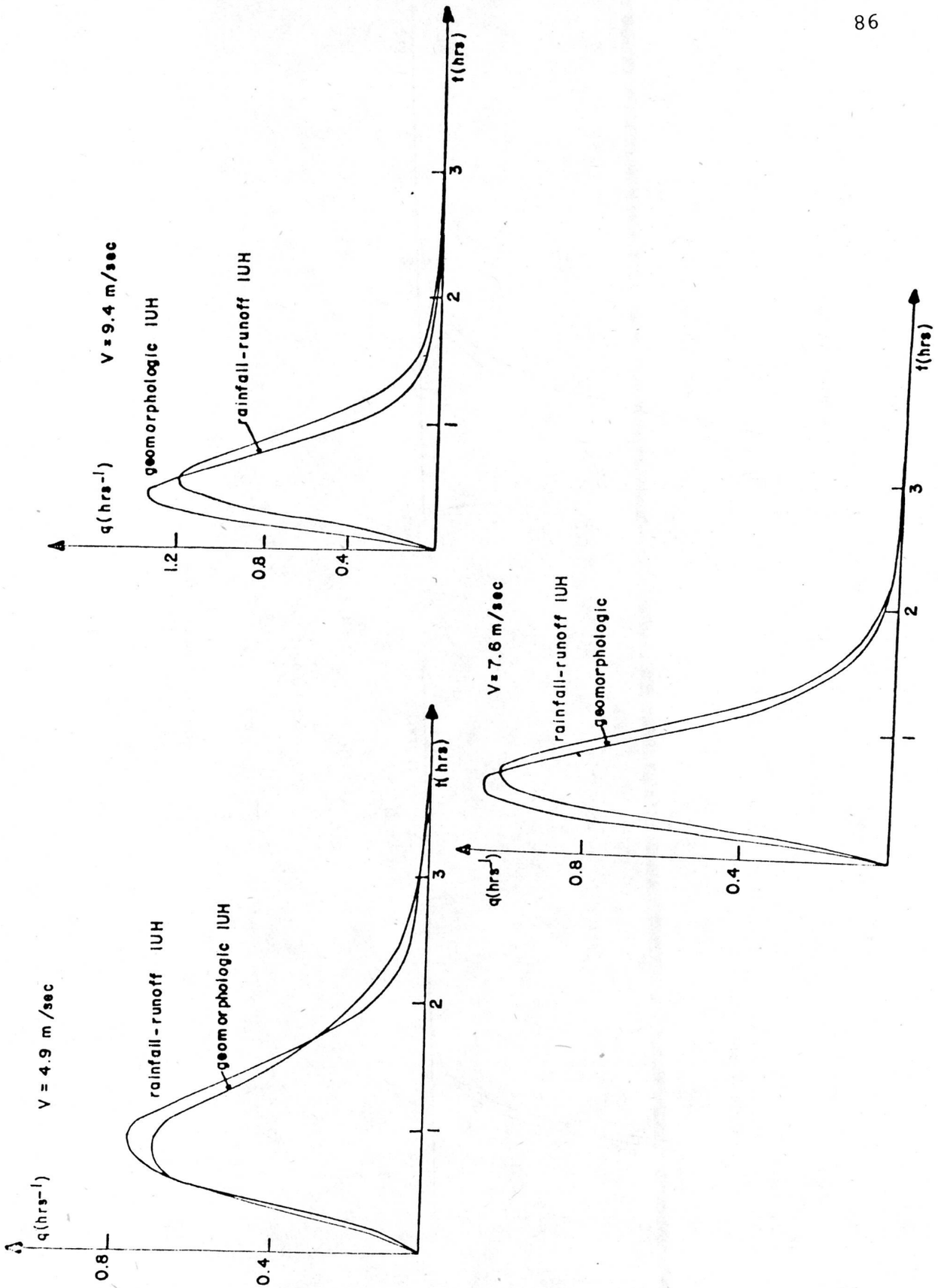


FIGURA 27. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Mamon con el HUI derivado del modelo de lluvia-escorrentía.

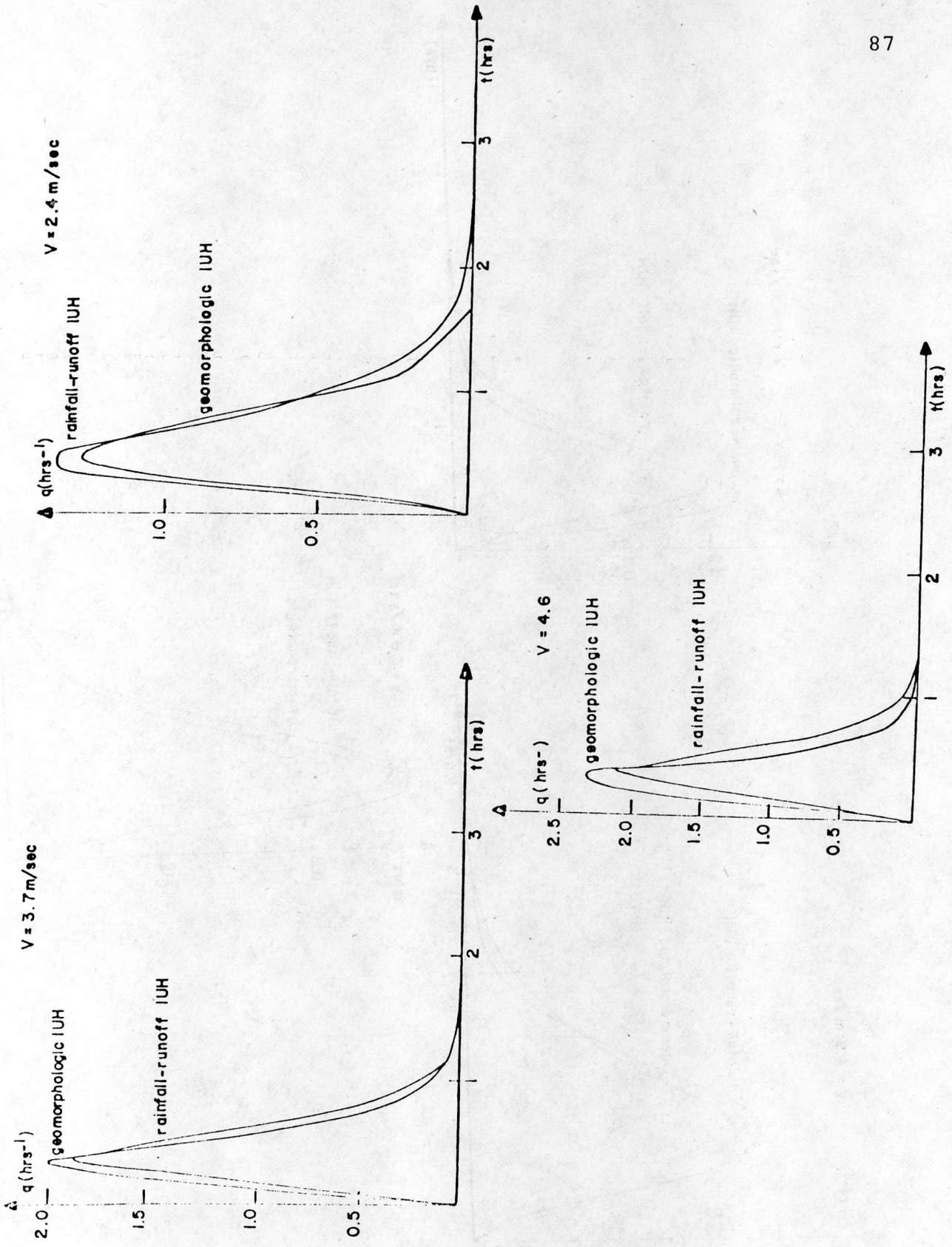


FIGURA 28. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Mamon 5 con el HUI derivado del modelo de lluvia-escorrentía.

T E R C E R A P A R T E :

ESTIMACION DEL TIEMPO AL PICO Y EL PICO DE UNA TORMENTA POR MEDIO DEL HUI GEOMORFOLOGICO.

ESTIMACION DEL TIEMPO AL PICO Y EL PICO DE UNA TORMENTA POR MEDIO DEL HUI GEOMORFOLOGICO.

Los componentes más importantes del hidrograma de una crecida son el pico (Q_p) y el tiempo al pico (T_p). Se ha visto en la primera parte que el HUI geomorfológico es dependiente de la velocidad del caudal en cada intervalo de tiempo. Esta velocidad es desconocida por el hidrólogo y por lo tanto plantea dos áreas de interés que son:

i) Qué tipo de errores en T_p y Q_p se pueden esperar debido a la incertidumbre en la variable v?

ii) Qué clase de errores se pueden esperar en Q_p y T_p cuando se asume un valor constante de v durante una tormenta? ¿Qué velocidad debe ser usada para caracterizar las diferentes velocidades de las gotas a diferentes intervalos de tiempo?

Para estudiar estas dos áreas se utilizaron las mismas cuencas y modelos de lluvia-escorrentía que se describieron en la segunda parte.

CARACTERIZACION DE LA VELOCIDAD DEL CAUDAL.

La velocidad de las partículas en cada parte de la cuenca durante una lluvia de intensidad constante y distribución espacial uniforme se asumió constante para un determinado instante de tiempo. Esta hipótesis fue discutida en la primera parte de este trabajo. Sin embargo, esta velocidad cambia de un instante a

otro con el resultado de que el HUI geomorfológico varía no sólo de tormenta a tormenta sino durante una misma tormenta. Puesto que al usar un HUI variante en el tiempo,el cual dependerá de una velocidad también variante en el tiempo, complicaría considerablemente hacer inferencias sobre Q_p y T_p tanto por propósitos prácticos como por generalizaciones teóricas se intentó la posibilidad de representar las variaciones de la velocidad con un valor característico único.

Con este propósito se utilizaron tres de las cuencas descritas en el segunda parte a las cuales se les impusieron tormentas de diferentes intensidades y duraciones. Del modelo lluvia-escorrentía se obtuvieron histogramas de la distribución de velocidades sobre todo el período del hidrograma de salida de la cuenca. La Figura 29 muestra resultados típicos de este análisis. En todos los casos la distribución de velocidades exhibe una variación relativamente pequeña en el sentido de que la mayor parte del caudal está concentrado en un intervalo no muy ancho cerca de la velocidad en el pico. La variancia de la distribución disminuye cuando se incrementan ya sea la intensidad, la duración de la tormenta o ambas. Esto tiende a indicar que el usar el HUI geomorfológico con una velocidad constante e igual a la del pico es una hipótesis justificable para la estimación del Q_p y T_p.

Las características cinemáticas del proceso de respuesta se asumieron por lo tanto que están sintetizadas en la velocidad máxima esperada durante la descarga. Ahora se analizará la bondad de esta hipótesis. Con este fin los parámetros del HUI -q_p y t_p- se estimaron para las tres cuencas mencionadas para un rango de

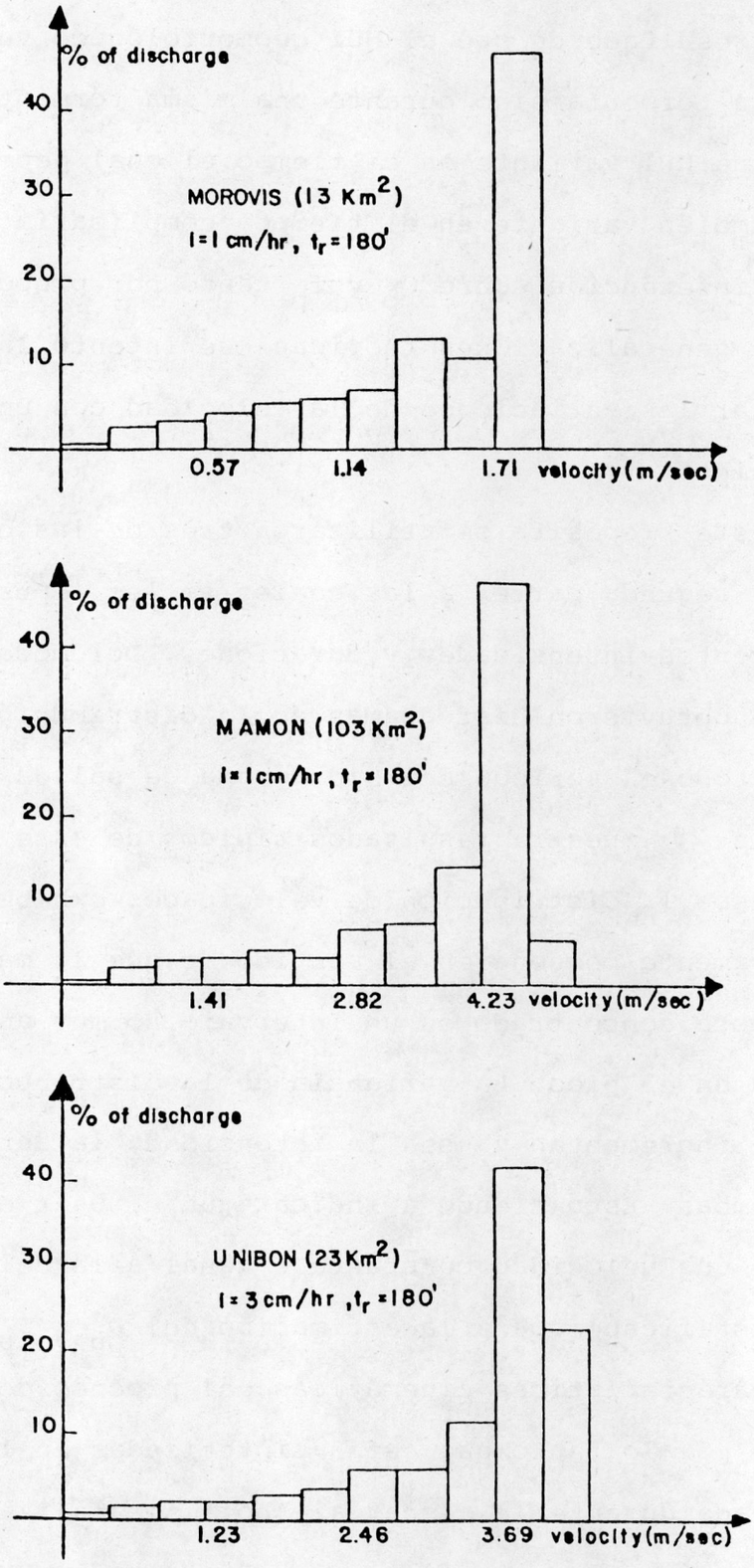


FIGURA 29. Ejemplo de los histogramas de velocidad obtenidos por el modelo de lluvia-escorrentía a la salida de diferentes cuencas.

velocidades de 0.5 m/seg a 7 m/seg. Para simplificar el análisis se asumió una forma triangular para el HUI dado que para predicción la forma del hidrograma no es importante (Henderson, 1963). De esta forma se obtuvo un conjunto de HUI triangulares para cada cuenca, cada uno de ellos correspondiente a una velocidad.

Se procesaron luego tormentas de diferentes intensidades y duraciones por medio de la integral de convolución con el correspondiente HUI para obtener el Q_p y T_p predicho por el HUI geomorfológico. Estos Q_p y T_p se compararon luego con los obtenidos después de haber procesado las mismas tormentas por medio del modelo lluvia-escorrentía.

Las Tablas (3) a (4) dan ejemplos de los resultados obtenidos cuando se compararon Q_p^* y T_p^* obtenidos por el modelo de lluvia-escorrentía con los Q_p y T_p obtenidos cuando el HUI geomorfológico con una velocidad igual a la observada en el modelo lluvia-escorrentía en el momento del pico (v_p^*).

Las comparaciones son muy estimulantes sugiriendo que el HUI geomorfológico puede ser una herramienta muy útil en muchas regiones en las cuales exista muy poca información. Estas comparaciones también sugieren una forma de comparar respuestas de diferentes cuencas a tormentas.

Puesto que v_p^* es desconocida al hidrólogo, la sensibilidad de Q_p y T_p a diferentes hipótesis en v_p^* fue analizada estimando los porcentajes de error $|Q_p - Q_p^*| / Q_p^*$ y $|T_p - T_p^*| / T_p^*$ para el mismo tipo de experimento que se describió anteriormente.

Las Figuras (30) a (32) muestran ejemplos de los resultados

Mamon: R_A=4.5, R_B=3.5, R_L=2.1, 6th order, L_Ω=12.25Kms, A=103 Km^2

v(m/sec)	T_p(minutes)	Q_p(m^3/sec)	
	i= 1 cm/hr, t_r= 3 hrs		
4.0	186	281	v_p^* = 4.6
4.5	180	284	Q_p^* = 271
5.0	164	285	T_p^* = 180
	i= 1 cm/hr, t_r= 2 hrs		
4.0	141	236	v_p^* = 4.4
4.5	135	252	Q_p^* = 238
5.0	130	265	T_p^* = 130
	i= 1 cm/hr, t_r= 1 hr		
3.0	113	112	v_p^* = 3.3
3.5	103	128	Q_p^* = 113
4.0	96	143	T_p^* = 110
	i= 1 cm/hr, t_r= 0.5hrs		
2.0	125	40	v_p^* = 2.2
2.5	104	50	Q_p^* = 40
3.0	91	59	T_p^* = 130

TABLA 2. Ejemplos de las comparaciones para la cuenca del Río Mamón de las descargas pico y tiempo al pico obtenido por el HUI geomorfológico con los valores equivalentes (Q_p^*, T_p^*) obtenidos por los experimentos de lluvia-escorrentía.

Unibon: R_A=5.6, R_B=4, R_L=2.8, 3rd order, L_Ω=8.6Kms, A=23Km^2

v(m/sec)	T_p(minutes)	Q_p(m^3/sec)	
	i= 3cm/hr, t_r= 3hrs		
2.5	185	192	v_p^* = 4.1
3.0	170	194	Q_p^* = 194
4.0	127	194	T_p^* = 180
	i= 3cm/hr, t_r= 2hrs		
3.5	126	188	v_p^* = 4.0
4.0	122	193	Q_p^* = 188
4.5	113	194	T_p^* = 120
	i= 3cm/hr, t_r= 1hr		
2.5	95	98	v_p^* = 3.2
3.0	86	113	Q_p^* = 109
3.5	81	127	T_p^* = 100
	i= 3cm/hr, t_r= 0.5hrs		
1.5	104	33	v_p^* = 2.2
2.0	84	43	Q_p^* = 44
2.5	72	53	T_p^* = 100

TABLA 3. Ejemplos de las comparaciones para la cuenca del Unibón de las descargas pico y tiempo al pico obtenido por el HUI geomorfológico con los valores equivalentes (Q_p^*, T_p^*) obtenidos por los experimentos de lluvia-escorrentía.

Morovis: R_A=5, R_B=3.2, R_L=2.7, 3rd order, L_Ω=8 Kms, A= 13Km^2

v(m/sec)	T_p(minutes)	Q_p(m^3/sec)	
	i= 3cm/hr, t_r= 3hrs		
2.5	182	112	v_p^* = 3.0
3.0	159	112	Q_p^* = 112
3.5	136	112	T_p^* = 180
	i= 3cm/hr, t_r= 2hrs		
2.5	136	97	v_p^* = 2.9
3.0	129	105	Q_p^* = 103
3.5	124	110	T_p^* = 130
	i= 3cm/hr, t_r= 1hr		
2.0	100	49	v_p^* = 2.3
2.5	89	59	Q_p^* = 55
3.0	82	68	T_p^* = 90
	i= 3cm/hr, t_r= 0.5hrs		
1.0	130	14	v_p^* = 1.5
1.5	95	20	Q_p^* = 21
2.0	77	26	T_p^* = 100

TABLA 4. Ejemplos de las comparaciones para la cuenca del Morovis de las descargas pico y tiempo al pico obtenido por el HUI geomorfológico con los valores equivalentes (Q_p^*, T_p^*) obtenidos por los experimentos de lluvia-escorrentía.

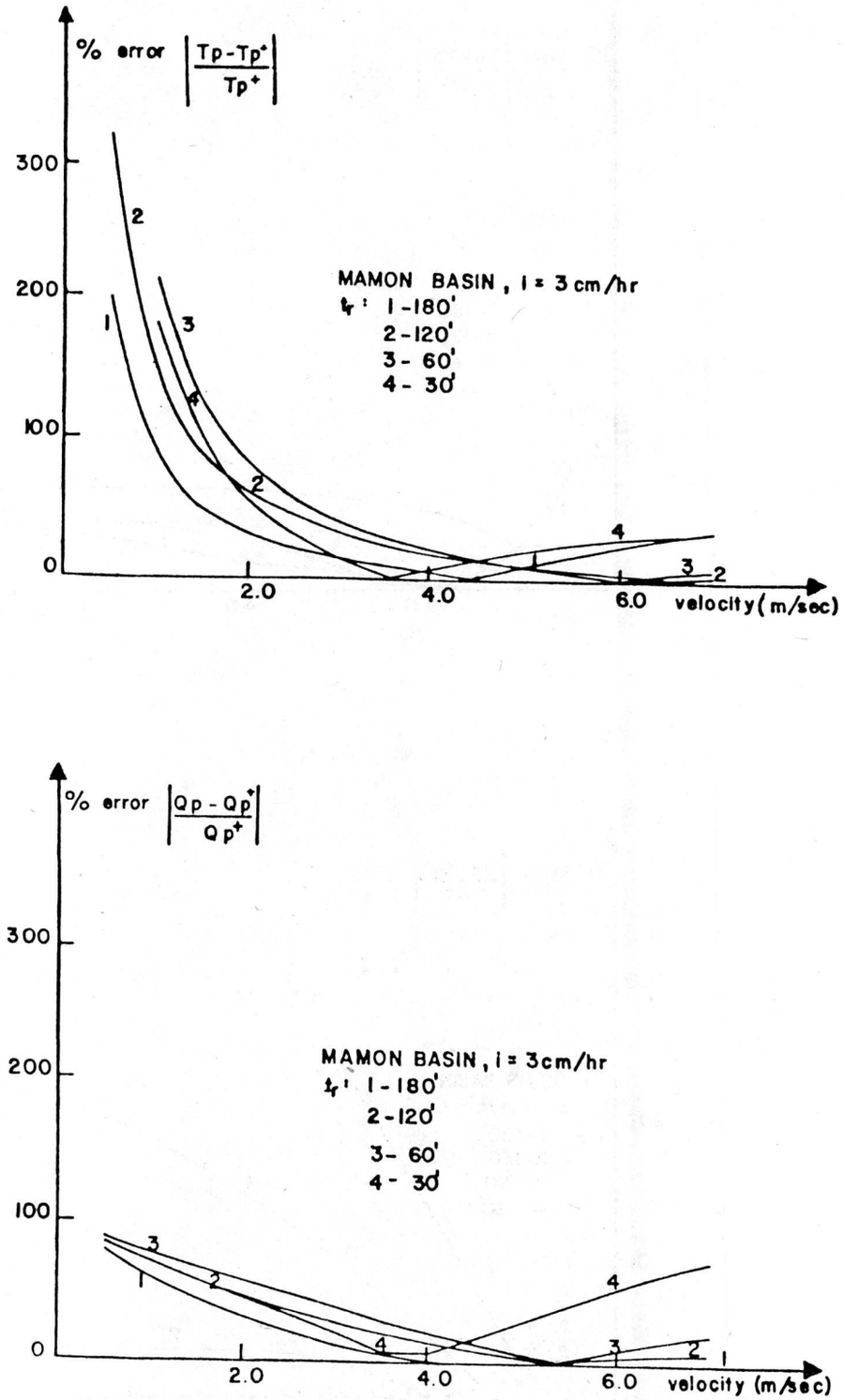


FIGURA 30. Ejemplo de los errores hechos en la estimación de Q_p y T_p para varias tormentas en la cuenca del Río Unibón cuando se usan diferentes velocidades en el HUI geomorfológico.

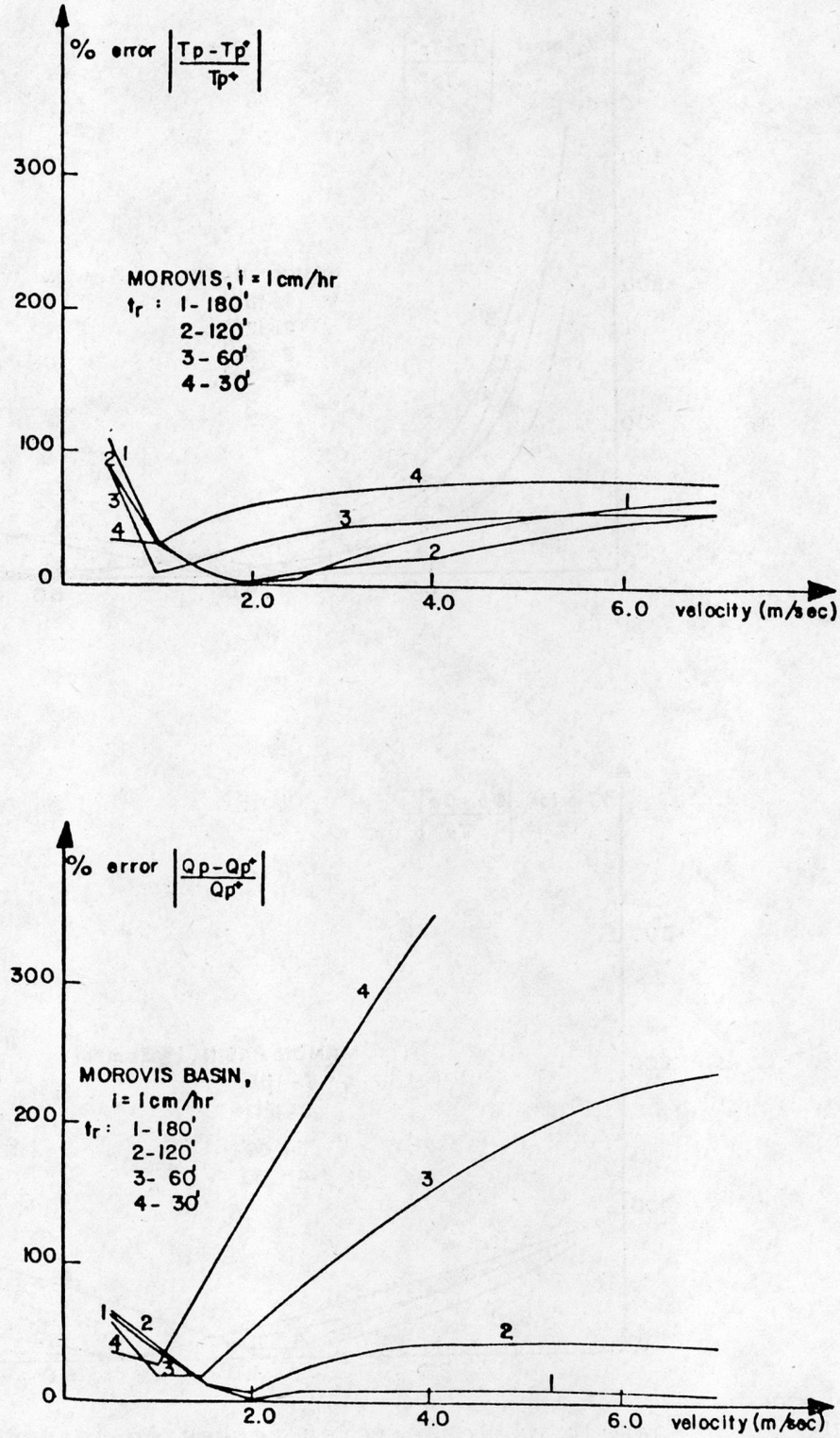


FIGURA 31. Ejemplo de los errores hechos en la estimación de Q_p y T_p para varias tormentas en la cuenca del Río Morovis cuando se usan diferentes velocidades en el HUI geomorfológico.

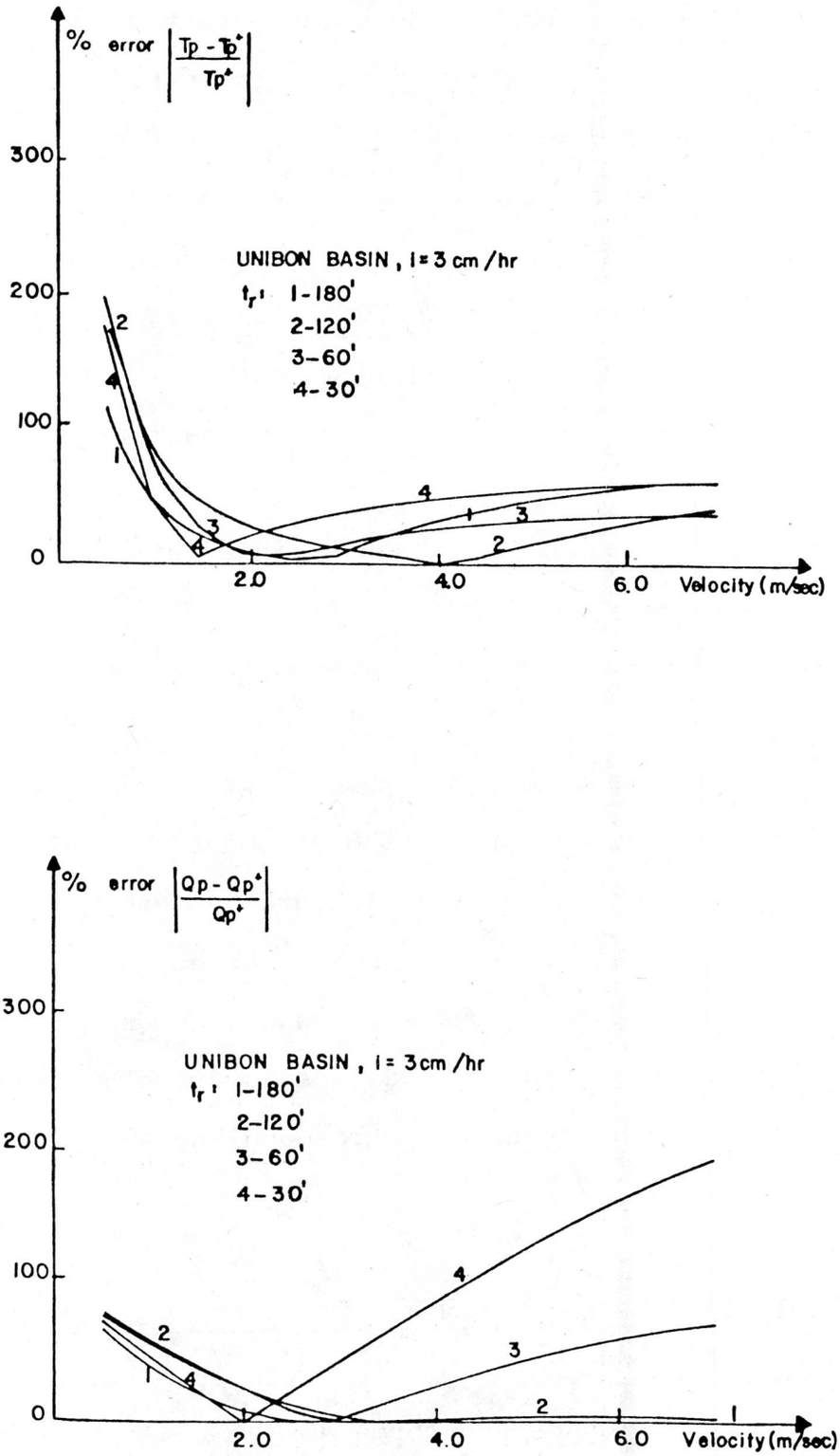


FIGURA 32. Ejemplo de los errores hechos en la estimación de Q_P y T_P para varias tormentas en la cuenca del Río Mamón cuando se usan diferentes velocidades en el HUI geomorfológico.

obtenidos en este análisis. Se puede observar que cuando v_p^* es mayor de 2 m/seg uno puede errar en la estimación de la velocidad a ser usada en el HUI geomorfológico sin que esto produzca serios errores en la estimación del pico y en el tiempo al pico. Sin embargo en tormentas con menores velocidades de descarga, errores relativamente pequeños en v_p^* pueden llevar a errores grandes en la estimación de T_p y Q_p. Para diseño, estos resultados son tranquilizadores, puesto que el ingeniero está habitualmente preocupado con la respuesta de las cuencas a tormentas críticas que producen grandes velocidades de descarga. El ingeniero puede estimar Q_p y T_p para diferentes valores de la velocidad y se puede hacer un análisis de decisión, teniendo en cuenta la incertidumbre en la velocidad.

El análisis anterior también muestra el peligro de usar hidrogramas unitarios derivados de tormentas de diferente carácter de aquellas en las cuales el hidrólogo está interesado en estudiar. Más aún, señala en una manera objetiva los diferente HUI que se pueden obtener en una misma cuenca cuando se realiza la estimación en un esquema de análisis numérico aplicado a lluvias diferentes y sus hidrogramas correspondientes.

CARACTERISTICAS DE LA TORMENTA Y DE LA RED DE DRENAJE: SUS PESOS RELATIVOS.

La suposición de una forma de HUI lleva a relaciones explícitas que conectan la tormenta y la red de drenaje con relación a su acción conjunta para producir la descarga pico. Henderson

(1963) ha demostrado que para un HUI de forma triangular se mantiene la siguiente relación

$$\frac{Q_p}{Q_e} = \frac{2t_r}{t_b} \left(1 - \frac{t_r}{2t_b} \right) \qquad (48)$$

donde Q_p es la descarga tipo producida por una lluvia de intensidad constante i y duración t_r, Q_e es la descarga de equilibrio, igual a i A y t_b es el tiempo base del HUI.

Puesto que $q_p \times t_b = 2$, uno puede re-escribir (48) como

$$\frac{Q_p}{Q_e} = t_r \cdot q_p \left(1 - \frac{t_r \cdot q_p}{4} \right) \qquad (49)$$

Usando $q_p = \frac{1.31}{L_\Omega} R_L^{0.43} v \qquad (50)$

uno puede estimar la relación Q_p/Q_e para diferentes combinaciones de t_r, v, L_Ω y R_L.

Las Figuras 33 y 34 muestran ejemplos de esta dependencia. Es interesante notar que:

a) Cuando v aumenta con t_r constante hay un considerable aumento del cociente Q_p/Q_e. Esto significa que tormentas de la misma duración e intensidad producen diferentes picos dependiendo en los caudales en la red antes de la tormenta.

b) Cualquier correlación entre los picos de tormentas de diferente duración debe tomar en cuenta la velocidad o el análi-

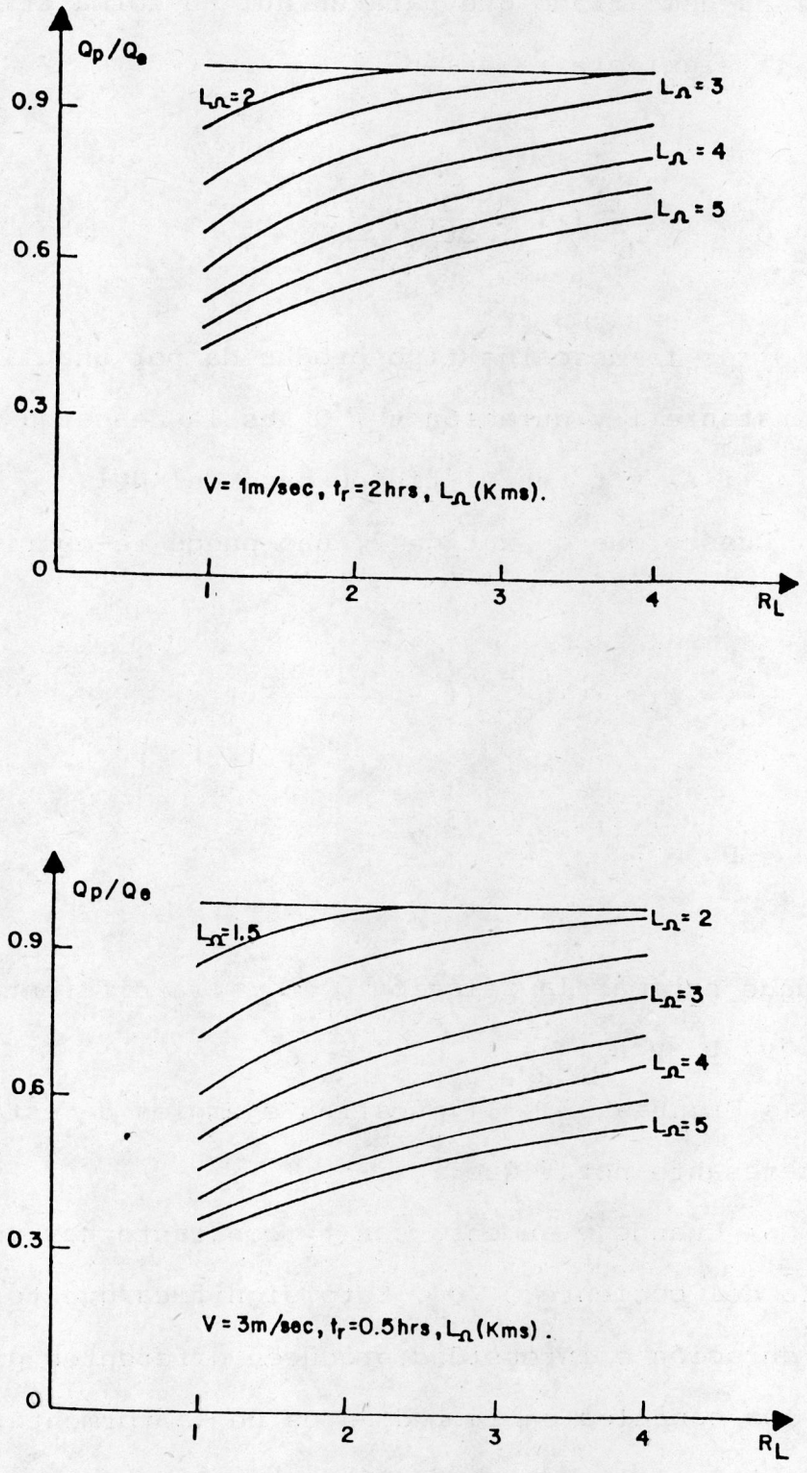


FIGURA 33. Pesos relativos de las características de la tormenta y las propiedades de la cuenca en la descarga pico de una precipitación.

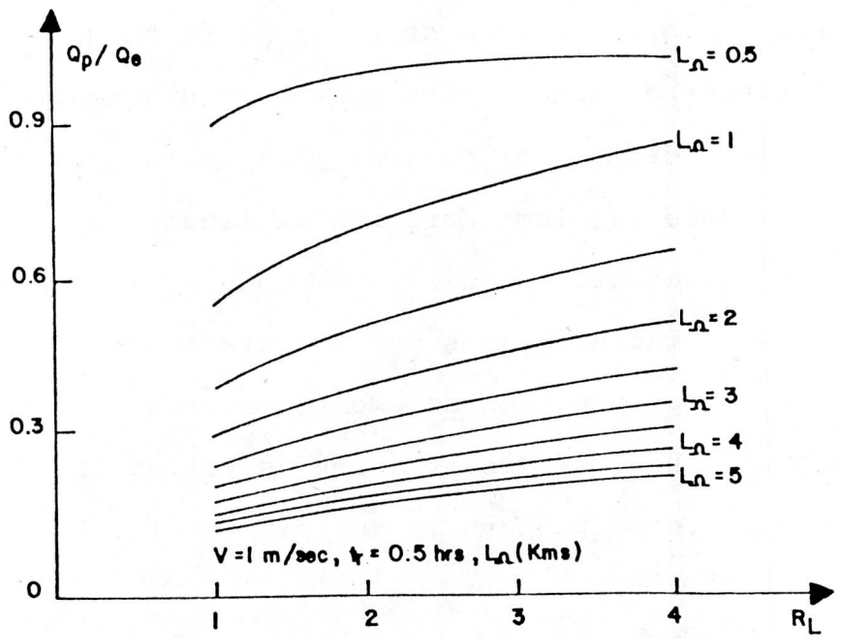


FIGURA 34. Pesos relativos de las características de la tormenta y las propiedades de la cuenca en la descarga pico de una precipitación.

sis producirá resultados equivocados o falta de correlación.

c) La importancia del coeficiente de Horton R_L depende principalmente de las características de la tormenta y el parámetro interno de escala L_Ω. Por lo tanto para las mismas escalas externas dimensión-área- uno observa que en todos los gráficos debajo de un cierto valor de L_Ω es que R_L comienza a jugar un papel importante. Para valores grandes de L_Ω la relación de Q_p/Q_e cambia muy poco a través de todo el rango de R_L, esta región está seguida por un límite después del cual R_L influencia seriamente la relación Q_p/Q_e. Para la misma duración de lluvia (t_r) se puede observar que un incremento en velocidad produce líneas del mismo L_Ω que no fueron influenciadas por R_L para moverse a la región donde la descarga pico no son solamente mayores sino también dependientes en R_L. La misma observación es válida cuando la velocidad se mantiene constante pero la duración de la lluvia se incrementa.

d) El parámetro interno de escala L_Ω es un factor crucial en la variabilidad del cociente Q_p/Q_e.

SIMILITUD HIDROLOGICA.

Dos cuencas serán definidas similares desde un punto de vista hidrológico si cuando son excitadas por una lluvia de impulso unitario su respuesta es la misma, dado que las condiciones cinemáticas son las mismas en ambos casos. Dos comentarios deben ser hechos con respecto a la definición anterior. La primera es

que hemos definido similitud hidrológica a través del HUI y no a través de comparaciones de áreas, pendientes, formas, etc. Creemos que lo más representativo de un sistema es su función de respuesta y cualquier intento dirigido a comparar los comportamientos de diferentes cuencas por medio de un enfoque general debe estar basado en la estructura de un HUI el cual no incluya parámetros que deban ser calibrados. El segundo comentario es que las condiciones cinemáticas deben ser iguales en ambas cuencas. La teoría del HUI geomorfológico presentada en la primera parte de este informe y los experimentos de la segunda parte muestran que la velocidad v es el parámetro cinemático que controla tanto el pico como el tiempo al pico del HUI. Por lo tanto el HUI depende de las condiciones antecedentes de la cuenca principalmente en las condiciones de descarga en la red de drenaje en el momento en que se le impone la lluvia unitaria. Puesto que estas condiciones son independientes del evento bajo estudio, la respuesta a un impulso unitario, nos vemos forzados a establecer las directrices para tratar un estudio general del problema.

Nuestro primer objetivo en esta sección es el diseño de dos cuencas, las cuales, aunque difieran en muchos parámetros y especialmente en la forma de sus redes de drenaje, serán hidrológicamente similares de acuerdo a la teoría del HUI geomorfológico. Puesto que se desea q_p y t_p idénticas se necesitará $\mathbb{R} = q_p \cdot t_p$ el cual se demostró en la primera parte que es independiente de v_e igual a

$$\mathbb{R} = 0.58 \, (R_B/R_A)^{0.55}$$

Se eligió el mismo $\mathbb{R}$ para las dos cuencas y entonces se definen 2 R_A diferentes pero tal que la relación R_B/R_A sea la misma. Ambas cuencas se definieron de tercer orden y de allí se obtuvieron N_1 y N_2 para cada cuenca. Ambas cuencas tienen la misma área (100 km^2) y a través de R_A, se calculó $\bar{A}_1$ y $\bar{A}_2$. Con respecto a la elección del L_ω se procedió de la siguiente manera: $\bar{L}_1$ se eligió a través de la siguiente relación funcional

$$\bar{L}_1 = \eta \cdot \bar{A}_1^{-1|\beta} \qquad (51)$$

Para evaluar η y β se hicieron regresiones con 9 cuencas diferentes. El único propósito de la ecuación 51 es evitar la elevación de $\bar{L}_1$ totalmente independiente de $\bar{A}_1$ que ya habría sido elegido. Se eligieron diferentes R_L de manera tal que la relación $R_L^{0.45}/L_\Omega$ en la regresión de q_p se mantuviera constante en ambas cuencas. Los canales de orden 1 drenando a orden 2 y orden 3 fueron distribuidos de acuerdo, aproximadamente a las expresiones de p_{12} y p_{13} dada en la primera parte de este trabajo. Para las áreas drenando a cada segmento de orden ω se usó el vector $\theta_i(0)$ de probabilidades iniciales de estado. La Tabla 5 muestra un resumen de las características de las 2 cuencas y las Figuras 35 y 36 dan el esquema de esas redes de drenaje. Las longitudes individuales de los cauces de orden 1 y 2 se obtuvieron muestreando de una distribución log-normal con media $\bar{L}_\omega$ y variancia $\bar{L}_\omega|2$; el mismo procedimiento se adoptó para las áreas individuales de orden 1 y 2. Las pendientes fueron elegidas de tal manera que la

	BASIN 1	BASIN 2
Ω	3	3
G	.75	.75
R_A	4	6
R_B	3	4.5
N_1	9	21
N_2	3	5
$A=A_3$	100 Km^2	100 Km^2
$\bar{A}_1$	6.25 Km^2	2.77 Km^2
$\bar{A}_2$	25 Km^2	16.66 Km^2
$\bar{L}_1$	4.58 Km	2.87 Km
R_L	1.5	2
$\bar{L}_2$	6.88 Km	5.73 Km
$\bar{L}_3$	10.32 Km	11.46 Km
θ_1(o)	.5625	.5625
θ_2(o)	.2625	.3242
θ_3(o)	.1750	.1143
p_{12}	.8667	.7569
p_{13}	.1333	.2431

TABLA 5. Características geomorfológicas de las cuencas 1 y 2 usadas en los experimentos de semejanza hidrológica.

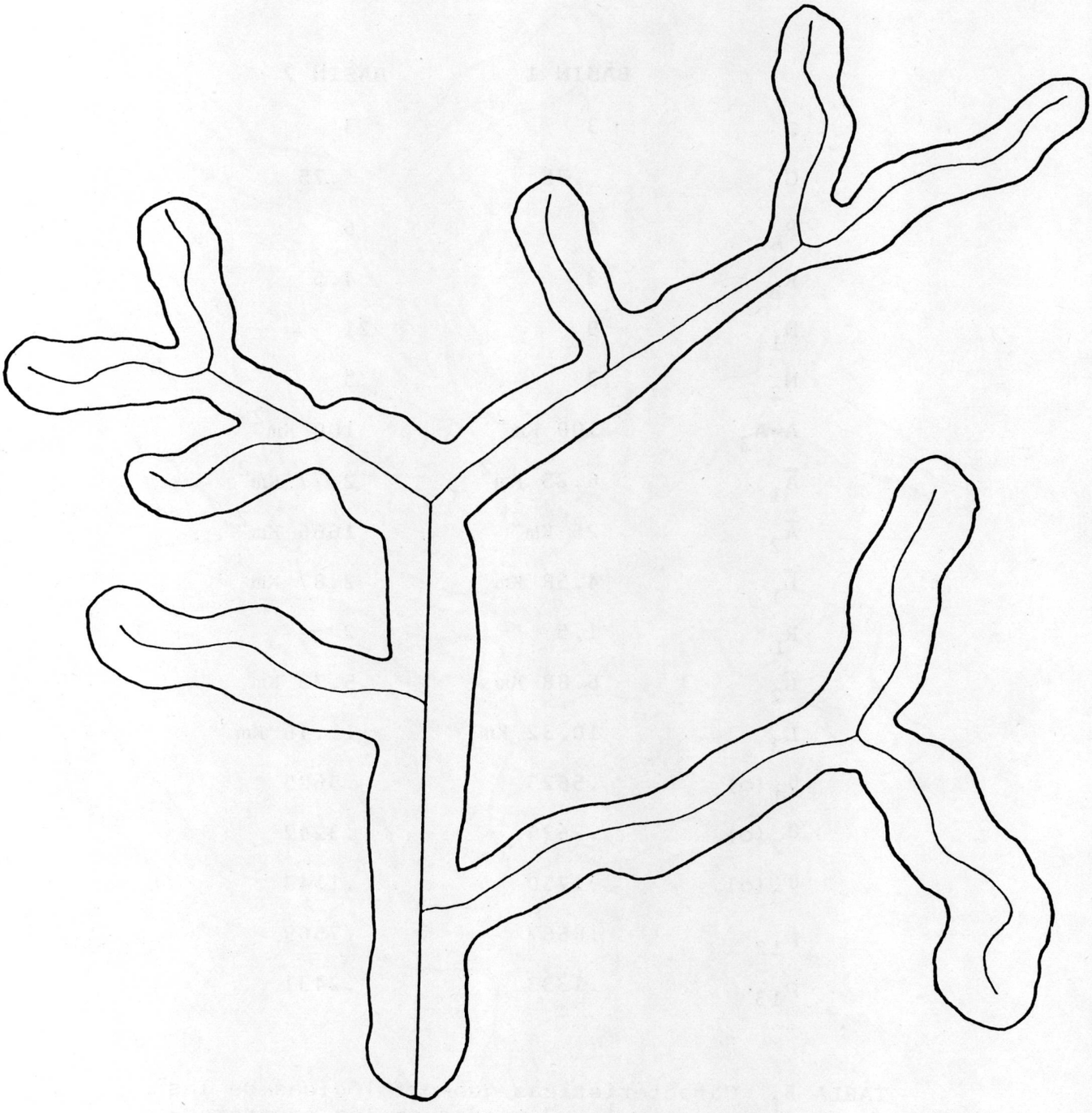


FIGURA 35. Esquemática de la Cuenca número 1 usada en los experimentos de semejanza hidrológica.

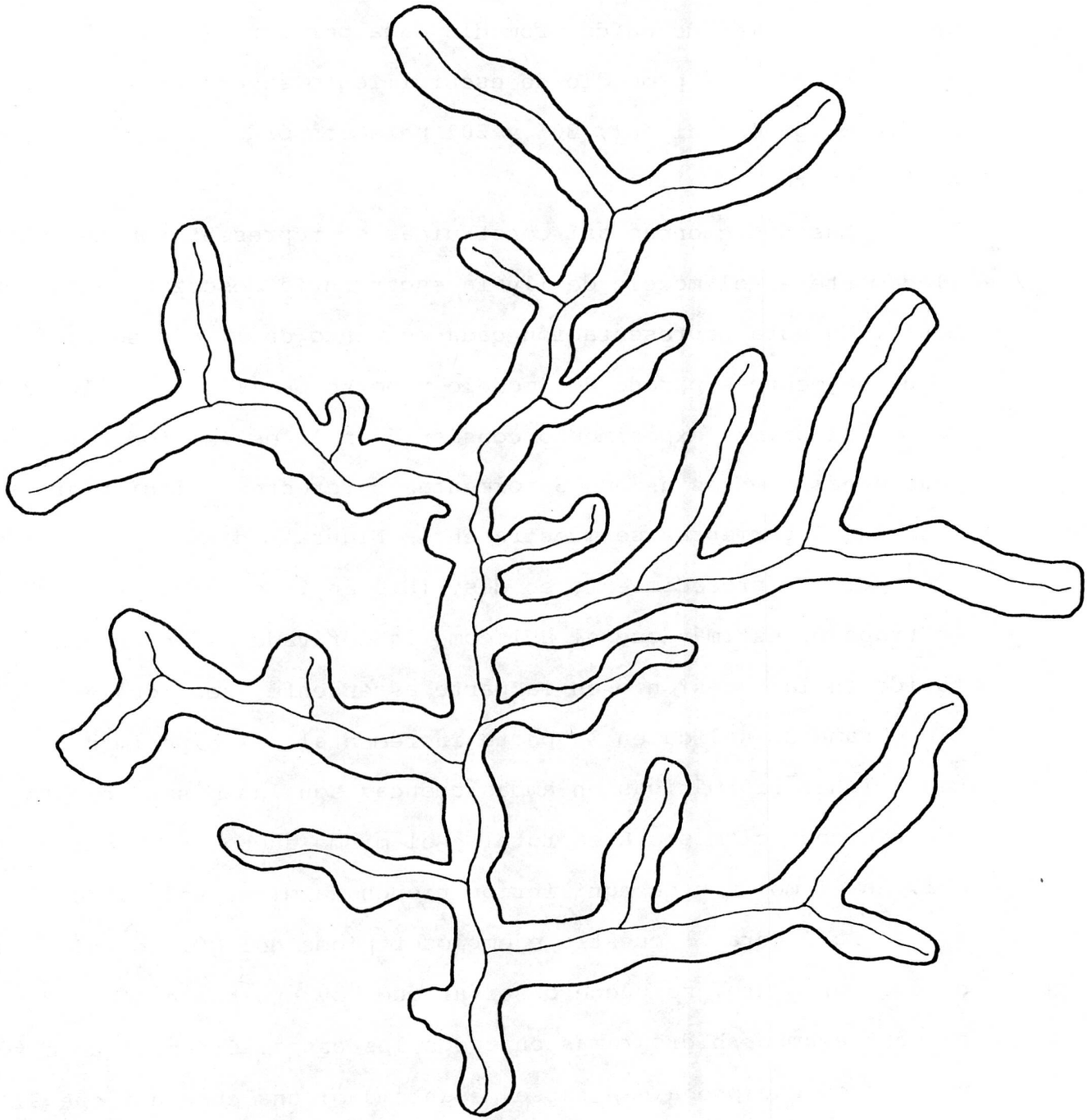


FIGURA 36. Esquemática de la Cuenca número 2 usada en los experimentos de semejanza hidrológica.

caída promedio en los cauces de diferente orden sea la misma de acuerdo a la ley de caída promedio dada por Yang (1971). Finalmente las pendientes promedio de escurrimiento superficial fueron elegidas iguales al 40%, 30% y 20% para los órdenes 1, 2 y 3 respectivamente.

Las dos cuencas así construidas se representaron muy detalladamente en el modelo de lluvia escorrentía descripto anteriormente. En esta representación cada segmento de la red se tomó como un segmento separado del modelo y no se permitió infiltración.

El primer experimento consistió en la estimación del HUI para ambas cuencas usando 3 tormentas diferentes. El histograma para las 3 tormentas se muestra en la Figura 37 donde i_0 = 1 cm/hr. y 6cm/hr. El procedimiento se describió en la segunda parte de este trabajo, estimándose el HUI como la derivada del hidrograma obtenido en la recesión o en la parte ascendente (son iguales) del hidrograma de salida en la parte incremental del experimento. Las condiciones cinemáticas en ambas cuencas son las mismas puesto que teniendo el mismo área total y el mismo ancho medio del caudal, en el momento de equilibrio, tienen la misma velocidad.

La Figura 38 muestra ejemplos típicos del HUI obtenido en este experimento; se puede observar que hay una buena coincidencia entre ambos hidrogramas en todos los casos. Creemos que esto no es algo que pueda esperarse de antemano; una cuenca tiene 51 segmentos y la otra 123 en la representación del modelo lluvia-escorrentía. Las diferentes cuencas de orden 3 y de la misma relación externa escala-área las cuales se pueden construir siguiendo

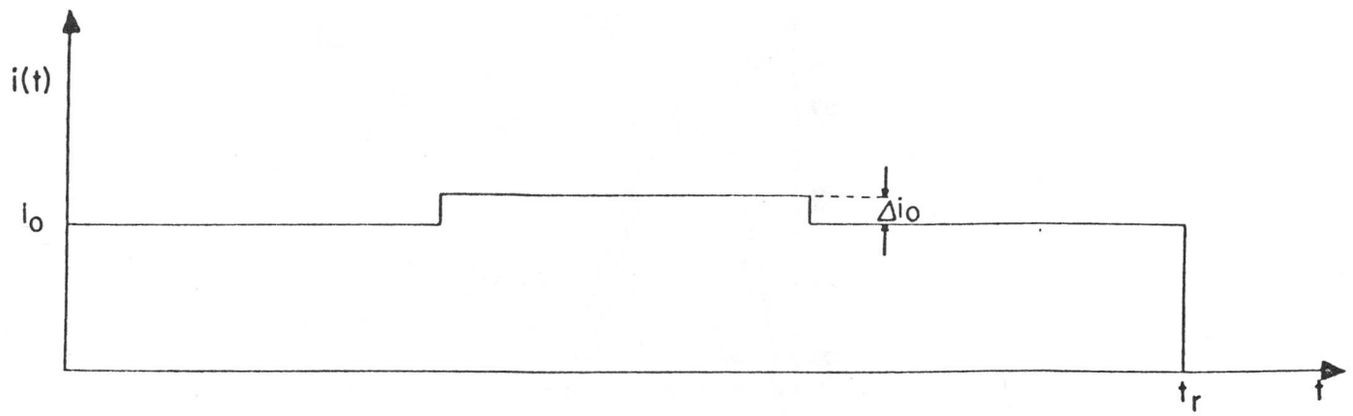


FIGURA 37. Hietograma general impuesto al modelo de lluvia-escorrentía para obtener el HUI a ser comparado con la teoría geomorfológica.

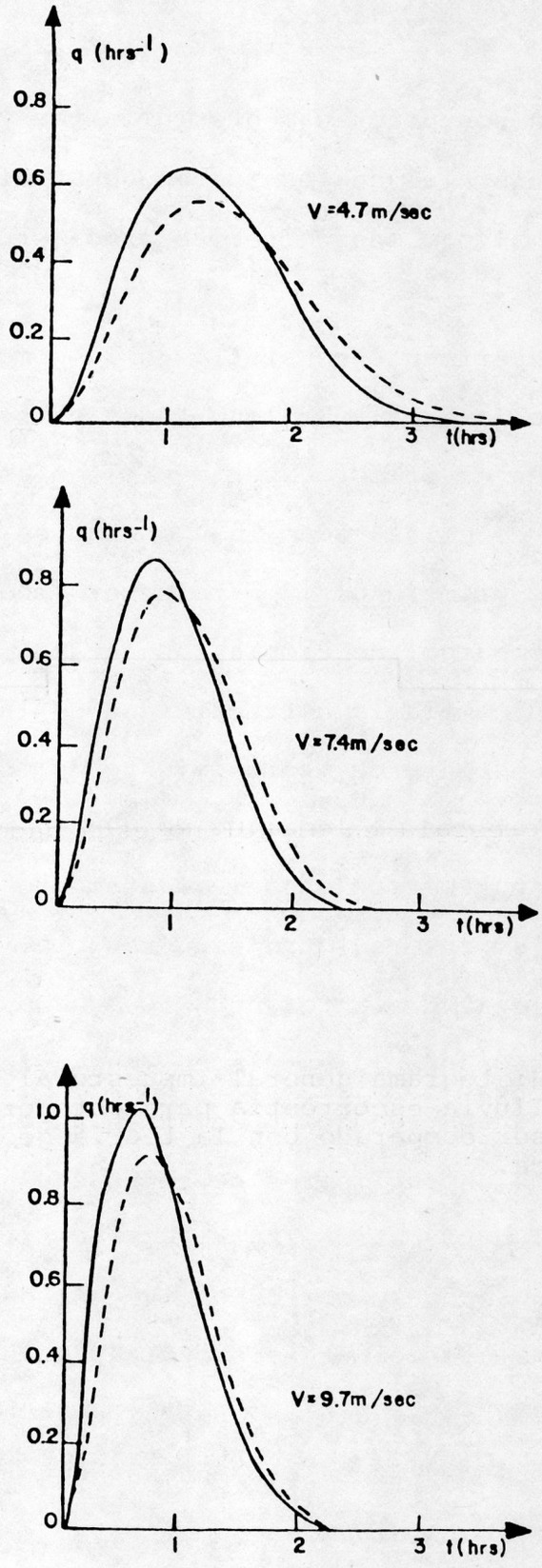


FIGURA 38. HUI de la Cuenca número 1 (------) y número 2 (———) para diferentes condiciones dinámicas.

las reglas de Horton son prácticamente infinitas y sin embargo dos redes en particular las cuales fueron construídas con aparien cias muy diferentes al ojo inexperto, se predijeron que tenían el mismo HUI.

El segundo experimento consistió en la comparación de 2 pa res de cuencas donde la escala de longitudes es 1:2. Las dos cuencas designadas en el primer experimento tenían áreas de 100 km^2, en cada una de ellas todas las longitudes de los cauces fueron multiplicadas primero por 3 para tener ambas cuencas de 300 km^2. Esto, sin embargo, no cambia los parámetros R_B, R_L, R_A p_{ij}, $\theta_i(0)$ y tampoco cambia la correctividad de la red. Lo que sí ha cambiado es la constante de mantenimiento del canal, o sea el área de drenaje por unidad de longitud de canal, pero esto no nos importa porque este parámetro (o equivalentemente la densidad de drenaje del cual es su inversa) tiene un rango de variación muy amplio en la naturaleza. El factor de 3 fue usado para no tener cuencas muy pequeñas cuando la escala de longitudes se reduzca a la mitad llevando a una reducción del área a su cuarta parte. Por lo tanto, tenemos ahora 2 pares de cuencas un par con 300 km^2 de área y el otro par de 100 km^2. Se codificaron cada una de las cuencas grandes con su correspondiente reducción en 1:2. Para tener las mismas condiciones cinemáticas se sometió la repre sentación lluvia-escorrentía de las cuencas grandes a una inten- sidad de precipitación dos veces más intensa que la de las cuen- cas pequeñas. Para evitar velocidades muy altas y no realistas se llevaron a cabo experimentos con intensidades que fueron de

0.2cm/hr a 1cm/hr y se usaron incrementos diferenciales del 10% como se describiera en la segunda parte después de haber alcanzado la cuenca su estado de equilibrio.

La Figura 39 es típica de los resultados de estos experimentos. La teoría del HUI geomorfológico indica que en los pares de cuencas correspondientes al q_p de la cuenca menor debe ser el doble de la mayor y el t_p debe ser la mitad debido a que ambos tienen el mismo R_L, el mismo R_A/R_B y la longitud L_Ω ha sido reducida por un factor de 2. Los resultados del modelo lluvia-escorrentía confirman extremadamente bien esta predicción.

Un punto importante a tener en cuenta en este instante es que, para las mismas condiciones cinemáticas, el efecto de tamaño o escala en el HUI no está dado por el área de la cuenca sino a través de las longitudes de los cauces que se refleja en el parámetro L_Ω. Ni la expresión de q_p ni la de t_p contienen el área, ellas tienen R_L, R_B/R_A y L_Ω además de la velocidad v. Más aún, ellas son expresiones generales para cuencas de cualquier orden Ω. Esto sugiere que cuencas con áreas muy diferentes, distinto número de fuentes, órdenes, etc., pueden tener el mismo HUI siempre que $R_L^{0.43}/L_\Omega$ el cual controla q_p y $L_\Omega\ (R_B/R_A)^{0.55}R_L^{-0.38}$ el cual controla t_p sean las mismas.

Se diseñó el tercer experimento para verificar la observación anterior. Se empezó con la cuenca N°1 usada en el primer experimento -que se muestra en la Figura 40 y se la hizo crecer hasta alcanzar el 4° orden de la siguiente manera: R_B, R_L, R_A y L_Ω permanecieron iguales a los de la cuenca N°1. Puesto que la

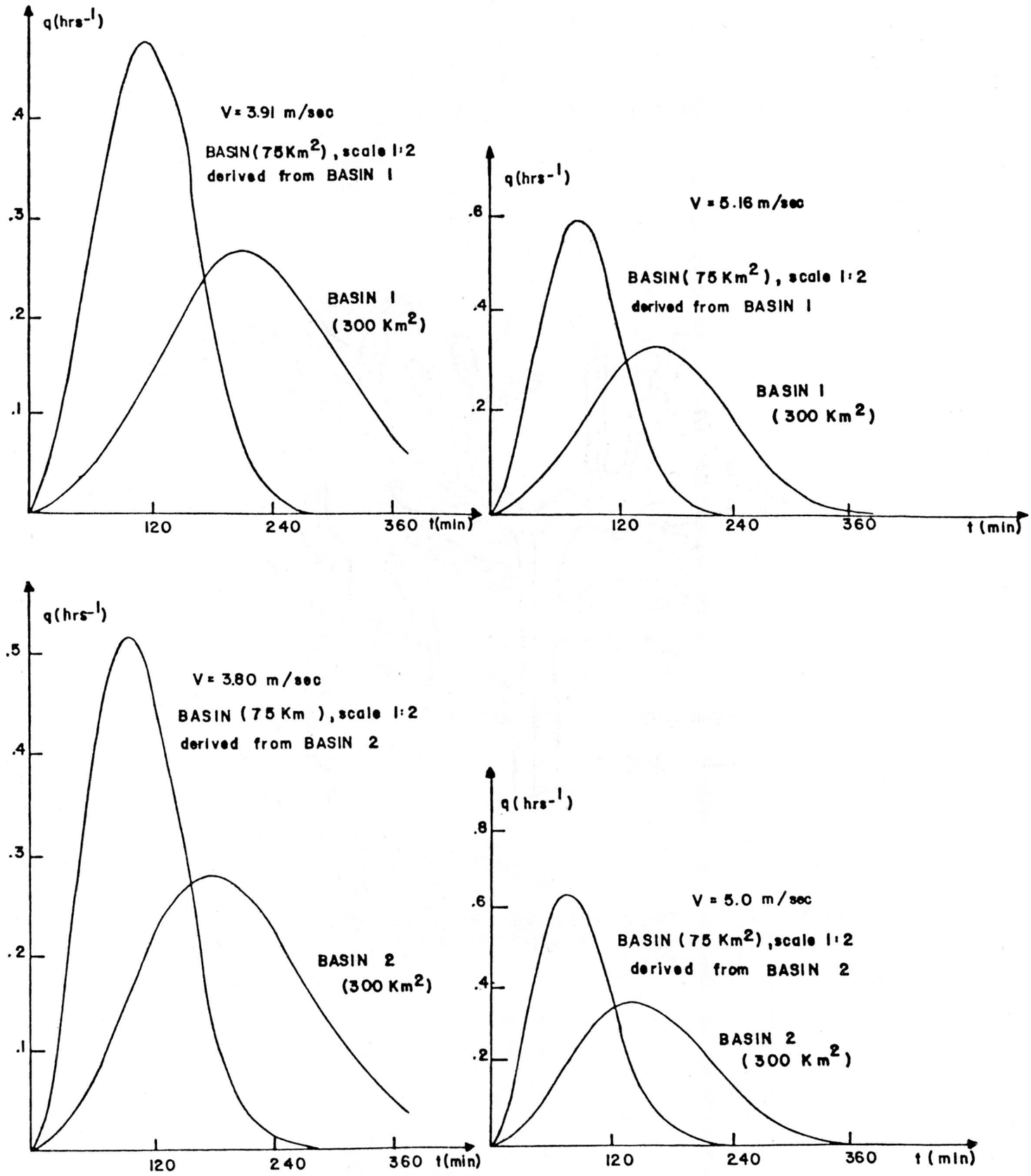


FIGURA 39. Ejemplo de los HUI obtenidos en el 2° experimento de semejanza hidrológica. La teoría sugiere que el pico y tiempo al pico de dos bases correspondientes al hidrograma estén en una relación 1:2.

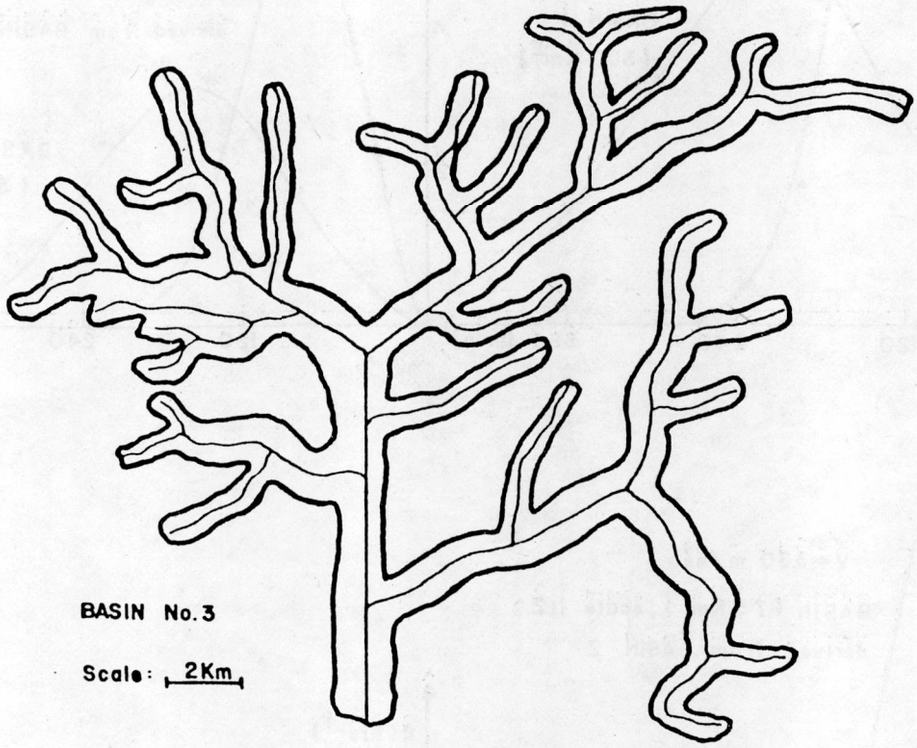


FIGURA 40. Esquemático de la Cuenca número 3 usada en el tercer experimento de semejanza hidroló gica.

nueva cuenca es de 4° orden se tienen 27 cauces de primer orden con una longitud promedio de 3,06 km y $\bar{A}_1 = 2,7km^2$. Las probabilidades de transición para una cuenca de 4° orden están dadas por:

$$p_{12} = \frac{2}{R_B} + \frac{(2R_B-1)(R_B^2-2R_B)}{R_B^2(2R_B-1) + R_B(R_B^2-1) + (R_B^2-1)(R_B-1)} \quad (52)$$

$$p_{13} = \frac{(R_B^2-1)(R_B-1)}{R_B^2(2R_B-1) + R_B(R_B^2-1) + (R_B^2-1)(R_B-1)} \quad (53)$$

$$p_{14} = \frac{(R_B^2-1)(R_B-1)(R_B-2)}{R_B^3(2R_B-1) + R_B^2(R_B^2-1) + R_B(R_B^2-1)(R_B-1)} \quad (54)$$

$$p_{23} = \frac{R_B-2}{2R_B-1} + \frac{2R_B}{R_B^2} \quad (55)$$

$$p_{24} = \frac{(R_B - 1)}{R_B(2R_B-1)} \cdot (R_B - 2) \quad (56)$$

Se distribuyeron los cauces de orden 1 y 2 en la cuenca 3 de acuerdo aproximadamente a las expresiones de ambas y las longitudes de los cauces se generaron de la misma manera que en la construcción de las cuencas 1 y 2. La Figura 41 muestra la cuenca N° 3, la cual tiene un área total de $173km^2$, la cual es casi el doble de la cuenca N°1. Una inspección simple de ambas cuencas, la 1 y la 3, muestran que son muy diferentes en estas características y en apariencia, no obstante nuestra predicción, es que am

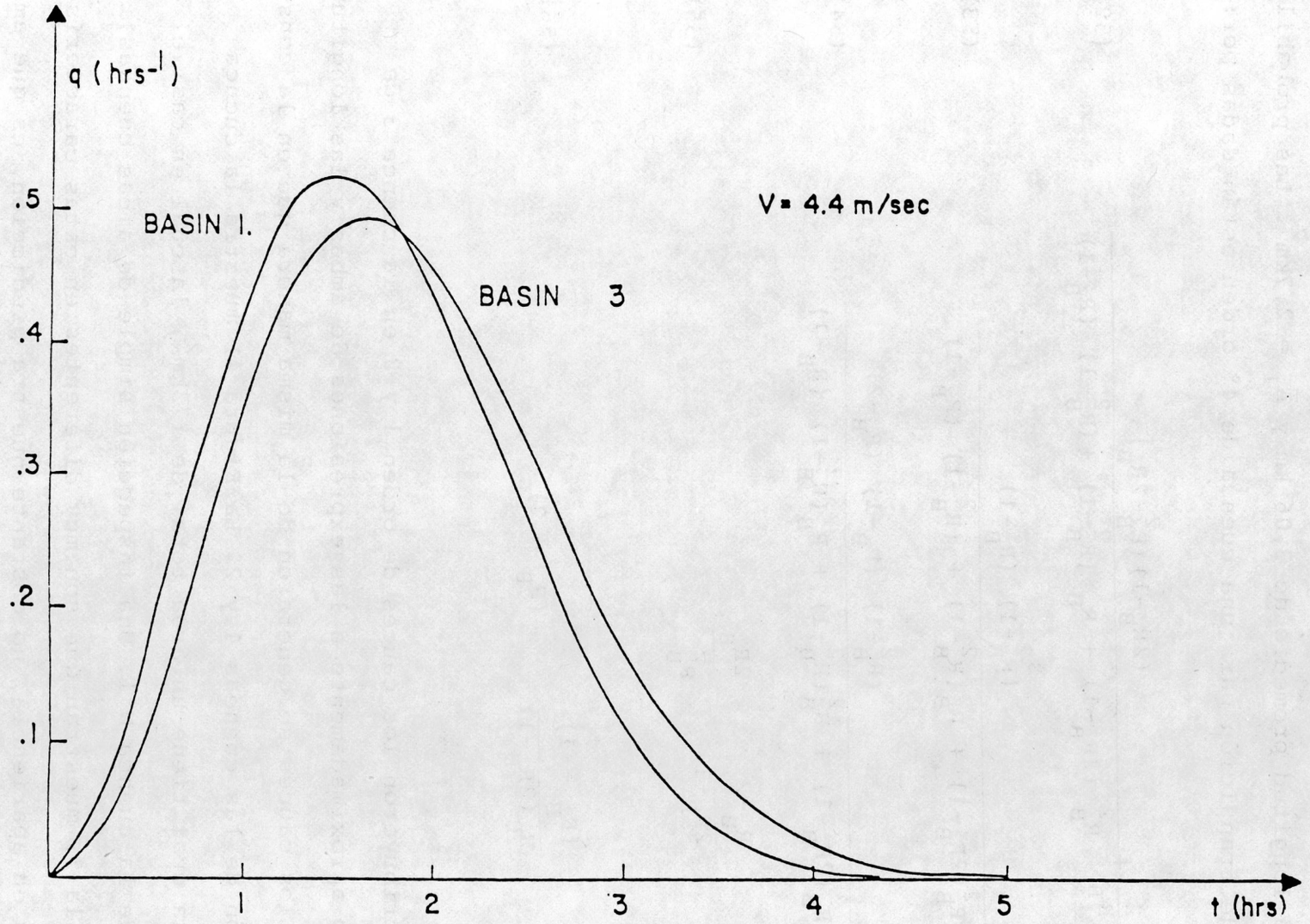


FIGURA 41. HUI de las Cuencas 1 y 3 las cuales deben ser idénticas de acuerdo a la teoría geomorfológica.

bas tendrán el mismo HUI. La Figura 42 muestra un ejemplo de los resultados obtenidos del modelo de lluvia-escorrentía, en este caso se mantuvieron las mismas condiciones cinemáticas a través del uso de diferentes intensidades de lluvia en ambas cuencas. Ellas coinciden muy satisfactoriamente.

Los experimentos mencionados sugieren que para las mismas condiciones cinemáticas dos cuencas son hidrológicamente similares si tienen los mismos valores

$$R_L^{0.43}/L_\Omega \quad \text{y} \quad L_\Omega(R_B/R_A)^{0.55}\ R_L^{-0.38}$$

Puesto que para valores de R_L que se encuentran en la naturaleza se puede asumir que $R_L^{0.43} \tilde{=} R_L^{0.38}$, dos cuencas serán similares si ellas tienen los mismos valores de $(R_L^{0.43}/L_\Omega)$ y (R_B/R_A) donde L_Ω debe ser expresado en kms. cuando se comparen diferentes valores de $(R_L^{0.43}/L_\Omega)$ (ver primera parte del informe). Los pesos relativos de R_L y L_Ω en la función de respuesta de una cuenca se analizaron anteriormente en este trabajo.

El papel de (R_B/R_A) se puede analizar desde una perspectiva diferente. El parámetro $\mathbb{R}$ (ecuación es una constante independiente de la escala interna L_Ω y de la condición cinemática v. Para un HUI de forma triangular $\mathbb{R}$ representa dos veces el área de un triángulo definido por el origen, la abcisa t_p y la ordenada q_p. Se puede pensar por un momento que el HUI es un sistema de dos estados donde la gota se encuentra en la salida antes o después de t_p. Por lo tanto la forma más probable del HUI debe ser un triángulo isósceles donde $t_p = 0.5\ t_b$ y $\mathbb{R} = 1$ la entro-

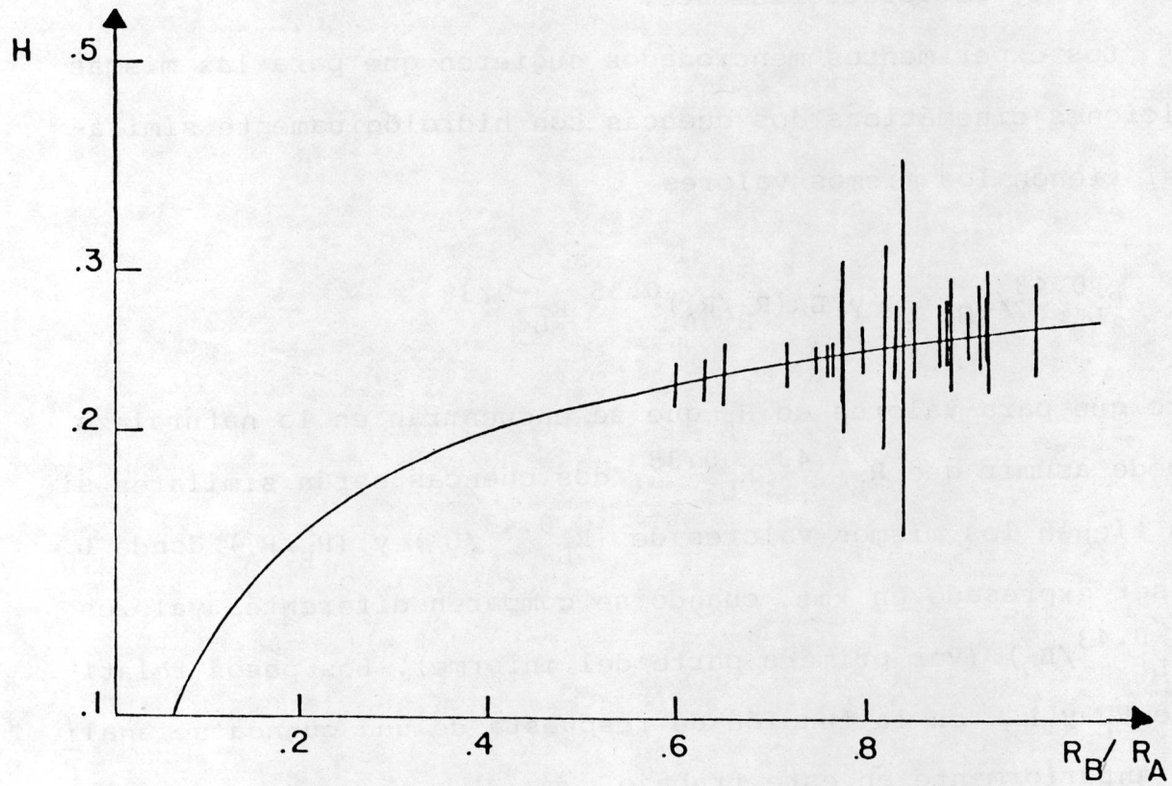


FIGURA 42. Entropía del HUI como una función de dos estados dependiente en R_B/R_A.

pía de la función de densidad representada en el HUI será un máximo y por lo tanto el valor más probable de R_B/R_A sería 2.68. Sin embargo, esto sería una maximización de entropía sin restricciones, lo que no es correcto puesto que hay restricciones en los valores relativos que R_A y R_B pueden tomar en una cuenca que siga las leyes de Horton.

Para empezar, para una cuenca de cualquier orden Ω la probabilidad de que una gota caiga en un área de orden 1 está dada por

$$\theta_1(0) = \frac{N_1 \cdot \bar{A}_1}{A_\Omega} = (R_B/R_A)^{\Omega-1} \qquad (57)$$

y por lo tanto R_A tiene que ser mayor o igual a R_B. Más aún, si $R_B = R_A$, $\theta_1(0) = 1$ lo cual obliga a $\theta_1(0) = 0$ para $i > 1$. Por lo tanto R_A debe ser mayor que R_B, se chequeó en la literatura y se comprobó eso excepto en algunos casos en que la estimación de R_B se hizo impropiamente (por ejemplo el punto $N_\Omega = 1$ no se tuvo en cuenta y la línea $\log N_\omega$ - vs - $\log_\omega$ se dibujó incorrectamente). Las expresiones para $\theta_2(0)$, $\theta_3(0)$, etc. impusieron restricciones adicionales en los valores de R_B/R_A para que aquellas probabilidades sean menores que 1. Se realizaron cálculos en la primera parte de este informe para cuencas de tercer orden 3, 4 y 5 calculando los valores de $\theta_i(0)$ para muchos valores de R_B. En ellos se encontró que los $\theta_i(0)$ eran positivos para

$R_B/R_A \leq 0.80$.

Puesto que la entropía del HUI es en máximo para el

máximo R_B/R_A se sugiere que en la naturaleza el valor más probable de esta relación está alrededor de 0.80 y su rango de variación debe ser muy pequeño puesto que el número de partículas (gotas) envueltas en el HUI es muy grande haciendo el estado más probable una certeza para propósitos prácticos.

La Figura 43 muestra un gráfico de los valores R_B/R_A que se encontraron en Morisawa (1962), Woodyier y Brookfield (1966) y en las cuencasde la segunda parte. La ordenada es la entropía H,

$$H = -\sum p.\log p = -\mathbb{R}/2 \log \mathbb{R}\, 2 - (1 - \mathbb{R}/2) \log (1 - \mathbb{R}/2) \quad (58)$$

Se observa que la mayoría de los valores están entre 0.7 y 0.94. Aunque por supuesto se debe analizar más información, y más aún la estimación de R_A y R_B debe ser hecha bajo criterios más uniformes y objetivos. Los resultados sugieren que R_B/R_A es muy constante en la naturaleza.

El trabajo de Shreve (1966) y más recientemente de Smart (1972) da una fundación teórica a los hallazgos de Horton. Shreve muestra que las configuraciones más probables de una red de drenaje tienen R_B en el rango encontrado en la naturaleza, sin embargo no se ha dado ninguna explicación para los valores de R_A Nosotros sugerimos que nuestro análisis explica el valor del cociente R_B/R_A y por lo tanto los valores de R_A.

El análisis anterior también sugiere que dado el pequeño rango de variación demostrado por R_B/R_A, el parámetro de control en similitud hidrológica es

$$I = \frac{R_L^{0.43}}{L_\Omega}$$

para cuencas en las mismas condiciones cinemáticas.

COMENTARIOS FINALES.

En este trabajo se ha establecido una unión entre la estructura geomorfológica y la respuesta hidrológica de una cuenca. Esta relación pone orden a la variedad infinita de respuestas hidrológicas que se encuentran en la naturaleza pero obviamente esta investigación es solamente un paso en esa dirección. Puesto que se está tratando con un sistema con retroalimentación en el cual la hidrología no es sólo una consecuencia sino también una causa en la geomorfología de una cuenca, la relación encontrada es sólo la primera parte de un ciclo que trate de poner juntos las estructuras geomorfológicas e hidrológicas de cuencas naturales. El HUI más probable, aquel que le corresponda la máxima entropía puede ser visto bajo la restricción de conservación de energía. El HUI mismo como una función de la velocidad puede ser transformado o una representación de la energía cinética producida por una unidad de entrada de lluvia impuesta sobre la cuenca. Puesto que esta energía cinética -ahora relacionada a los parámetros geomorfológicos- es el resultado de una energía potencial la cual también puede ser expresada como una función de geomorfología queremos sugerir que la segunda parte del ciclo entre hidrología y geomorfología se puede explorar bajo esta metodología. Un ejemplo de esta influencia mutua es la explicación de los valores de R_A sugeridos en este trabajo usando el HUI geomorfológico. Actual

mente se está investigando en la Universidad Simón Bolívar para tratar de establecer explícitamente la segunda parte del ciclo.

Queremos finalizar enfatizando que el valor de los experimentos controlados en el análisis de similitud hidrológica es sólo relativo; hasta que la segunda parte del ciclo esté esclarecida o al menos explorada de una manera cuantitativa, la construcción artificial de cuencas con el fin de comparar sus respuestas puede conducir a formas y proporciones inaceptables en la naturaleza y que sin embargo cumplan con las leyes de Horton. Esto, otra vez más, demuestra que la investigación presentada en este informe, es sólo un primer paso en la unión de las estructuras geomorfológicas y la respuesta hidrológica y que un conocimiento satisfactorio de una parte del ciclo depende, parcialmente al menos, del conocimiento de la otra parte del mismo.

R E F E R E N C I A S

Los resultados del estudio que se han enviado para publicación son los siguientes:

Rodríguez-Iturbe, I. y J.B. Valdés, "The Geomorphologic Structure of Basin Response, publicado en Water Resources Research, Vol. 15 (6), Diciembre de 1979.

Rodríguez-Iturbe, I., G. Devoto y J.B. Valdés, "Discharge Response Analysis and Hydrologic Similatiry: The Interrelation Between the Geomorphologic IUH and the Storm Characteristics", publicado en Water Resources Research, Vol.15 (6), Diciembre de 1979

Valdés, J.B., Y. Fiallo e I. Rodríguez-Iturbe, "A Rainfall-Runoff Analysis of the Geomorphologic IUH", publicado en Water Resourc Research, Vol. 15 (6), Diciembre de 1979.

Referencias que se mencionan en el texto:

Henderson, F.M., "Some Properties of the Unit Hydrograph", Journal of Geophysical Research, 68 (16) pp. 4785-4793, 1963.

Howard, R.A., Dynamic Probabilistic Systems, 2 vol., John Wiley & Sons, 1971.

Leopold, L.B. and T. Maddock, Jr., "The Hydraulic Geometry of Stre Channels and some Geomorphologic Implications", U.S. Geological Survey Prof. Paper 252, 56 p., 1953.

Pilgrim, P.H., "Isochromes of Travel Time and Distribution of Floc Storage from a Tracer Study on a Small Watershed", Water Resour Research, 13 (3), pp. 587-595, 1977.

Resource Analysis Inc., "Hydrologic Impact of Coco/Beach Lagoon Project", Technical Report, Cambridge, Massachusetts, 1976.

Rodríguez-Iturbe, I. y J.B. Valdés, Investigadores Principales, "E Geomorfológicas para la Hidrología de Cuencas", Informe Final Proyecto CONICIT S1-0759, 1979.

Schaake, J.C., "Deterministic Urban Runoff Model", en Treatise on Urban Water Systems, editado por M.L. Albertson, L.S. Tucker y D.C. Taylor, Colorado State University, 1971.

Schaake, J.C. "Rainfall-Runoff Modelling", Notas Inéditas, 1978.

Schumm, S.A., "Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands at Perth Amboy" Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 67, pp. 597-646, New Jersey, 1956.

Shreve, R.L., "Statistical Law of Stream Numbers", Journal of Geology, Vol. 74, pp. 17-37, 1966.

Shreve, R.L., "Infinite Topologically Random Channel Networks", Journal of Geology, Vol. 75, pp. 178-186, 1967.

Smart, J.S., "Channel Networks" en Advances in Hydroscience, Vol. 8, editado por Ven Te Chow, Academic Press, 1972.

Yang, C.T., "Potential Energy and Stremas Morphology", Water Resources Research, 7(2), pp. 311-322, 1971.

LISTA DE TABLAS Y FIGURAS

TABLAS

TABLA 1. Parámetros geomorfológicos de las cuencas en estudio 64

TABLA 2. Ejemplos de las comparaciones para la cuenca del Río Mamón de las descargas pico y tiempo al pico obtenido por el HUI geomorfológico con los valores equivalentes (Q_p^*, T_p^*) obtenidos por los experimentos de lluvia-escorrentía 93

TABLA 3. Ejemplos de las comparaciones para la cuenca del Unibón de las descargas pico y tiempo al pico obtenido por el HUI geomorfológico con los valores equivalentes (Q_p^*, T_p^*) obtenidos por los experimentos de lluvia-escorrentía 94

TABLA 4. Ejemplos de las comparaciones para la cuenca del Morovis de las descargas pico y tiempo al pico obtenido por el HUI geomorfológico con los valores equivalentes (Q_p^*, T_p^*) obtenidos por los experimentos de lluvia-escorrentía 95

TABLA 5. Características geomorfológicas de las cuencas 1 y 2 uasadas en los experimentos de semejanza hidrológica 106

TABLA 6. Datos de base de la cuenca El Mamón usados por el modelo lluvia-escorrentía....

TABLA 7. Datos de base de la cuenca Unibón usados por el modelo lluvia-escorrentía.....

FIGURAS

FIGURA 1. Cuenca de tercer orden según el ordenamiento de Strahler 3

FIGURA 2. Volumen de lluvia efectiva acumulada en el estado de atrape como función del tiempo, resultante de una entrada unitaria de precipitación 8

FIGURA 3. Representación de una cuenca de tercer orden como un proceso Markoviano continuo 36

FIGURA 4. Representación de la función de densidad de probabilidades del tiempo de permanencia en el último estado de una cuenca de tercer orden 37

FIGURA 5. Ejemplos de variaciones en el HUI cuando cambian las características geomorfológicas mientras la velocidad permanece constante L_1 (metros) 43

FIGURA 6. Ejemplos de variaciones en el HUI cuando la velocidad cambia mientras las características geomorfológicas permanecen constantes L_1 (metros) 44

FIGURA 7. Ejemplos de la variación del caudal pico del HUI con la velocidad 50

FIGURA 8. Ejemplos de variación del tiempo al pico del HUI con la velocidad..... 51

FIGURA 9. Cuenca del río Mamón (Venezuela) 59

FIGURA 10. Vista de la sección transversal máxima del canal principal - Cuenca El Mamón
Vista de los cauces de primer orden en cabeceras de la cuenca 60

FIGURA 11. Cuenca del río Indio (Puerto Rico) con las subcuencas del río Morovis y del río Unibón 62

FIGURA 12. Parámetros geomorfológicos de las cuatro cuencas bajo estudio 63

FIGURA 13. Descripción de los experimentos de lluvia escorrentía para derivar la función de respuesta de una cuenca 69

FIGURA 14. HUI derivados del modelo de lluvia-escorrentía para la cuenca del río Unibón para diferentes intensidades de precipitación.. 70

FIGURA 15. HUI derivados del modelo de lluvia-escorrentía para la cuenca del río Morovis para diferentes intensidades de precipitación 71

FIGURA 16. HUI derivados del modelo de lluvia escorrentía para la cuenca del río Mamón para diferentes intensidades de precipitación.. 72

FIGURA 17. HUI derivados del modelo de lluvia escorrentía para la cuenca del río Mamón 5 para diferentes intensidades de precipitación 73

FIGURA 18. Variaciones en las funciones de respuesta de las cuatro cuencas como función de la intensidad de precipitación 75

FIGURA 19. Descripción del experimento de "jack-up".. 77

FIGURA 20. HUI derivados por el modelo de lluvia-escorrentía (experimento de "jack-up") para la cuenca del río Unibón para varias intensidades 78

FIGURA 21. HUI derivados por el modelo de lluvia escorrentía (experimento de "jack-up") para la cuenca del río Morovis para varias intensidades 79

FIGURA 22. HUI derivados por el modelo de lluvia escorrentía (experimento de "jack-up") para la cuenca del río Mamón para varias intensidades 80

FIGURA 23. HUI derivados por el modelo de lluvia escorrentía (experimento de "jack-up") para la cuenca del río Mamón 5 para varias intensidades 81

FIGURA 24. Variaciones en la función de respuesta de las cuatro cuencas como función de la intensidad de la precipitación. (Experimentos de "jack-up" 82

FIGURA 25. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Unibón con el HUI derivado del modelo de lluvia-escorrentía... 84

FIGURA 26. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Morovis con el HUI derivado del modelo de lluvia-escorrentía. 85

FIGURA 27. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Mamón con el HUI derivado del modelo de lluvia-escorrentía.. 86

FIGURA 28. Comparación del HUI geomorfológico para la cuenca del río Mamón 5 con el HUI derivado del modelo de lluvia-escorrentía 87

FIGURA 29. Ejemplo de los histogramas de velocidad obtenidos por el modelo de lluvia-escorrentía a la salida de diferentes cuencas..... 91

FIGURA 30. Ejemplo de los errores hecho en la estimación de Q_p y T_p para varias tormentas en la cuenca del río Unibón cuando se usan diferentes velocidades en el HUI geomorfológico..... 96

FIGURA 31. Ejemplo de los errores hechos en la estimación de Q_p y T_p para varias tormentas en la cuenca del río Morovis cuando se usan diferentes velocidades en el HUI geomorfológico 97

FIGURA 32. Ejemplo de los errores hechos en la estimación de Q_p y T_p para varias tormentas en la cuenca del río Mamón cuando se usan diferentes velocidades en el HUI geomorfológico 98

FIGURA 33. Pesos relativos de las características de la tormenta y las propiedades de la cuenca en la descarga pico de una precipitación 101

FIGURA 34. Pesos relativos de las características de la tormenta y las propiedades de la cuenca en la descarga pico de una precipitación 102

FIGURA 35. Esquemática de la Cuenca número 1 usada en los experimentos de semejanza hidrológica 107

FIGURA 36. Esquemática de la Cuenca número 2 usada en los experimentos de semejanza hidrológica. 108

FIGURA 37. Hietograma general impuesto al modelo de lluvia-escorrentía para obtener el HUI a ser comparado con la teoría geomorfológica..... 110

FIGURA 38. HUI de la cuenca número 1 (------) y número 2 (———) para diferentes condiciones dinámicas 111

FIGURA 39. Ejemplo de los HUI obtenidos en el 2° experimento de semejanza hidrológica. 114

FIGURA 40. Esquemático de la Cuenca número 3 usada en el tercer experimento de semejanza hidrológica 115

FIGURA 41. HUI de las Cuencas 1 y 3 las cuales deben ser idénticas de acuerdo a la teoría geomorfológica..... 117

FIGURA 42. Entropía del HUI como una función de dos estados dependientes en R_B/R_A..... 119

A N E X O 1:

DESCRIPCION DEL MODELO LLUVIA-ESCORRENTIA

MODELO LLUVIA ESCORRENTIA.

Está basado en la teoría de la onda cinemática y representa el escurrimiento del agua sobre las superficies de la cuenca y sobre la red de drenaje. La teoría de la onda cinemática se aplica a las cuencas descomponiéndolas en segmentos simplificados.

Existen dos tipos de segmentos básicos:

i) segmentos de escurrimiento sobre terreno

ii) segmentos de escurrimiento en canal

Los segmentos de escurrimiento en canal aceptan recibir hasta 3 tributarios de aguas arriba que serán otros segmentos de escurrimiento en canal. También pueden recibir aporte lateral de hasta 4 segmentos de escurrimiento sobre terreno.

Los segmentos de escurrimiento sobre terreno reciben el aporte de la precipitación efectiva y pueden recibir aporte de otros segmentos de escurrimiento sobre terreno de aguas arriba.

El modelo es sumamente flexible y permite dividir la cuenca en numerosos segmentos. Una buena representación de una cuenca deberá siempre compatibilizar grado de precisión en la representación con memoria y tiempo de cálculo en el computador. Las ecuaciones utilizadas para representar el escurrimiento tanto sobre el terreno como en los canales son las ecuaciones de flujo en canales en régimen impermanente en derivadas parciales. En realidad la onda cinemática no es más que una versión simplificada de las ecuaciones de Saint-Vénant.

Debido a la dificultad de su resolución analítica (puede afirmarse que imposibilidad en la totalidad de los casos de interés práctico), debe recurrirse al cálculo numérico. Una aproxi

mación muy empleada es la de diferencias finitas.

SEGMENTOS DE ESCURRIMIENTO EN CANALES:

Ecuación de continuidad:

$$\frac{\delta A}{\delta t} + \frac{\delta Q}{\delta x} = q \qquad (1)$$

Donde:

A : sección transversal de pasaje $[L^2]$

Q : caudal $[L^3/T]$

q : aporte lateral al canal $[L^3/T/L]$

Q y A están vinculados por la función

$$Q = \alpha A^m \qquad (2)$$

relación que no es más que una simplificación de la ecuación de conservación de cantidad de movimiento.

α y m : parámetros de la onda cinemática

$[\alpha]$: L^2/T

$[m]$: $[-]$

Las variables dependientes A y Q son funciones de dos variables independientes x y t. Por su parte q, es generalmente función de x y t y sirve como función de entrada a la ecuación diferencial.

El modelo, sin embargo, supone que q es constante a lo largo de un segmento particular, o sea es función de t pero no de x.

De las dos expresiones anteriores (1) y (2) se deduce que

$$\frac{\delta A}{\delta t} + m\alpha A^{m-1} \frac{\delta A}{\delta x} = q \qquad (3)$$

Esta ecuación tiene una sola variable dependiente, A, y puede ser resuelta para A, en términos de x, t y q. El resultado puede entonces introducirse en la ecuación (2) para obtener Q.

Si la longitud del segmento es L, el hidrograma de salida para el segmento es Q [L,t]. El hidrograma de entrada para el segmento es Q(o,t) lo cual es la condición de borde para resolver la ecuación (2).

En consecuencia la solución debe ser función de x,t, q, Q(o,t) y los parámetros α y m. Si se plantea la ecuación de Manning en sistema métrico es fácil deducir que:

$$\alpha = \frac{b}{n} So^{1/2} \qquad (4)$$

$$m = 5/3 \qquad (5)$$

para el caso particular de una sección rectangular de ancho de solera muy superior al tirante.

SEGMENTOS DE FLUJO SOBRE TERRENO

Estos segmentos se modelan como planos los cuales descargan lateralmente en otros segmentos. El aporte lateral a las corrientes se expresa por unidad de ancho de terreno contribuyente. El modelo tiene en cuenta la posibilidad de considerar áreas permeables o impermeables. Las ecuaciones de la onda cinemática resultan en este caso:

$$\frac{\delta y}{\delta t} + \frac{\delta q}{\delta x} = i^* \qquad (6)$$

$$q = \alpha y^m \qquad (7)$$

donde:

y = tirante $[L]$

q = aporte lateral $[L^3/T/L]$

i = precipitación efectiva $[L/T]$

La solución de estas ecuaciones es similar a los segmentos de corriente, siendo los parámetros α y m para el caso de flujo turbulento y unidades decimales:

$$\alpha = \frac{So^{1/2}}{n} \qquad (8)$$

$$m = 5/3 \qquad (9)$$

REPRESENTACION DE LA INFILTRACION

El proceso de la infiltración es tan complejo que aún hoy no puede decirse que exista un modelo totalmente adecuado.

La infiltración es en el modelado de la lluvia-escorrentía de suma importancia ya que influencia tanto el volumen como el caudal y el retardo del escurrimiento directo.

El modelo considera a la infiltración a través de dos enfoques, cada uno implementado en subrutinas diferentes:

i) Ecuación de Horton (1935)

ii) Método del Soil Conservation Service (1972)

Ambos métodos consideran a la tasa de infiltración como funciones de las condiciones antecedentes del suelo, y variante en el tiempo.

Los parámetros de cada método pueden variar de segmento en segmento.

A N E X O 2:

DATOS DE ENTRADA DE CADA SEGMENTO DE LA CUENCA DEL RIO MAMON (VENEZUELA) PARA SU UTILIZACION EN EL MODELO DE LLUVIA-ESCORRENTIA.

Tabla 6-Datos de base de la cuenca El Mamón usados por el modelo lluvia escorrentía.

EL MAMON BARQUISIMETO

NUMERO DE SEGMENTOS = 243
DT = 10,000 MINUTOS
INTERVALO DE SALIDA = 10,00 MINUTOS
NUMERO DE ESTACIONES = 1

SEGMENTO	SEGMENTOS A, ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
6102			OVRT	0	10	50.	0.2333	0.1300	1.000	0.000	100.
6A11			OVRT	0	10	2420.	0.2400	0.1300	1.000	0.000	100.
6A12			OVRT	0	10	400.	0.1750	0.1300	1.000	0.000	100.
3141			OVRT	0	10	480.	0.1516	0.1300	1.000	0.000	100.
3142			OVRT	0	10	610.	0.1818	0.1300	1.000	0.000	100.
3151			OVRT	0	10	640.	0.1729	0.1300	1.000	0.000	100.
3152			OVRT	0	10	770.	0.2884	0.1300	1.000	0.000	100.
3171			OVRT	0	10	440.	0.0689	0.1300	1.000	0.000	100.
3172			OVRT	0	10	260.	0.0969	0.1300	1.000	0.000	100.
3161			OVRT	0	10	460.	0.0969	0.1300	1.000	0.000	100.
3162			OVRT	0	10	70.	0.1547	0.1300	1.000	0.000	100.
3191			OVRT	0	10	350.	0.2419	0.1300	1.000	0.000	100.
3192			OVRT	0	10	130.	0.2778	0.1300	1.000	0.000	100.
3201			OVRT	0	10	190.	0.2516	0.1300	1.000	0.000	100.
3202			OVRT	0	10	220.	0.2667	0.1300	1.000	0.000	100.
3211			OVRT	0	10	620.	0.3000	0.1300	1.000	0.000	100.
3212			OVRT	0	10	220.	0.3829	0.1300	1.000	0.000	100.
3221			OVRT	0	10	660.	0.1818	0.1300	1.000	0.000	100.
3222			OVRT	0	10	180.	0.3364	0.1300	1.000	0.000	100.
3231			OVRT	0	10	460.	0.2821	0.1300	1.000	0.000	100.
3232			OVRT	0	10	390.	0.2290	0.1300	1.000	0.000	100.
3241			OVRT	0	10	350.	0.2864	0.1300	1.000	0.000	100.
3242			OVRT	0	10	330.	0.3667	0.1300	1.000	0.000	100.
3251			OVRT	0	10	220.	0.3136	0.1300	1.000	0.000	100.
3252			OVRT	0	10	450.	0.3429	0.1300	1.000	0.000	100.
3261			OVRT	0	10	490.	0.2250	0.1300	1.000	0.000	100.
3262			OVRT	0	10	510.	0.2191	0.1300	1.000	0.000	100.
3271			OVRT	0	10	240.	0.1000	0.1300	1.000	0.000	100.
5121			OVRT	0	10	790.	0.0021	0.1300	1.000	0.000	100.
5122			OVRT	0	10	670.	0.0010	0.1300	1.000	0.000	100.
5221			OVRT	0	10	560.	0.0032	0.1300	1.000	0.000	100.
5222			OVRT	0	10	370.	0.0212	0.1300	1.000	0.000	100.
5131			OVRT	0	10	670.	0.0267	0.1300	1.000	0.000	100.
5132			OVRT	0	10	250.	0.0215	0.1300	1.000	0.000	100.
5231			OVRT	0	10	410.	0.0266	0.1300	1.000	0.000	100.
5232			OVRT	0	10	630.	0.0227	0.1300	1.000	0.000	100.
6111			OVRT	0	10	830.	0.0182	0.1300	1.000	0.000	100.
6112			OVRT	0	10	350.	0.0286	0.1300	1.000	0.000	100.
6211			OVRT	0	10	350.	0.0184	0.1300	1.000	0.000	100.
6212			OVRT	0	10	400.	0.0429	0.1300	1.000	0.000	100.
6311			OVRT	0	10	120.	0.1083	0.1300	1.000	0.000	100.

Tabla 6- (continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

SEGMENTO	SEGMENTOS A, ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
6312			OVRT	0	10	400.	0.0433	0.1300	1.000	0.000	100.
6411			OVRT	0	10	430.	0.0400	0.1300	1.000	0.000	100.
6412			OVRT	0	10	90.	0.2650	0.1300	1.000	0.000	100.
6511			OVRT	0	10	160.	0.0900	0.1300	1.000	0.000	100.
6512			OVRT	0	10	160.	0.1838	0.1300	1.000	0.000	100.
6611			OVRT	0	10	120.	0.1250	0.1300	1.000	0.000	100.
6612			OVRT	0	10	230.	0.2167	0.1300	1.000	0.000	100.
6711			OVRT	0	10	220.	0.1750	0.1300	1.000	0.000	100.
6712			OVRT	0	12	1430.	0.0850	0.1300	1.000	0.000	100.
6811			OVRT	0	10	260.	0.1167	0.1300	1.000	0.000	100.
6812			OVRT	0	10	330.	0.0875	0.1300	1.000	0.000	100.
6911			OVRT	0	10	550.	0.0333	0.1300	1.000	0.000	100.
6912			OVRT	0	12	530.	0.1720	0.1300	1.000	0.000	100.
6101			OVRT	0	10	2420.	0.0583	0.1300	1.000	0.000	100.
4352			OVRT	0	10	140.	0.0364	0.1300	1.000	0.000	100.
4161			OVRT	0	10	380.	0.1528	0.1300	1.000	0.000	100.
4162			OVRT	0	10	240.	0.2829	0.1300	1.000	0.000	100.
4261			OVRT	0	10	130.	0.0363	0.1300	1.000	0.000	100.
4262			OVRT	0	10	220.	0.0100	0.1300	1.000	0.000	100.
4361			OVRT	0	12	50.	0.0055	0.1300	1.000	0.000	100.
4362			OVRT	0	10	150.	0.0050	0.1300	1.000	0.000	100.
4171			OVRT	0	10	150.	0.0000	0.1300	1.000	0.000	100.
4172			OVRT	0	12	110.	0.0625	0.1300	1.000	0.000	100.
4271			OVRT	0	10	290.	0.0077	0.1300	1.000	0.000	100.
4272			OVRT	0	10	290.	0.0364	0.1300	1.000	0.000	100.
4371			OVRT	0	12	330.	0.0077	0.1300	1.000	0.000	100.
4372			OVRT	0	12	310.	0.0055	0.1300	1.000	0.000	100.
4081			OVRT	0	10	560.	0.0240	0.1300	1.000	0.000	100.
4082			OVRT	0	10	530.	0.0041	0.1300	1.000	0.000	100.
4091			OVRT	0	10	144.	0.0041	0.1300	1.000	0.000	100.
4092			OVRT	0	10	100.	0.0042	0.1300	1.000	0.000	100.
0101			OVRT	0	10	170.	0.1905	0.1300	1.000	0.000	100.
0102			OVRT	0	10	260.	0.1224	0.1300	1.000	0.000	100.
0111			OVRT	0	10	310.	0.0157	0.1300	1.000	0.000	100.
0112			OVRT	0	10	230.	0.0112	0.1300	1.000	0.000	100.
5111			OVRT	0	10	760.	0.1429	0.1300	1.000	0.000	100.
5112			OVRT	0	10	100.	0.0667	0.1300	1.000	0.000	100.
5211			OVRT	0	10	420.	0.2078	0.1300	1.000	0.000	100.
5212			OVRT	0	10	510.	0.1429	0.1300	1.000	0.000	100.
5311			OVRT	0	10	1140.	0.1333	0.1300	1.000	0.000	100.
5312			OVRT	0	10	860.	0.1464	0.1300	1.000	0.000	100.
3411			OVRT	0	10	100.	0.0615	0.1300	1.000	0.000	100.
3412			OVRT	0	12	210.	0.1539	0.1300	1.000	0.000	100.
3421			OVRT	0	10	120.	0.1536	0.1300	1.000	0.000	100.
3422			OVRT	0	10	290.	0.0639	0.1300	1.000	0.000	100.
3431			OVRT	0	10	250.	0.0992	0.1300	1.000	0.000	100.
3432			OVRT	0	10	340.	0.1003	0.1300	1.000	0.000	100.

Tabla 6- (continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

SEGMENTO	SEGMENTOS A. ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
3441			OVRT	0	10	630.	0.1457	0.1300	1.000	0.000	100.
3442			OVRT	0	10	370.	0.0268	0.1300	1.000	0.000	100.
3451			OVRT	0	10	360.	0.0273	0.1300	1.000	0.000	100.
3452			OVRT	0	10	342.	0.0333	0.1300	1.000	0.000	100.
4111			OVRT	0	10	840.	0.1364	0.1300	1.000	0.000	100.
4112			OVRT	0	10	117.	0.1000	0.1300	1.000	0.000	100.
4211			OVRT	0	10	280.	0.2558	0.1300	1.000	0.000	100.
4212			OVRT	0	10	710.	0.1754	0.1300	1.000	0.000	100.
4121			OVRT	0	10	120.	0.2448	0.1300	1.000	0.000	100.
4122			OVRT	0	10	330.	0.2604	0.1300	1.000	0.000	100.
4221			OVRT	0	10	770.	0.3979	0.1300	1.000	0.000	100.
4222			OVRT	0	10	262.	0.2954	0.1300	1.000	0.000	100.
4031			OVRT	0	10	50.	0.0580	0.1300	1.000	0.000	100.
4032			OVRT	0	10	130.	0.0557	0.1300	1.000	0.000	100.
4041			OVRT	0	10	320.	0.0570	0.1300	1.000	0.000	100.
4042			OVRT	0	10	110.	0.2540	0.1300	1.000	0.000	100.
4151			OVRT	0	10	342.	0.2143	0.1300	1.000	0.000	100.
4152			OVRT	0	10	380.	0.2164	0.1300	1.000	0.000	100.
4251			OVRT	0	10	490.	0.2182	0.1300	1.000	0.000	100.
4252			OVRT	0	10	140.	0.2467	0.1300	1.000	0.000	100.
4351			OVRT	0	10	380.	0.0133	0.1300	1.000	0.000	100.
3272			OVRT	0	10	50.	0.3093	0.1300	1.000	0.000	100.
3281			OVRT	0	10	180.	0.1818	0.1300	1.000	0.000	100.
3282			OVRT	0	10	100.	0.2000	0.1300	1.000	0.000	100.
3291			OVRT	0	10	50.	0.2222	0.1300	1.000	0.000	100.
3292			OVRT	0	10	80.	0.1111	0.1300	1.000	0.000	100.
3301			OVRT	0	10	150.	0.2516	0.1300	1.000	0.000	100.
3302			OVRT	0	10	130.	0.2429	0.1300	1.000	0.000	100.
3311			OVRT	0	10	160.	0.2500	0.1300	1.000	0.000	100.
3312			OVRT	0	10	240.	0.2415	0.1300	1.000	0.000	100.
3321			OVRT	0	10	130.	0.1250	0.1300	1.000	0.000	100.
3322			OVRT	0	10	200.	0.4029	0.1300	1.000	0.000	100.
3331			OVRT	0	10	150.	0.1492	0.1300	1.000	0.000	100.
3332			OVRT	0	10	220.	0.1539	0.1300	1.000	0.000	100.
3341			OVRT	0	10	200.	0.1500	0.1300	1.000	0.000	100.
3342			OVRT	0	10	110.	0.2222	0.1300	1.000	0.000	100.
3351			OVRT	0	10	530.	0.2629	0.1300	1.000	0.000	100.
3352			OVRT	0	10	210.	0.2531	0.1300	1.000	0.000	100.
3361			OVRT	0	10	170.	0.0488	0.1300	1.000	0.000	100.
3362			OVRT	0	10	110.	0.1233	0.1300	1.000	0.000	100.
3371			OVRT	0	10	20.	0.0769	0.1300	1.000	0.000	100.
3372			OVRT	0	10	10.	0.0833	0.1300	1.000	0.000	100.
3381			OVRT	0	10	310.	0.0759	0.1300	1.000	0.000	100.
3382			OVRT	0	10	160.	0.1039	0.1300	1.000	0.000	100.
3391			OVRT	0	10	210.	0.3026	0.1300	1.000	0.000	100.
3392			OVRT	0	10	240.	0.2700	0.1300	1.000	0.000	100.
3401			OVRT	0	10	220.	0.2510	0.1300	1.000	0.000	100.

Tabla 6- (continuación)

PAGE 4

EL MAMON BARQUISIMETO

SEGMENTO	SEGMENTOS A, ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
J402			OVRT	0	10	190,	0,2967	0,1300	1,000	0,000	100,
D110	D100 A006	6A11 6A12	RECT	1	10	300,	0,0033	0,0250	20,000	100,000	100,
J011			OVRT	0	10	1150,	0,1374	0,1300	1,000	0,000	100,
J012			OVRT	0	10	580,	0,2833	0,1300	1,000	0,000	100,
J021			OVRT	0	10	240,	0,1333	0,1300	1,000	0,000	100,
J022			OVRT	0	10	170,	0,1711	0,1300	1,000	0,000	100,
J031			OVRT	0	10	310,	0,1986	0,1300	1,000	0,000	100,
J032			OVRT	0	10	460,	0,2473	0,1300	1,000	0,000	100,
J041			OVRT	0	10	130,	0,3220	0,1300	1,000	0,000	100,
J042			OVRT	0	10	420,	0,2333	0,1300	1,000	0,000	100,
J051			OVRT	0	10	522,	0,3222	0,1300	1,000	0,000	100,
J052			OVRT	0	10	210,	0,3093	0,1300	1,000	0,000	100,
J061			OVRT	0	10	340,	0,2400	0,1300	1,000	0,000	100,
J062			OVRT	0	10	300,	0,2286	0,1300	1,000	0,000	100,
J071			OVRT	0	10	330,	0,1267	0,1300	1,000	0,000	100,
J072			OVRT	0	10	220,	0,1967	0,1300	1,000	0,000	100,
J081			OVRT	0	10	210,	0,1333	0,1300	1,000	0,000	100,
J082			OVRT	0	10	270,	0,2300	0,1300	1,000	0,000	100,
J091			OVRT	0	10	312,	0,2400	0,1300	1,000	0,000	100,
J092			OVRT	0	10	100,	0,1700	0,1300	1,000	0,000	100,
J101			OVRT	0	10	210,	0,2175	0,1300	1,000	0,000	100,
J102			OVRT	0	10	110,	0,1333	0,1300	1,000	0,000	100,
J111			OVRT	0	10	510,	0,0200	0,1300	1,000	0,000	100,
J112			OVRT	0	10	400,	0,0175	0,1300	1,000	0,000	100,
J121			OVRT	0	10	300,	0,0357	0,1300	1,000	0,000	100,
J122			OVRT	0	10	430,	0,3111	0,1300	1,000	0,000	100,
J131			OVRT	0	10	900,	0,1112	0,1300	1,000	0,000	100,
J132			OVRT	0	10	420,	0,1255	0,1300	1,000	0,000	100,
A028		3281 3282	RECT	0	10	600,	0,0900	0,0400	6,000	100,000	100,
A029		3291 3292	RECT	0	10	2200,	0,0182	0,0400	6,000	100,000	100,
A030		3301 3302	RECT	0	10	1000,	0,0600	0,0400	6,000	100,000	100,
A031		3311 3312	RECT	0	10	450,	0,0900	0,0400	6,000	100,000	100,
A032		3321 3322	RECT	0	10	300,	0,0833	0,0400	6,000	100,000	100,
A033		3331 3332	RECT	0	10	820,	0,0671	0,0400	6,000	100,000	100,
A034		3341 3342	RECT	0	10	750,	0,1320	0,0400	6,000	100,000	100,
A035		3351 3352	RECT	0	10	1260,	0,0794	0,0400	6,000	100,000	100,
A036		3361 3362	RECT	0	10	1780,	0,0352	0,0400	6,000	100,000	100,
A037		3371 3372	RECT	0	10	620,	0,0659	0,0400	6,000	100,000	100,
A038		3381 3382	RECT	0	10	1200,	0,0458	0,0400	6,000	100,000	100,
A039		3391 3392	RECT	0	10	1240,	0,0854	0,0400	6,000	100,000	100,
A040		3401 3402	RECT	0	10	1140,	0,0972	0,0400	6,000	100,000	100,
A041		3411 3412	RECT	0	10	1880,	0,0338	0,0400	6,000	100,000	100,
A042		3421 3422	RECT	0	10	1400,	0,0557	0,0400	6,000	100,000	100,
A043		3431 3432	RECT	0	10	4690,	0,0278	0,0400	6,000	100,000	100,
A044		3441 3442	RECT	0	10	4400,	0,0250	0,0400	6,000	100,000	100,
A045		3451 3452	RECT	0	10	1200,	0,0292	0,0400	6,000	100,000	100,
B101	A001 A002	4111 4112	RECT	0	10	1960,	0,0230	0,0300	10,000	100,000	100,

Tabla 6-(continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

SEGMENTO	SEGMENTOS A, ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS	
B201	B101 A003	4211 4212	RECT	0	10	1600.	0.0089	0.0300	10,000 100,000	100.
B102	A024 A023	4121 4122	RECT	0	10	490.	0.0408	0.0300	10,000 100,000	100.
B202	B102 A022	4221 4222	RECT	0	10	4340.	0.0300	0.0300	10,000 100,000	100.
B003	A020 A019 A018	4031 4032	RECT	0	10	320.	0.0204	0.0300	10,000 100,000	100.
B004	A025 A021	4041 4042	RECT	0	10	1090.	0.0275	0.0300	10,000 100,000	100.
B105	A027 A028	4151 4152	RECT	0	10	1160.	0.0328	0.0300	10,000 100,000	100.
B205	B105 A026	4251 4252	RECT	0	10	730.	0.0182	0.0300	10,000 100,000	100.
B305	B205 A029	4351 4352	RECT	0	10	2020.	0.0159	0.0300	10,000 100,000	100.
B106	A033 A030 A031	4161 4162	RECT	0	10	500.	0.0202	0.0300	10,000 100,000	100.
B206	B106 A032	4261 4262	RECT	0	10	890.	0.0216	0.0300	10,000 100,000	100.
B306	B206 A038	4361 4362	RECT	0	10	490.	0.0215	0.0300	10,000 100,000	100.
B107	A034 A035	4171 4172	RECT	0	10	1220.	0.0222	0.0300	10,000 100,000	100.
B207	B107 A037	4271 4272	RECT	0	10	210.	0.0220	0.0300	10,000 100,000	100.
B307	B207 A036	4371 4372	RECT	0	10	2030.	0.0174	0.0300	10,000 100,000	100.
B008	A041 A042	4281 4282	RECT	0	10	4300.	0.0148	0.0300	10,000 100,000	100.
B009	A043 A044	4091 4092	RECT	0	10	1600.	0.0071	0.0300	10,000 100,000	100.
B010	A009 A008	0101 0102	RECT	0	10	230.	0.0101	0.0300	10,000 100,000	100.
B011	A039 A040	0111 0112	RECT	0	10	4920.	0.0156	0.0300	10,000 100,000	100.
C101	B202 B003 B004	5111 5112	RECT	0	10	1560.	0.0144	0.0250	15,000 100,000	100.
C201	C101 B201 A017	5211 5212	RECT	0	10	2650.	0.0110	0.0250	15,000 100,000	100.
C301	C201 A007 A004	5311 5312	RECT	0	10	1990.	0.0070	0.0250	15,000 100,000	100.
C102	B305 B306 B307	5121 5122	RECT	0	10	2430.	0.0109	0.0250	15,000 100,000	100.
C202	C102 B011	5221 5222	RECT	0	10	1020.	0.0090	0.0250	15,000 100,000	100.
C103	B008 B009	5131 5132	RECT	0	10	1560.	0.0069	0.0250	15,000 100,000	100.
C203	C103 A045	5231 5232	RECT	0	10	1100.	0.0069	0.0250	15,000 100,000	100.
D101	C202 C203	6111 6112	RECT	0	10	910.	0.0185	0.0250	20,000 100,000	100.
D201	D101 A015	6211 6212	RECT	0	10	2000.	0.0030	0.0250	20,000 100,000	100.
D301	D201 A011	6311 6312	RECT	0	10	200.	0.0250	0.0250	20,000 100,000	100.
D401	D301 A010	6411 6412	RECT	0	10	400.	0.0125	0.0250	20,000 100,000	100.
D501	D401 A012	6511 6512	RECT	0	10	1100.	0.0364	0.0250	20,000 100,000	100.
D601	D501 A013	6611 6612	RECT	0	10	520.	0.0192	0.0250	20,000 100,000	100.
D701	D601 B010	6711 6712	RECT	0	10	900.	0.0111	0.0250	20,000 100,000	100.
D801	D701 C301	6811 6812	RECT	0	10	1300.	0.0231	0.0250	20,000 100,000	100.
D901	D801 A014	6911 6912	RECT	0	10	1400.	0.0071	0.0250	20,000 100,000	100.
D100	D901 A035	6101 6102	RECT	0	10	600.	0.0020	0.0250	20,000 100,000	100.
A001		3011 3012	RECT	0	10	1500.	0.0190	0.0400	6,000 100,000	100.
A002		3021 3022	RECT	0	10	1770.	0.0678	0.0400	6,000 100,000	100.
A003		3031 3032	RECT	0	10	2160.	0.0767	0.0400	6,000 100,000	100.
A004		3041 3042	RECT	0	10	1440.	0.1342	0.0400	6,000 100,000	100.
A005		3051 3052	RECT	0	10	2150.	0.1163	0.0400	6,000 100,000	100.
A006		3061 3062	RECT	0	10	900.	0.1000	0.0400	6,000 100,000	100.
A007		3071 3072	RECT	0	10	1950.	0.0324	0.0400	6,000 100,000	100.
A008		3081 3082	RECT	0	10	1350.	0.0300	0.0400	6,000 100,000	100.
A009		3091 3092	RECT	0	10	980.	0.0500	0.0400	6,000 100,000	100.
A010		3101 3102	RECT	0	10	950.	0.0525	0.0400	6,000 100,000	100.
A011		3111 3112	RECT	0	10	2900.	0.0098	0.0400	6,000 100,000	100.
A012		3121 3122	RECT	0	10	1420.	0.0352	0.0400	6,000 100,000	100.

Tabla 6- (continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

SEGMENTO	SEGMENTOS A, ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS	
A013		3131 3132	RECT	0	10	3140.	0,0254	0,0400	6,000	100,000 100.
A014		3141 3142	RECT	0	10	2300.	0,2347	0,0400	6,000	100,000 100.
A015		3151 3152	RECT	0	10	4500.	0,0151	0,0400	5,000	100,000 100.
A017		3171 3172	RECT	0	10	2420.	0,2273	0,0400	6,000	100,000 100.
A018		3181 3182	RECT	0	10	1620.	0,2556	0,0400	6,000	100,000 100.
A019		3191 3192	RECT	0	10	2010.	0,0597	0,0400	6,000	100,000 100.
A020		3201 3202	RECT	0	10	2560.	0,0585	0,0400	6,000	100,000 100.
A021		3211 3212	RECT	0	10	3420.	0,0520	0,0400	6,000	100,000 100.
A022		3221 3222	RECT	0	10	1250.	0,1600	0,0400	6,000	100,000 100.
A023		3231 3232	RECT	0	10	1550.	0,1422	0,0400	6,000	100,000 100.
A024		3241 3242	RECT	0	10	1620.	0,2860	0,0400	6,000	100,000 100.
A025		3251 3252	RECT	0	10	4100.	0,0793	0,0400	6,000	100,000 100.
A026		3261 3262	RECT	0	10	2280.	0,0526	0,0400	6,000	100,000 100.
A027		3271 3272	RECT	0	10	750.	0,0533	0,0400	6,000	100,000 100.

SEQUENCIA DE COMPUTACION

INDICE SEGMENTO

AREA TOTAL = 0,1026077E+03

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
6102	3,715	1,670
6A11	3,760	1,670
6A12	3,218	1,670
3141	2,995	1,670
3142	3,280	1,670
3151	3,190	1,670
3152	2,287	1,670
3171	2,294	1,670
3172	2,195	1,670
3181	2,395	1,670
3182	3,026	1,670
3191	3,799	1,670
3192	4,054	1,670
3201	3,858	1,670
3202	3,973	1,670
3211	4,213	1,670
3212	4,760	1,670
3221	3,290	1,670
3222	4,462	1,670
3231	4,286	1,670

Tabla 6- (continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
3232	3,681	1,670
3241	4,117	1,670
3242	4,650	1,670
3251	4,287	1,670
3252	4,564	1,670
3261	3,649	1,670
3262	3,681	1,670
3271	4,213	1,670
5121	0,353	1,670
5122	0,421	1,670
5221	0,435	1,670
5222	1,120	1,670
5131	1,127	1,670
5132	1,179	1,670
5231	1,104	1,670
5232	1,159	1,670
6111	1,038	1,670
6112	1,301	1,670
6211	1,055	1,670
6212	1,593	1,670
6311	2,531	1,670
6312	1,601	1,670
6411	1,538	1,670
6412	1,961	1,670
6511	2,320	1,670
6512	3,291	1,670
6511	2,720	1,670
6612	3,581	1,670
6711	3,218	1,670
6712	2,243	1,670
6811	2,628	1,670
6812	2,275	1,670
6911	1,404	1,670
6912	3,172	1,670
8181	1,857	1,670
4352	1,468	1,670
4161	3,667	1,670
4162	2,215	1,670
4261	1,466	1,670
4262	0,769	1,670
4361	0,570	1,670
4362	0,544	1,670
4171	0,988	1,670
4172	1,923	1,670
4271	0,675	1,670
4272	1,468	1,670
4371	0,653	1,670
4372	0,570	1,670
4081	0,487	1,670
4082	0,493	1,670
4091	0,493	1,670
4092	0,499	1,670

Tabla 6- (continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
0101	3,357	1,670
0102	2,691	1,670
0111	0,964	1,672
0112	0,814	1,672
5111	2,908	1,670
5112	1,987	1,670
5211	3,527	1,672
5212	2,908	1,672
5311	2,808	1,672
5312	2,943	1,670
3411	1,928	1,670
3412	3,018	1,670
3421	3,015	1,672
3422	1,786	1,670
3431	2,423	1,672
3432	2,436	1,670
3441	2,936	1,670
3442	1,259	1,670
3451	1,271	1,670
3452	1,424	1,670
4111	2,841	1,670
4112	2,520	1,670
4211	3,891	1,672
4212	3,222	1,672
4121	3,826	1,670
4122	3,925	1,670
4221	2,427	1,670
4222	2,388	1,672
4231	1,853	1,670
4232	1,815	1,670
4041	1,837	1,670
4042	1,797	1,670
4151	3,561	1,670
4152	3,578	1,670
4251	3,593	1,670
4252	3,821	1,670
4351	0,997	1,670
3272	4,271	1,670
3281	3,280	1,670
3282	3,442	1,670
3291	3,626	1,670
3292	2,564	1,670
3301	3,858	1,670
3302	3,791	1,670
3311	3,846	1,670
3312	3,788	1,670
3321	2,720	1,670
3322	4,882	1,670
3331	2,961	1,670
3332	3,018	1,670
3341	3,077	1,670
3342	3,626	1,670

Tabla 6- (continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
3351	3,944	1,670
3352	3,870	1,670
3361	1,699	1,670
3362	2,701	1,670
3371	2,133	1,670
3372	2,220	1,670
3381	2,119	1,670
3382	3,114	1,670
3391	4,231	1,670
3392	4,062	1,670
3401	3,854	1,670
3402	4,190	1,670
0110	0,312	1,670
3011	2,851	1,670
3012	2,228	1,670
3021	2,828	1,670
3022	3,192	1,670
3031	3,341	1,670
3032	3,825	1,670
3041	4,227	1,670
3042	3,715	1,670
3051	4,366	1,670
3052	4,271	1,670
3061	3,760	1,670
3062	3,578	1,670
3071	2,513	1,670
3072	2,513	1,670
3081	2,808	1,670
3082	3,448	1,670
3091	3,766	1,670
3092	3,172	1,670
3101	3,547	1,670
3102	2,828	1,670
3111	1,298	1,670
3112	1,018	1,670
3121	1,453	1,670
3122	4,290	1,670
3131	2,565	1,670
3132	2,725	1,670
A028	2,141	1,670
A029	1,621	1,670
A030	1,855	1,670
A031	2,271	1,670
A032	2,185	1,670
A033	1,981	1,670
A034	2,730	1,670
A035	2,133	1,670
A036	1,416	1,670
A037	0,624	1,670
A038	1,620	1,670
A039	2,207	1,670
A040	2,271	1,670

Tabla 6- (continuación)

EL MAMON BARQUISIMETO

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
A041	1,375	1,670
A042	1,941	1,670
A043	1,262	1,670
A044	1,197	1,670
A045	1,294	1,670
B101	1,089	1,670
B201	0,677	1,670
B102	1,451	1,670
B202	1,244	1,670
B003	1,026	1,670
B004	1,169	1,670
B105	1,321	1,670
B205	2,969	1,670
B305	0,934	1,670
B106	1,321	1,670
B206	1,055	1,670
B306	1,253	1,670
B107	1,270	1,670
B207	1,265	1,670
B307	2,947	1,670
B008	0,874	1,670
B009	0,625	1,670
B010	0,722	1,670
B011	0,903	1,670
C101	0,789	1,670
C201	0,690	1,670
C301	0,573	1,670
C102	0,674	1,670
C202	0,624	1,670
C103	0,546	1,670
C203	0,522	1,670
D101	0,738	1,670
D201	0,297	1,670
D301	0,859	1,670
D401	0,607	1,670
D501	1,036	1,670
D601	0,752	1,670
D701	0,572	1,670
D801	0,825	1,670
D901	0,457	1,670
D10D	0,243	1,670
A001	1,044	1,670
A002	1,971	1,670
A003	2,124	1,670
A004	2,774	1,670
A005	2,502	1,670
A006	2,394	1,670
A007	1,383	1,670
A008	1,476	1,670
A009	1,055	1,670
A010	1,736	1,670
A011	0,718	1,670

Tabla 6- (continuación)

EL MAMÓN BARQUISIMETO

PARÁMETROS CINEMÁTICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
A012	1,421	1,670
A013	1,207	1,670
A014	1,410	1,670
A015	0,930	1,670
A017	1,251	1,570
A018	1,705	1,670
A019	1,850	1,670
A020	1,823	1,670
A021	1,727	1,670
A022	3,029	1,670
A023	2,833	1,670
A024	2,220	1,670
A025	2,132	1,570
A026	1,736	1,670
A027	1,748	1,670

A N E X O 2:

DATOS DE ENTRADA DE CADA SEGMENTO DE LA CUENCA DEL RIO INDIO (PUERTO RICO) PARA SU UTILIZACION EN EL MODELO DE LLUVIA-ESCORRENTIA.

Tabla 7 Datos de base de la cuenca Unibon usados por el modelo lluvia escorrentía.

CORRIDAS MODELO LLUVIA ESCORRENTIA(SCHAAKE)-RIO UNIBON(P.R.)

NUMERO DE SEGMENTOS = 87
DT = 10.000 MINUTOS
INTERVALO DE SALIDA = 10.00 MINUTOS
NUMERO DE ESTACIONES = 1

SEGMENTO	SEGMENTOS A. ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NUX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
S001		D001 G001	TRIA	0	10	1420.	0.0996	0.0400	5.000	0.000	100.
S004		D004 G004	TRIA	0	10	820.	0.1463	0.0400	5.000	0.000	100.
S008		D008 G008	TRIA	0	10	980.	0.1327	0.0400	5.000	0.000	100.
S033		D033 G033	TRIA	0	10	1150.	0.1034	0.0400	5.000	0.000	100.
S011		D011 G011	TRIA	0	10	1080.	0.1296	0.0400	5.000	0.000	100.
S009		D009 G009	TRIA	0	10	600.	0.1333	0.0400	5.000	0.000	100.
S006		D006 G006	TRIA	0	10	440.	0.1136	0.0400	5.000	0.000	100.
S005		D005 G005	TRIA	0	10	380.	0.2789	0.0400	5.000	0.000	100.
S002		D002 G002	TRIA	0	10	800.	0.0625	0.0400	5.000	0.000	100.
S038		D038 G038	TRIA	0	10	800.	0.0625	0.0400	5.000	0.000	100.
S007		D007 G007	TRIA	0	10	640.	0.1094	0.0400	5.000	0.000	100.
S003		D003 G003	TRIA	0	10	1300.	0.0538	0.0400	5.000	0.000	100.
S012		D012 G012	TRIA	0	10	1000.	0.0400	0.0400	5.000	0.000	100.
S010		D010 G010	TRIA	0	10	1400.	0.1100	0.0400	5.000	0.000	100.
S013		D013 G013	TRIA	0	10	4500.	0.0444	0.0400	5.000	0.000	100.
D001			OVRT	0	10	152.	0.2900	0.4000	1.000	0.000	100.
G001			OVRT	0	10	304.	0.3460	0.4000	1.000	0.000	100.
D004			OVRT	0	10	480.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
G004			OVRT	0	10	244.	0.3000	0.4000	1.000	0.000	100.
D008			OVRT	0	10	128.	0.3330	0.4000	1.000	0.000	100.
G008			OVRT	0	10	130.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
D033			OVRT	0	10	173.	0.3500	0.4000	1.000	0.000	100.
G033			OVRT	0	10	480.	0.1200	0.4000	1.000	0.000	100.
D011			OVRT	0	10	277.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
G011			OVRT	0	10	300.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
D009			OVRT	0	10	122.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
G009			OVRT	0	10	230.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
D006			OVRT	0	10	474.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
G006			OVRT	0	10	474.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
D005			OVRT	0	10	390.	0.4170	0.4000	1.000	0.000	100.
G005			OVRT	0	10	407.	0.4500	0.4000	1.000	0.000	100.
D002			OVRT	0	10	556.	0.2400	0.4000	1.000	0.000	100.
G002			OVRT	0	10	567.	0.4390	0.4000	1.000	0.000	100.
D038			OVRT	0	10	193.	0.0950	0.4000	1.000	0.000	100.
G038			OVRT	0	10	365.	0.3130	0.4000	1.000	0.000	100.
D007			OVRT	0	10	235.	0.1250	0.4000	1.000	0.000	100.
G007			OVRT	0	10	120.	0.3000	0.4000	1.000	0.000	100.
D003			OVRT	0	10	521.	0.1200	0.4000	1.000	0.000	100.
G003			OVRT	0	10	130.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
D012			OVRT	0	10	290.	0.1160	0.4000	1.000	0.000	100.
G012			OVRT	0	10	253.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.

Tabla 7-(continuación)

CORRIDAS MODELO LLUVIA ESCORRENTIA(SCHAAKE)-RIO UNIBON(P.R.)

SEGMENTO	SEGMENTOS A. ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
D010			OVRT	0	10	200.	0.1250	0.4000	1.000	0.000	100.
G010			OVRT	0	10	381.	0.0800	0.4000	1.000	0.000	100.
D013			OVRT	0	10	464.	0.1140	0.4000	1.000	0.000	100.
G013			OVRT	0	10	230.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
S021	S001 S004	D021 G021	RECT	0	10	1040.	0.0073	0.0350	20.000	100.000	100.
S122	S005 S006	D122 G122	RECT	0	10	100.	0.0500	0.0350	20.000	100.000	100.
S222	S002 S122	D222 G222	RECT	0	10	1500.	0.0267	0.0350	20.000	100.000	100.
S322	S222 S038	D322 G322	RECT	0	10	300.	0.0276	0.0350	20.000	100.000	100.
S422	S322 S007	D422 G422	RECT	0	10	240.	0.0094	0.0350	20.000	100.000	100.
S522	S422 S003	D522 G522	RECT	0	10	1050.	0.0094	0.0350	20.000	100.000	100.
S023	S000 S033	D023 G023	RECT	0	10	220.	0.0455	0.0350	20.000	100.000	100.
S124	S009 S011	D124 G124	RECT	0	10	900.	0.0250	0.0350	20.000	100.000	100.
S224	S124 S012	D224 G224	RECT	0	10	1400.	0.1000	0.0350	20.000	100.000	100.
S324	S224 S010	D324 G324	RECT	0	10	200.	0.0700	0.0350	20.000	100.000	100.
D021			OVRT	0	10	238.	0.2500	0.4000	1.000	0.000	100.
G021			OVRT	0	10	220.	0.1900	0.4000	1.000	0.000	100.
D122			OVRT	0	10	5.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
G122			OVRT	0	10	5.	0.1100	0.4000	1.000	0.000	100.
D222			OVRT	0	10	400.	0.2500	0.4000	1.000	0.000	100.
G222			OVRT	0	10	205.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
D322			OVRT	0	10	90.	0.2220	0.4000	1.000	0.000	100.
G322			OVRT	0	10	90.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
D422			OVRT	0	10	60.	0.2850	0.4000	1.000	0.000	100.
G422			OVRT	0	10	69.	0.3000	0.4000	1.000	0.000	100.
D522			OVRT	0	10	250.	0.1200	0.4000	1.000	0.000	100.
G522			OVRT	0	10	520.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
D023			OVRT	0	10	200.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
G023			OVRT	0	10	200.	0.5000	0.4000	1.000	0.000	100.
D124			OVRT	0	10	600.	0.2330	0.4000	1.000	0.000	100.
G124			OVRT	0	10	390.	0.0670	0.4000	1.000	0.000	100.
D224			OVRT	0	10	280.	0.1470	0.4000	1.000	0.000	100.
G224			OVRT	0	10	203.	0.1430	0.4000	1.000	0.000	100.
D324			OVRT	0	10	40.	0.3330	0.4000	1.000	0.000	100.
G324			OVRT	0	10	120.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
S131	S021 S023	D131 G131	RECT	0	10	1960.	0.0459	0.0350	35.000	100.000	100.
S231	S131 S324	D231 G231	RECT	0	10	1600.	0.0239	0.0350	35.000	100.000	100.
S331	S231 S522	D331 G331	RECT	0	10	2120.	0.0189	0.0350	35.000	100.000	100.
S431	S331 S013	D431 G431	RECT	1	10	3700.	0.0135	0.0350	35.000	100.000	100.
D131			OVRT	0	10	190.	0.2400	0.4000	1.000	0.000	100.
G131			OVRT	0	10	200.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
D231			OVRT	0	10	244.	0.1820	0.4000	1.000	0.000	100.
G231			OVRT	0	10	700.	0.1430	0.4000	1.000	0.000	100.
D331			OVRT	0	10	757.	0.2430	0.4000	1.000	0.000	100.
G331			OVRT	0	10	390.	0.1500	0.4000	1.000	0.000	100.
D431			OVRT	0	10	544.	0.2900	0.4000	1.000	0.000	100.
G431			OVRT	0	10	600.	0.3300	0.4000	1.000	0.000	100.

Tabla 7- (continuación)

PAGE 3

CORRIDAS MODELO LLUVIA_ESCORRENTIA(SCHAAKE)-RIO_UNIBON(P.R.)

SEQUENCIA DE COMPUTACION

INDICE SEGMENTO

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
S001	4.421	1.330
S004	5.385	1.330
S008	5.129	1.330
S013	4.527	1.330
S011	5.064	1.330
S009	5.140	1.330
S006	4.745	1.330
S005	3.955	1.330
S002	3.520	1.330
S014	3.520	1.330
S007	4.057	1.330
S003	3.266	1.330
S012	2.816	1.330
S010	4.069	1.330
S015	2.967	1.330
D001	1.345	1.670
G001	1.471	1.670
D004	1.337	1.670
G004	1.369	1.670
D008	1.443	1.670
G008	1.581	1.670
D013	1.479	1.670
G013	0.866	1.670
D011	1.581	1.670
G011	1.118	1.670
D009	1.581	1.670
G009	1.581	1.670
D006	1.118	1.670
G006	1.118	1.670
D005	1.514	1.670
G005	1.677	1.670
D002	1.225	1.670
G002	1.656	1.670
D014	0.771	1.670
G014	1.399	1.670
D007	0.884	1.670
G007	1.369	1.670
D003	0.866	1.670

Tabla 7- (continuación)

CORRIDAS MODELO LLUVIA ESCORRENTIA(SCHAAKE)-RIO UNIBON(P.R.)

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
G003	1.118	1.670
D012	0.851	1.670
G012	0.559	1.670
D010	0.884	1.670
G010	0.707	1.670
D013	0.844	1.670
G013	0.791	1.670
S021	1.000	1.670
S122	0.867	1.670
S222	0.634	1.670
S322	0.644	1.670
S422	0.376	1.670
S522	0.376	1.670
S023	0.621	1.670
S124	0.613	1.670
S224	1.226	1.670
S324	1.026	1.670
D021	1.250	1.670
G021	1.090	1.670
D122	1.581	1.670
G122	0.829	1.670
D222	1.250	1.670
G222	1.000	1.670
D322	1.178	1.670
G322	1.581	1.670
D422	1.337	1.670
G422	1.369	1.670
D522	0.894	1.670
G522	0.791	1.670
D023	1.581	1.670
G023	1.768	1.670
D124	1.207	1.670
G124	0.647	1.670
D224	0.959	1.670
G224	0.945	1.670
D324	1.443	1.670
G324	0.791	1.670
S131	0.572	1.670
S231	0.413	1.670
S331	0.347	1.670
S431	0.310	1.670
D131	1.225	1.670
G131	1.000	1.670
D231	1.067	1.670
G231	0.945	1.670
D331	1.232	1.670
G331	0.968	1.670
D431	0.750	1.670
G431	1.369	1.670

Tabła 7- Datos de base de la cuenca Morovis usados por el modelo lluvia escorrentía.

J.44

NUMERO DE SEGMENTOS = 63
DT = 10.000 MINUTOS
INTERVALO DE SALIDA = 10.00 MINUTOS
NUMERO DE ESTACIONES = 1

SEGMENTO	SEGMENTOS A. ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
S014		D014 G014	TRIA	0	10	2040.	0.0539	0.0400	5.000	0.000	100.
S018		D018 G018	TRIA	0	10	1220.	0.0750	0.0400	5.000	0.000	100.
S021		D021 G021	TRIA	0	10	1042.	0.0961	0.0400	5.000	0.000	100.
S024		D024 G024	TRIA	0	10	440.	0.1136	0.0400	5.000	0.000	100.
S028		D028 G028	TRIA	0	10	580.	0.1034	0.0400	5.000	0.000	100.
S029		D029 G029	TRIA	0	10	820.	0.0853	0.0400	5.000	0.000	100.
S030		D030 G030	TRIA	0	10	900.	0.0444	0.0400	5.000	0.000	100.
S032		D032 G032	TRIA	0	10	660.	0.0588	0.0400	5.000	0.000	100.
S022		D022 G022	TRIA	0	10	1440.	0.0694	0.0400	5.000	0.000	100.
S019		D019 G019	TRIA	0	10	1200.	0.0750	0.0400	5.000	0.000	100.
S017		D017 G017	TRIA	0	10	1620.	0.0679	0.0400	5.000	0.000	100.
D014			OVRT	0	10	172.	0.2720	0.4000	1.000	0.000	100.
G014			OVRT	0	10	342.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
D018			OVRT	0	10	220.	0.1090	0.4000	1.000	0.000	100.
G018			OVRT	0	10	246.	0.2770	0.4000	1.000	0.000	100.
D021			OVRT	0	10	154.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
G021			OVRT	0	10	230.	0.1300	0.4000	1.000	0.000	100.
D024			OVRT	0	10	280.	0.2350	0.4000	1.000	0.000	100.
G024			OVRT	0	10	140.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
D028			OVRT	0	10	156.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
G028			OVRT	0	10	156.	0.2000	0.4000	1.000	0.000	100.
D029			OVRT	0	10	118.	0.4500	0.4000	1.000	0.000	100.
G029			OVRT	0	10	117.	0.4000	0.4000	1.000	0.000	100.
D030			OVRT	0	10	126.	0.2500	0.4000	1.000	0.000	100.
G030			OVRT	0	10	627.	0.0750	0.4000	1.000	0.000	100.
D032			OVRT	0	10	140.	0.3000	0.4000	1.000	0.000	100.
G032			OVRT	0	10	280.	0.2500	0.4000	1.000	0.000	100.
D022			OVRT	0	10	143.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
G022			OVRT	0	10	330.	0.0930	0.4000	1.000	0.000	100.
D019			OVRT	0	10	210.	0.2500	0.4000	1.000	0.000	100.
G019			OVRT	0	10	210.	0.1900	0.4000	1.000	0.000	100.
D017			OVRT	0	10	417.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
G017			OVRT	0	10	180.	0.1500	0.4000	1.000	0.000	100.
S126	S014 S018	D126 G126	RECT	0	10	1590.	0.0319	0.0350	20.000	100.000	100.
S226	S126 S021	D226 G226	RECT	0	10	52.	0.0318	0.0350	20.000	100.000	100.
S025	S024 S028	D025 G025	RECT	0	10	1220.	0.0303	0.0350	20.000	100.000	100.
S027	S030 S032	D027 G027	RECT	0	10	220.	0.0277	0.0350	20.000	100.000	100.
D126			OVRT	0	10	54.	0.1500	0.4000	1.000	0.000	100.
G126			OVRT	0	10	54.	0.1500	0.4000	1.000	0.000	100.
D226			OVRT	0	10	16.	0.1500	0.4000	1.000	0.000	100.
G226			OVRT	0	10	16.	0.1500	0.4000	1.000	0.000	100.

A SALCEDO

Tabla 7- (continuación)

CUENCA-RIO MOROVI

SEGMENTO	SEGMENTOS A, ARRIBA	SEGMENTOS ADYACENTES	TIPO	IPR	NDX	LONGITUD (M)	PENDIENTE	RUGOSIDAD	OTROS PARAMETROS		
D025			OVRT	0	10	261.	0.1750	0.4000	1.000	0.000	100.
G025			OVRT	0	10	250.	0.1750	0.4000	1.000	0.000	100.
D027			OVRT	0	10	100.	0.1800	0.4000	1.000	0.000	100.
G027			OVRT	0	10	1045.	0.1800	0.4000	1.000	0.000	100.
S132	S025 S226	D132 G132	RECT	0	10	1620.	0.0432	0.0350	35.000	100.000	100.
S232	S132 S029	D232 G232	RECT	0	10	780.	0.0142	0.0350	35.000	100.000	100.
S332	S232 S027	D332 G332	RECT	0	10	1790.	0.0842	0.0350	35.000	100.000	100.
S432	S332 S022	D432 G432	RECT	0	10	620.	0.0842	0.0350	35.000	100.000	100.
S532	S432 S019	D532 G532	RECT	0	10	1220.	0.0150	0.0350	35.000	100.000	100.
S632	S532 S017	D632 G632	RECT	1	10	1940.	0.0103	0.0350	35.000	100.000	100.
D132			OVRT	0	10	914.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
G132			OVRT	0	10	447.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
D232			OVRT	0	10	168.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
G232			OVRT	0	10	50.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
D332			OVRT	0	10	467.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
G332			OVRT	0	10	467.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
D432			OVRT	0	10	114.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
G432			OVRT	0	10	342.	0.0500	0.4000	1.000	0.000	100.
D532			OVRT	0	10	343.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
G532			OVRT	0	10	343.	0.1000	0.4000	1.000	0.000	100.
D632			OVRT	0	10	493.	0.1250	0.4000	1.000	0.000	100.
G632			OVRT	0	10	492.	0.1250	0.4000	1.000	0.000	100.

SEQUENCIA DE COMPUTACION

INDICE SEGMENTO

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
S014	3.249	1.330
S019	3.856	1.330
S021	4.364	1.330
S024	4.745	1.330
S028	4.527	1.330
S029	4.112	1.330
S030	2.967	1.330
S032	3.414	1.330
S022	3.729	1.330
S019	3.856	1.330
S017	3.869	1.330
D014	1.304	1.670

Tabla 7-- (continuación)

CUENCA-PIO MOROVI

PARAMETROS CINEMATICOS

SEGMENTO	ALPHA	M
G014	0.791	1.670
D018	0.825	1.670
G019	1.316	1.670
D021	1.118	1.670
G021	0.922	1.670
D024	1.212	1.670
G024	1.118	1.670
D028	1.118	1.670
G028	1.118	1.670
D029	1.677	1.670
G029	1.581	1.670
D030	1.250	1.670
G030	0.685	1.670
D032	1.369	1.670
G032	2.642	1.670
D022	0.791	1.670
G022	0.720	1.670
D019	1.250	1.670
G019	1.061	1.670
D017	1.201	1.670
G017	2.988	1.670
S126	0.692	1.670
S226	0.692	1.670
S225	0.728	1.670
S227	2.645	1.670
D126	0.988	1.670
G126	0.988	1.670
D226	0.988	1.670
G226	0.988	1.670
D025	1.246	1.670
G025	1.246	1.670
D027	1.201	1.670
G027	1.201	1.670
S132	2.555	1.670
S232	0.272	1.670
S332	0.775	1.670
S432	0.775	1.670
S532	0.267	1.670
S632	0.271	1.670
D132	0.559	1.670
G132	0.559	1.670
D232	0.559	1.670
G232	0.559	1.670
D332	0.559	1.670
G332	0.559	1.670
D432	0.559	1.670
G432	0.559	1.670
D532	0.822	1.670
G532	0.822	1.670
D632	0.884	1.670
G632	0.884	1.670

UNIVERSIDAD SIMON BOLIVAR
Decanato Estudios de Postgrado
Postgrado en Planificación de Ingeniería
de Recursos Hídricos

Postgrado en Planificación e Ingeniería
de Recursos Hídricos
Oficina 229 Edif. Matemática y Sistemas
Valle de Sartenejas, Baruta, Edo. Miranda — Venezuela
Teléfono: 962-13-01 Ext. 7382-8315-8316

Dirección Postal: Universidad Simón Bolívar
Apartado 80659 Caracas 1080 A, Venezuela
Cables: "Unibolívar"
Telex: 21910 USB — VE

A. SALCEDO

POSTGRADO EN PLANIFICACION E INGENIERIA DE RECURSOS HIDRICOS

El Postgrado en Planificación e Ingeniería de Recursos Hídricos de la Universidad Simón Bolívar inició sus actividades en Marzo de 1976, con el fin de satisfacer la necesidad de una preparación avanzada en el curso de técnicas modernas para la planificación, operación y diseño de sistemas de recursos hídricos.

El Programa centra todas sus actividades alrededor de la investigación y exige la realización de una tesis de grado en la cual el estudiante debe demostrar sus capacidades creativas en la solución de problemas tanto teóricos como prácticos. Para graduarse es necesario, además de la tesis, aprobar 11 materias: 4 básicas y 7 electivas. Al completar sus estudios el alumno obtendrá el título de "MAGISTER EN INGENIERIA Y PLANIFICACION DE RECURSOS HIDRICOS".