

Procesos hidrodinámicos y geomorfológicos en la respuesta hidrológica de una cuenca

Gustavo Calle V.
Eduardo Varas C.

Pontificia Universidad Católica de Chile

Diversos autores han estudiado los efectos de los mecanismos geomorfológicos e hidrodinámicos en la respuesta hidrológica de una cuenca; sin embargo, no se ha analizado cómo varían tales efectos cuando los parámetros del modelo de propagación de la escorrentía tienen variación espacial. En este trabajo se presenta una metodología que combina modelos de propagación basados en la ecuación de difusión de onda cinemática y modelos digitales de terreno (MDT), obteniendo expresiones analíticas para la varianza del tiempo de viaje del agua en la cuenca. La varianza del tiempo de viaje permite analizar los efectos difusivos en la respuesta de la cuenca y el uso del MDT introduce la variación espacial de parámetros. El planteamiento logrado permite definir el coeficiente de dispersión hidrodinámica de la cuenca ($\hat{D}_H$) de tal forma que el término hidrodinámico de la varianza no se altere, obteniendo una expresión para el coeficiente de dispersión geomorfológica de la cuenca ($\hat{D}_G$) cuando existe variación espacial de parámetros. Se analiza la importancia relativa de los mecanismos geomorfológicos e hidrodinámicos en la respuesta a través del parámetro adimensional Ψ_H , que representa la razón entre $\hat{D}_H$ y $\hat{D}_G$. Esta metodología se aplicó en cinco cuencas sudamericanas, considerando dos zonas de flujo: terreno y cauces. Se determinaron relaciones entre los coeficientes $\hat{D}_G$, $\hat{D}_H$ y Ψ_H para diferentes tamaños y configuraciones de la red de drenaje. Se analizan también los efectos de la variación espacial de parámetros en el caudal máximo y el tiempo de respuesta de la cuenca.

Palabras clave: dispersión geomorfológica, dispersión hidrodinámica, variación espacial, modelo digital de terreno, sistemas de información geográfica, modelos lluvia-escorrentía, propagación de la escorrentía, ecuación de difusión de onda cinemática, hidrograma unitario instantáneo geomorfológico.

Introducción

Desde la aparición de la teoría del hidrograma unitario (Sherman, 1932), la respuesta hidrológica de una cuenca se ha modelado como un sistema lineal e invariante en el tiempo, a través del cual la lluvia efectiva se propaga hasta llegar a la salida. Este enfoque generó el concepto de hidrograma unitario instantáneo (IUH), que representa la respuesta de la cuenca debido a una entrada unitaria de duración infinitesimal (Chow, 1964).

Rodríguez y Valdés (1979) relacionaron el IUH con la geomorfología de la cuenca, surgiendo el concepto de hidrograma unitario instantáneo geomorfológico (GIUH), que permite desarrollar modelos de propagación de la lluvia efectiva, considerando los efectos hidrodinámicos y geomorfológicos de la respuesta hidrológica de la cuen-

ca. El desarrollo de modelos de cuencas basados en el GIUH ha tenido un progreso significativo en la última década, gracias a los sistemas de información geográfica (SIG), que permiten obtener fácilmente la red de drenaje y la morfología de la cuenca a partir de modelos digitales de terreno (MDT). La principal ventaja que se obtiene al construir modelos basados en SIG es poder considerar la variación espacial de parámetros (Olivera y Maidment, 1999).

Varios autores han estudiado los efectos difusivos en la respuesta hidrológica de una cuenca; sin embargo, no han considerado la variación espacial de los parámetros en los modelos de propagación de la escorrentía (Rinaldo *et al.*, 1991; Snell y Sivapalan, 1994; Robinson *et al.*, 1995).

Este trabajo presenta un análisis de los mecanismos hidrodinámicos y geomorfológicos que definen la forma

de la respuesta hidrológica de la cuenca, usando un modelo lineal de propagación de la lluvia efectiva basado en SIG, que considera variación espacial de parámetros. Mediante los dos primeros momentos de la variable aleatoria, que representa el tiempo de viaje de la escorrentía dentro de la cuenca, se determinan los coeficientes de dispersión geomorfológica y dispersión hidrodinámica, los cuales reflejan la importancia relativa de esos mecanismos en la respuesta hidrológica.

Hidrograma unitario instantáneo geomorfológico (GIUH)

El concepto de hidrograma unitario geomorfológico (GIUH) divide a la cuenca en un conjunto finito de caminos de flujo, cada uno de ellos con un tiempo de residencia aleatorio, independiente e idénticamente distribuido (Rodríguez y Valdés, 1979). Al inyectar en forma aleatoria e instantánea sobre la cuenca un conjunto de partículas de agua que no interactúan entre sí, cada una de ellas viaja a la salida por un determinado camino de flujo, el cual tiene asociada una probabilidad de ser elegido. La independencia entre los tiempos de residencia en los caminos de flujo implica un comportamiento lineal en los mecanismos de propagación de la lluvia efectiva en el sistema hidrológico. Por consiguiente, el GIUH se determina multiplicando la probabilidad de que una partícula viaje por un determinado camino de flujo, por la función densidad de probabilidad (fdp) del tiempo de residencia del camino, y sumando estos productos sobre todos los posibles caminos de flujo que conforman la cuenca (Rodríguez y Valdés, 1979; Gupta *et al.*, 1980; Mesa y Mifflin, 1986; Naden, 1992; Snell y Sivapalan, 1994; Olivera y Maidment, 1999).

Mesa y Mifflin (1986), y Naden (1992) determinaron el GIUH, representando la geomorfología de la cuenca por medio de la distribución de frecuencia de la distancia de flujo del agua a la salida, la cual es una aproximación de la función área-distancia cuando la densidad de drenaje y velocidad de flujo son constantes sobre la cuenca. La fdp del tiempo de viaje en la red de cauces se calcula a través de dicha distribución y la función de densidad Gaussiana inversa, la cual es solución de la ecuación de advección-difusión y utiliza como parámetros el coeficiente de dispersión hidrodinámica y la velocidad media de flujo.

Tiempos de viaje

El concepto de GIUH (Rodríguez y Valdés, 1979; Gupta *et al.*, 1980) se basa en la distribución de los tiempos de viaje de un conjunto grande de n partículas de agua que

no interactúan entre sí (estadísticamente independientes), que ingresan instantáneamente en la cuenca y cuyo tiempo de permanencia en el sistema es una variable aleatoria T_B . Considerando una cuenca en la cual no se producen pérdidas por infiltración, evaporación y otras, al aplicar la ecuación de la continuidad y la ley de los grandes números, Gupta *et al.* (1980) demostraron que la respuesta para un pulso unitario de duración infinitesimal en la cuenca (IUH) es igual a la función densidad de probabilidad (fdp) del tiempo de residencia o viaje de las partículas en el sistema hidrológico. La equivalencia entre el IUH de una cuenca y la fdp de los tiempos de permanencia de una partícula es la base para el enfoque probabilístico de la función de respuesta, que relaciona la geomorfología de la cuenca y los efectos hidrodinámicos con los procesos físicos que ocurren durante la propagación de la lluvia efectiva hacia la salida (Rodríguez y Valdés, 1979; Gupta *et al.*, 1980; Rinaldo *et al.*, 1991; Snell y Sivapalan, 1994; Robinson *et al.*, 1995).

Si se tiene una fuente de escorrentía de área infinitesimal desde la cual la lluvia efectiva se propaga hacia la salida a través un único camino de flujo, formado por un conjunto de cauces, entonces el tiempo de viaje en el camino es igual a la suma de los tiempos de viaje en cada cauce. Por consiguiente, aplicando el enfoque probabilístico de la función de respuesta de la cuenca se establece que la fdp del tiempo de viaje en el camino es igual a la convolución sucesiva de las fdp del tiempo de residencia de los cauces que forman el camino (Gupta *et al.*, 1980).

En teoría, el número potencial de fuentes de escorrentía y caminos de flujo en una cuenca es infinito debido a que su superficie está estructurada por un infinito número de puntos. En la práctica, es factible reducir este número infinito a un número finito y manejable de caminos de flujo, utilizando las relaciones de Horton o la función de área-distancia, que se obtiene a través de modelos digitales de terreno (Snell y Sivapalan, 1994; Naden, 1992).

Efectos hidrodinámicos

La relación entre el IUH de una cuenca y su geomorfología está dada por los parámetros que definen la fdp del tiempo de viaje en una cuenca, que son el coeficiente de dispersión hidrodinámica, la longitud y la velocidad media de flujo. Los caminos de flujo que conforman una cuenca se pueden modelar como canales rectangulares unidimensionales de gran ancho a través de los cuales se propaga el flujo; por consiguiente, este proceso está gobernado por las ecuaciones de Saint-Venant.

Al despreciar los términos de aceleración local y aceleración convectiva en la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento y combinando con la ecuación de conservación de la masa, se obtiene la siguiente expresión (Miller y Cunge, 1975):

$$\frac{\partial y}{\partial t} + c \frac{\partial y}{\partial x} - D_H \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = 0 \quad (1)$$

Siendo x la longitud a lo largo del eje del canal $[L]$; y , la altura de agua en el canal $[L]$; c , la celeridad de la onda cinemática $[L/T]$; D_H , el coeficiente de dispersión hidrodinámica $[L^2/T]$, y t , el tiempo $[T]$.

La ecuación 1 se denomina ecuación de difusión de onda cinemática o ecuación de advección-difusión, y sus parámetros están relacionados con los mecanismos hidrodinámicos y geomorfología de los cauces de la cuenca. El coeficiente de dispersión hidrodinámica se utiliza como expresión de los efectos de turbulencia y corte que determinan el comportamiento hidráulico del canal (Henderson, 1966; Rinaldo *et al.* 1991; Snell y Sivapalan, 1994). Por consiguiente, la solución de la ecuación 1 para una entrada unitaria de duración infinitesimal entrega la función de respuesta unitaria del cauce, a partir de la cual se calcula el GIUH, combinando linealmente las respuestas de todos los cauces que forman la cuenca.

Rinaldo *et al.* (1991) analizaron la propagación de la lluvia efectiva en una cuenca mediante el flujo en la red de cauces a partir de una aproximación de las distribuciones de los tiempos de viaje en tramos individuales, garantizando de esta manera el comportamiento lineal del sistema. Aplicando la ecuación de advección-difusión dentro de cauces individuales establecieron la siguiente función de respuesta unitaria para un camino de flujo:

$$U(t) = \frac{1}{4(\pi D_H t^3)^{1/2}} \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left\{ p_\gamma L_\gamma \exp \left(-\frac{[L_\gamma - \langle u \rangle t]^2}{4 D_H t} \right) \right\} \quad (2)$$

Siendo L_γ la longitud del camino de flujo γ $[L]$; D_H , el coeficiente de dispersión hidrodinámica en la dirección longitudinal del camino de flujo $[L^2/T]$, y $\langle u \rangle$, la velocidad media en los caminos de flujo de la cuenca $[L/T]$.

Olivera y Maidment (1999) desarrollaron una metodología basada en SIG para determinar el GIUH a partir de un modelo digital de terreno (MDT). Esta técnica divide la cuenca en un número finito de celdas cuadradas, con mecanismos de propagación independientes entre celdas, lo que permite calcular la respuesta hidrológica de

la cuenca utilizando las propiedades de proporcionalidad y superposición de los sistemas lineales.

Aplicando la ecuación de advección-difusión en cada camino de flujo determinaron la siguiente función de respuesta unitaria:

$$U_i(t) = \frac{1}{2t \sqrt{\pi(t/T_i)/\Pi_i}} \exp \left(-\frac{[1-t/T_i]^2}{4(t/T_i)/\Pi_i} \right) \quad (3)$$

$$T_i = \sum_{j=1}^{N_i} \left(\frac{l_j}{v_j} \right) \quad (4)$$

$$\Pi_i = \left[\sum_{j=1}^{N_i} \left(\frac{l_j}{v_j} \right) \right]^2 / \sum_{j=1}^{N_i} \left(\frac{l_j D_{Hj}}{v_j^3} \right) \quad (5)$$

Siendo $U_i(t)$ la función de respuesta unitaria del camino de flujo T_i $[T^{-1}]$; T_i es el tiempo medio de residencia de una partícula en el camino de flujo i $[T]$; Π_i es el número de Péclet del camino de flujo i ; N_i es el número de celdas que forman el camino de flujo i ; l_j es la longitud de flujo de la celda j y que forma parte del camino de flujo i $[L]$; v_j es la velocidad media de flujo en la celda j y que forma parte del camino de flujo i $[L/T]$, y D_{Hj} es el coeficiente de dispersión hidrodinámica de la celda j y que forma parte del camino de flujo i $[L^2/T]$. El GIUH de la cuenca se calcula sumando para cada camino de flujo la convolución entre la función de respuesta unitaria y la entrada unitaria de duración infinitesimal, representada por la función delta Dirac:

$$GIUH(t) = \sum_{i=1}^{N_p} \left[A_i \int_0^t \delta(\tau) U_i(t-\tau) d\tau \right] \quad (6)$$

Siendo $GIUH(t)$ el hidrograma unitario instantáneo geomorfológico $[L^3/T]$; A_i , el área de la celda inicial del camino de flujo i $[L^2]$; N_p , el número total de caminos de flujo que forman la cuenca, y $\delta(\tau)$, la función delta Dirac o pulso unitario $[L/T]$.

Dispersión geomorfológica y dispersión hidrodinámica

Durante la propagación de la lluvia efectiva en una cuenca, la heterogeneidad en la geometría del sistema

hidrológico afecta directamente la forma y duración de la respuesta. Si se inyecta en forma instantánea y uniforme un conjunto de partículas en una cuenca formada por una red de caminos de flujo, las diferentes longitudes y conexiones que tiene esta red hacia la salida provocan diferentes tiempos de viaje en el sistema, los cuales tienen efectos difusivos en la respuesta. El estudio de tales efectos se basa en el cálculo de los momentos de la fdp del tiempo de viaje del agua dentro del sistema, siempre que los mecanismos de propagación dentro de la cuenca se modelen como sistemas lineales para aprovechar las propiedades de superposición y proporcionalidad de tales sistemas (Rinaldo *et al.*, 1991; Olivera y Maidment, 1999).

Con el fin de reducir las fuentes de incertidumbre, producto de la heterogeneidad geométrica del sistema hidrológico, los procesos físicos que ocurren durante la propagación de la escorrentía se dividen en dos componentes: el primero está relacionado con la morfología y disposición de la red de drenaje, lo cual se expresa a través del coeficiente dispersión geomorfológica (D_G), que representa los diferentes tiempos de viaje, producto de las diversas configuraciones y longitudes de los caminos de flujo hacia la salida; el segundo componente está relacionado con los mecanismos de viaje en tramos individuales de la red de drenaje, que se agrupan en el coeficiente de dispersión hidrodinámica (D_H), de tal forma que los efectos provocados por mecanismos hidrodinámicos durante la propagación de la lluvia efectiva en el sistema queden reflejados en un solo parámetro. Este coeficiente es una analogía de la difusión molecular que ocurre en un nivel microscópico y se utiliza para mezclar en un solo parámetro dispersivo los efectos acumulativos de turbulencia y esfuerzos de corte que caracterizan la forma de la distribución de los tiempos de viaje en los cauces de un río (Mesa y Mifflin, 1986; Rinaldo *et al.*, 1991; Snell y Sivapalan, 1995; Robinson *et al.*, 1995; Olivera y Maidment, 1999; Olivera *et al.*, 2000).

Momentos del tiempo de viaje

Rinaldo *et al.* (1991) demostraron que a partir de los momentos de la variable aleatoria que representa el tiempo de viaje de una partícula dentro de la cuenca, es posible analizar los efectos difusivos que ocurren durante la propagación de la escorrentía. Particularmente, la varianza del tiempo de viaje se relaciona con el carácter dispersivo de los procesos de propagación, los cuales están determinados por la geometría y topología de la red de drenaje. En el estudio de Rinaldo *et al.* (1991) se dedujo el coeficiente de dispersión geomorfológica para el caso particular en que el coeficiente de dispersión hidrodinámica

y velocidad media de flujo son uniformes sobre la cuenca; además, se estableció que los modelos hidrológicos basados en la geometría y topología de la red de drenaje son válidos, independientemente de la forma de la fdp que se elija para representar el tiempo de viaje en los cauces.

Si se considera una cuenca formada por un conjunto de N_γ caminos de flujo, de tal forma que p_γ representa la probabilidad de que una partícula viaje por el camino γ , entonces la esperanza y la varianza de la variable aleatoria que representa el tiempo de viaje de un conjunto de partículas inyectadas instantáneamente en la cuenca son (Rinaldo *et al.*, 1991):

$$E\{T\} = \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[p_\gamma \sum_{\omega=1}^{x_\Omega} \frac{L(\omega, \Omega)}{\langle u \rangle} \right] \quad (7)$$

$$\text{Var}\{T\} = 2 \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[p_\gamma \sum_{\omega=1}^{x_\Omega} \frac{L(\omega, \Omega) D_H}{\langle u \rangle^3} \right] + \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[\left(p_\gamma \sum_{\omega=1}^{x_\Omega} \frac{L(\omega, \Omega)}{\langle u \rangle} \right)^2 \right] - \left\{ \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[p_\gamma \sum_{\omega=1}^{x_\Omega} \frac{L(\omega, \Omega)}{\langle u \rangle} \right] \right\}^2 \quad (8)$$

Siendo T la variable aleatoria que representa el tiempo de viaje de un conjunto de partículas inyectadas instantáneamente en la cuenca $[T]$; $L(\omega, \Omega)$ es la longitud media de los cauces de orden ω en la cuenca de orden Ω $[L]$; D_H es el coeficiente de dispersión hidrodinámica en la dirección longitudinal del camino de flujo $[L^2/T]$, y $\langle u \rangle$ es la velocidad media en los caminos de flujo $[L/T]$.

Se observa que la esperanza de la variable T (ecuación 7) depende únicamente de procesos geomorfológicos y no involucra ningún mecanismo hidrodinámico. En cambio, la varianza de T de la ecuación 8 está estructurada por dos componentes: el primero debido al primer término de la derecha de la ecuación 8 y que es función del coeficiente de dispersión hidrodinámica (D_H), y el segundo que depende únicamente de los parámetros geomorfológicos de la cuenca y que está dado por los dos últimos términos de la derecha de la ecuación 8. Para el caso particular en que D_H y $\langle u \rangle$ sean uniformes sobre toda la cuenca, la ecuación 8 se puede expresar de la siguiente manera:

$$\frac{\langle u \rangle^3 \text{Var}\{T\}}{2\bar{L}(\Omega)} = D_H + \frac{\langle u \rangle}{2\bar{L}(\Omega)} \left\{ \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[\rho_\gamma \left(\sum_{\omega=1}^{x_\Omega} L(\omega, \Omega) \right)^2 \right] - \left(\sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[\rho_\gamma \sum_{\omega=1}^{x_\Omega} L(\omega, \Omega) \right] \right)^2 \right\} \quad (9)$$

$$\bar{L}(\Omega) = \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[\rho_\gamma \sum_{\omega=1}^{x_\Omega} L(\omega, \Omega) \right] \quad (10)$$

Siendo $\bar{L}(\Omega)$ la longitud media de los caminos de flujo. Debido a que los mecanismos dispersivos son aditivos (Rinaldo *et al.*, 1991), entonces el último término de la derecha de la ecuación 9, al depender solamente de la geomorfología de la cuenca, se denomina coeficiente de dispersión geomorfológica (D_G), es decir:

$$D_G = \frac{\langle u \rangle}{2\bar{L}(\Omega)} \left\{ \sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[\rho_\gamma \left(\sum_{\omega=1}^{x_\Omega} L(\omega, \Omega) \right)^2 \right] - \left(\sum_{\gamma=1}^{N_\gamma} \left[\rho_\gamma \sum_{\omega=1}^{x_\Omega} L(\omega, \Omega) \right] \right)^2 \right\} \quad (11)$$

Variación espacial

La representación de la geomorfología de una cuenca a través de modelos digitales de terreno (MDT) permite determinar el coeficiente de dispersión geomorfológica cuando existe variación espacial de los parámetros que definen la propagación de la escorrentía. Olivera y Maidment (1999) dividieron al sistema hidrológico en un conjunto de celdas con diferentes parámetros de flujo, en las cuales la escorrentía se propaga mediante un modelo de difusión de onda cinemática, que permite obtener las siguientes expresiones para la esperanza y varianza de la variable aleatoria que representa el tiempo de viaje del agua hacia la salida (T):

$$E\{T\} = \sum_{i=1}^{N_p} (\rho_i T_i) \quad (12)$$

$$\text{Var}\{T\} = 2 \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\rho_i T_i^2}{\Pi_i} \right) + \sum_{i=1}^{N_p} (\rho_i T_i^2) - \left[\sum_{i=1}^{N_p} (\rho_i T_i) \right]^2 \quad (13)$$

$$\rho_i = A_i l_i(t) / \sum_{i=1}^{N_p} A_i l_i(t) \quad (14)$$

Siendo ρ_i la probabilidad de que una partícula llegue a la salida a través del camino de flujo i ; A_i es el área de la celda inicial del camino de flujo [L^2]; $l_i(t)$ representa la serie de tiempo o hietograma de lluvia efectiva que se produce en la celda i [L/T], y N_p es el número de caminos de flujo en la cuenca.

Al analizar la ecuación 13 se observa que su estructura es similar a la de la ecuación 8, y se compone de un primer término relacionado con los mecanismos hidrodinámicos, y por los dos últimos términos que dependen solamente de la geomorfología de la cuenca. Por consiguiente, la ecuación 13 se puede escribir de la siguiente manera:

$$\text{Var}\{T\} = \sigma_H^2 + \sigma_G^2 \quad (15)$$

$$\sigma_H^2 = 2 \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\rho_i T_i^2}{\Pi_i} \right) \quad (16)$$

$$\sigma_G^2 = \sum_{i=1}^{N_p} (\rho_i T_i^2) - \left[\sum_{i=1}^{N_p} (\rho_i T_i) \right]^2 \quad (17)$$

Siendo σ_H^2 la parte de la varianza del tiempo de viaje que depende de los mecanismos hidrodinámicos, y σ_G^2 , la parte que depende de la geomorfología de la cuenca. Combinando las ecuaciones 4, 5 y 16, se tiene:

$$2 \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\rho_i T_i^2}{\Pi_i} \right) = 2 \sum_{i=1}^{N_p} \left[\rho_i \sum_{j=1}^{N_i} \left(\frac{l_j D_{Hj}}{v_j^3} \right) \right] \quad (18)$$

Estableciendo el coeficiente de dispersión hidrodinámica de la cuenca ($\hat{D}_H$), de tal manera que el valor del término hidrodinámico de la ecuación 15 no se altere, se tiene:

$$\hat{D}_H = \frac{\sum_{i=1}^{N_p} (\rho_i T_i^2 / \Pi_i)}{\sum_{i=1}^{N_p} (\rho_i \Theta_i)} \quad (19)$$

$$\Theta = \sum_{j=1}^{N_i} \left(\frac{l_j}{v_j^3} \right) \quad (20)$$

Reemplazando la ecuación 19 en la 13, y reordenando los términos se obtiene:

$$\frac{\text{Var}\{T\}}{2 \sum_{i=1}^{N_p} (p_i \Theta_i)} = \hat{D}_H + \frac{1}{2 \sum_{i=1}^{N_p} (p_i \Theta_i)} \left\{ \sum_{i=1}^{N_p} (p_i T_i^2) - \left[\sum_{i=1}^{N_p} (p_i T_i) \right]^2 \right\} \quad (21)$$

Considerando la aditividad de los mecanismos dispersivos se puede establecer el coeficiente de dispersión geomorfológica de la cuenca ($\hat{D}_G$), a través de la siguiente expresión:

$$\hat{D}_G = \frac{1}{2 \sum_{i=1}^{N_p} (p_i \Theta_i)} \left\{ \sum_{i=1}^{N_p} (p_i T_i^2) - \left[\sum_{i=1}^{N_p} (p_i T_i) \right]^2 \right\} \quad (22)$$

Por lo tanto, la varianza del tiempo de retención se puede expresar de la siguiente manera:

$$\text{Var}\{T\} = 2 \left[\hat{D}_H + \hat{D}_G \right] \sum_{i=1}^{N_p} (p_i \Theta_i) \quad (23)$$

$$\sigma_H^2 = 2 \hat{D}_H \sum_{i=1}^{N_p} (p_i \Theta_i) \quad (24)$$

$$\sigma_G^2 = 2 \hat{D}_G \sum_{i=1}^{N_p} (p_i \Theta_i) \quad (25)$$

Al analizar las expresiones obtenidas para el coeficiente $\hat{D}_H$ (ecuación 19) y para el coeficiente $\hat{D}_G$ (ecuación 22), se observa que el primero depende en parte de la geomorfología, puesto que tiene involucrado términos re-

lacionados con la longitud y velocidad media de flujo; sin embargo, cuando el coeficiente de dispersión hidrodinámica en las celdas (D_{Hj}) es uniforme en toda la cuenca se demuestra lo siguiente:

$$\hat{D}_H = D_H \quad \text{Si } D_{Hj} = D_H \quad j = 1, 2, \dots, N_p \quad (26)$$

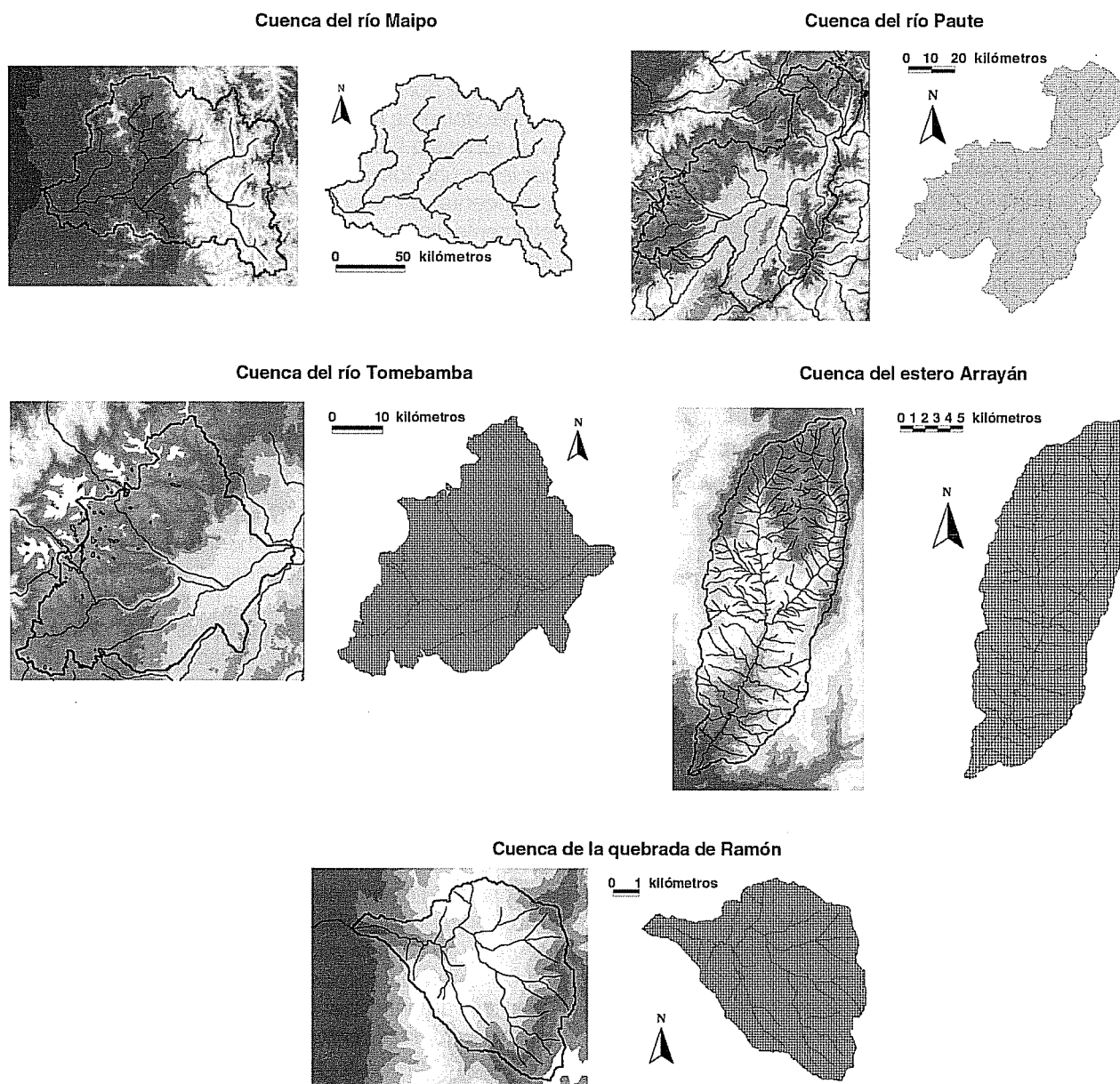
Lo que indica que el coeficiente $\hat{D}_H$ es independiente de la geomorfología cuando es uniforme en toda la cuenca. En cambio, el coeficiente $\hat{D}_G$ no depende de los mecanismos hidrodinámicos y, en consecuencia, expresa los efectos difusivos en la respuesta hidrológica de la cuenca debido a la heterogeneidad geométrica de los caminos de flujo (geomorfología). Se observa además que cuando los valores de los parámetros v_j y D_{Hj} son uniformes sobre la cuenca, la ecuación 22 se asemeja a la expresión obtenida por Rinaldo *et al.* (1991) (ecuación 11).

Análisis de los coeficientes de dispersión

A continuación se analizan los efectos de los mecanismos geomorfológicos e hidrodinámicos en la respuesta hidrológica de una cuenca mediante la aplicación del modelo espacialmente distribuido, basado en SIG, propuesto por Olivera y Maidment (1999) en cinco cuencas de diferentes tamaños. Las cuencas en estudio son la cuenca del río Maipo, la cuenca del estero el Arrayán, la cuenca de la quebrada de Ramón, la cuenca del río Paute y la cuenca del río Tomebamba. Las tres primeras están en la zona central de Chile y las dos últimas, en la zona austral de la República del Ecuador. Para considerar la variación espacial de parámetros, en cada una de estas cuencas el flujo se dividió en dos zonas: flujo en terreno y flujo en los cauces; en cada una de ellas se supuso que la velocidad media y el coeficiente de dispersión hidrodinámica eran uniformes. La ilustración 1 presenta los modelos digitales de terreno (MDT) de las cuencas elegidas para este estudio y en el cuadro 1 se presentan sus principales características. Los MDT se elaboraron con base en información digitalizada de cartas a escala 1:50000, excepto para la cuenca del río Maipo, cuyo MDT fue obtenido en *Internet (USGS EROS Data Center, 2001)*.

Con el fin de analizar la influencia de la geomorfología en la respuesta hidrológica de una cuenca se definió el parámetro adimensional Ω_G , que relaciona la parte de la varianza que depende de los mecanismos advectivos con la varianza total del tiempo de viaje. Este parámetro es una extensión de la idea propuesta por Olivera (2001) y se calcula mediante la siguiente expresión:

Ilustración 1. Modelo digital de terreno (MDT) de las cuencas en estudio.



Cuadro 1. Características de las cuencas analizadas en el estudio.

Cuenca	Ubicación	Área	Número de celdas	Resolución horizontal y vertical del MDT	Número de fuentes de escorrentía
		km ²		m	
Maipo	Chile	15,229	15,229	1,000	15,229
Paute	Ecuador	4,802	480,227	100	5,032
Tomebamba	Ecuador	1,458	145,839	100	6,026
Arrayán	Chile	230	91,974	50	3,819
de Ramón	Chile	36	90,262	20	3,731

$$\Omega_G = \frac{\sigma_G^2}{\sigma_G^2 + \sigma_H^2} \quad (27)$$

Cuando la velocidad media de flujo en las celdas (v_i) tiende a cero, la respuesta hidrológica de la cuenca está influenciada principalmente por los mecanismos hidrodinámicos y el valor del parámetro Ω_G tiende a cero. En cambio, cuando el coeficiente de dispersión hidrodinámica (D_{H_i}) es nulo en todas las celdas, el flujo está gobernado por los mecanismos geomorfológicos, y el valor de Ω_G es igual a uno; asimismo, el flujo se convierte en flujo totalmente geomorfológico. Por consiguiente, el rango de valores que puede tomar Ω_G es $0 < \Omega_G \leq 1$. Otra manera de analizar la influencia de los mecanismos geomorfológicos e hidrodinámicos en la respuesta hidrológica de una cuenca es a través del parámetro adimensional Ψ_H , que relaciona los coeficientes de dispersión hidrodinámica y geomorfológica de la cuenca:

$$\Psi_H = \frac{\hat{D}_H}{\hat{D}_G} \quad (28)$$

El rango de valores que Ψ_H puede tomar es $0 \leq \Psi_H < \infty$. Cuando Ψ_H es igual a cero, el flujo es totalmente geomorfológico. Es posible establecer una relación entre los parámetros Ω_G y Ψ_H , combinando las ecuaciones 16, 17, 27 y 28:

$$\Omega_G = \frac{1}{\Psi_H + 1} \quad (29)$$

El modelo espacialmente distribuido basado en SIG, propuesto por Olivera y Maidment (1999), permite calcular el hidrograma geomorfológico ($Q_{\Delta t}$) para una lluvia efectiva de intensidad I y duración Δt mediante la siguiente expresión:

$$Q_{\Delta t}(t) = I \sum_{i=1}^{N_p} [A_i h_i(t) \Delta t] \quad (30)$$

$$h_i(t) = \frac{1}{\Delta t} \int_{t-\Delta t}^t U_i(\tau) d\tau \quad (31)$$

Donde $h_i(t)$ es la función de respuesta de pulso unitario de duración Δt del camino de flujo i , y $U_i(t)$ es la función de respuesta unitaria para el camino de flujo i , calculado mediante la ecuación 3.

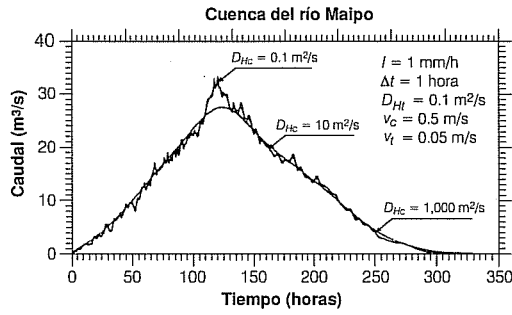
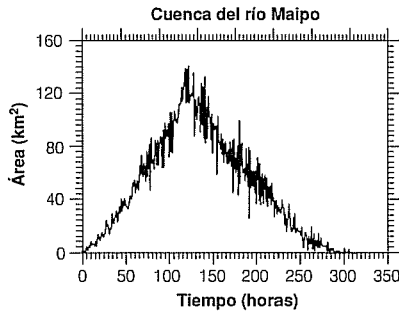
Cuando el flujo es totalmente geomorfológico, debido a que no existen mecanismos hidrodinámicos durante la propagación de la lluvia efectiva, el hidrograma $Q_{\Delta t}$ refleja la forma de la curva área-tiempo de la cuenca y se caracteriza por presentar saltos. Por el contrario, cuando los mecanismos hidrodinámicos tienen mayor influencia en la repuesta hidrológica, el hidrograma se caracteriza por tener una forma más suave, presentando una rama ascendente, un valor máximo y una rama descendente totalmente definidos. Este comportamiento se observa claramente en la ilustración 2, en la cual se presenta la curva área-tiempo y el hidrograma $Q_{\Delta t}$ para una lluvia efectiva de 1 mm/h y una hora de duración, y diferentes valores del coeficiente de dispersión hidrodinámica en los cauces para las cinco cuencas analizadas en este estudio. Los valores utilizados para los coeficientes de dispersión hidrodinámica para el flujo en terreno y en los cauces corresponden a valores empleados en estudios de otros investigadores (Naden, 1992 y 1993; Robinson et al., 1995; Olivera y Maidment, 1999; Olivera et al., 2000).

Es interesante notar que a medida que el tamaño de la cuenca disminuye, se observa que los mecanismos hidrodinámicos incrementan su influencia en la respuesta hidrológica, lo que se refleja a través de la disminución del valor del parámetro Ω_G . Se aprecia, además, que para cada una de las cuencas, el valor del coeficiente $\hat{D}_G$ permanece constante, lo cual se debe a que en el cálculo de los hidrogramas de respuesta de la ilustración 2 no varían los parámetros geomorfológicos del modelo de propagación. En cambio, el coeficiente $\hat{D}_H$ no permanece constante para los diferentes hidrogramas de respuesta y varía dependiendo del valor que tenga en los cauces D_H .

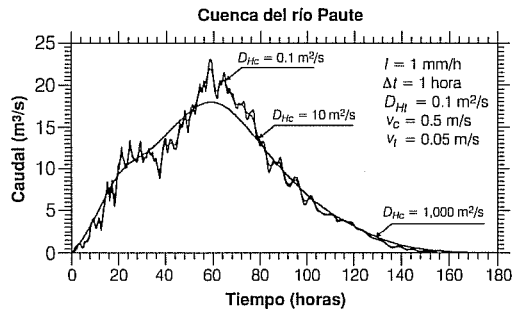
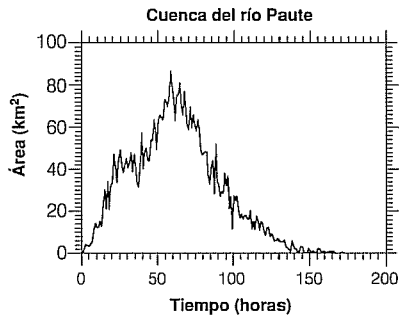
Si se mantienen constantes los coeficientes D_H para el flujo en terreno y en los cauces, y la velocidad media en terreno, y se varía la velocidad media en los cauces, los hidrogramas de respuesta que se obtienen cambian significativamente en el valor máximo y en la duración del tiempo en la base, lo que se aprecia en los hidrogramas de la ilustración 3. Se observa que mientras la velocidad media en los cauces aumenta, el valor de Ω_G también se incrementa; al mismo tiempo, Ψ_H disminuye. Por consiguiente, este incremento en la velocidad media en los cauces provoca que el hidrograma de respuesta esté influenciado principalmente por los mecanismos geomorfológicos. Además, los parámetros $\hat{D}_G$ y $\hat{D}_H$ disminuyen en su valor a medida que se incrementa la velocidad en los cauces.

La ilustración 4 presenta un conjunto de curvas que relacionan los coeficientes $\hat{D}_G$ y $\hat{D}_H$ con la velocidad media de flujo en terreno (v_i) y en los cauces (v_c) para las cinco cuencas en estudio. Se utilizaron valores de v_c en-

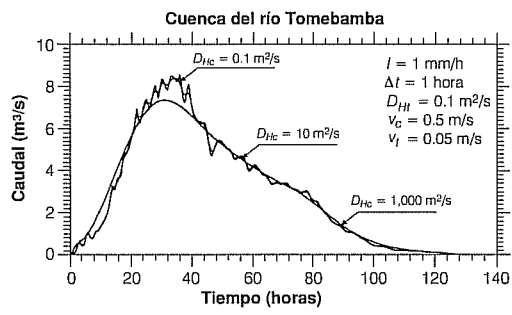
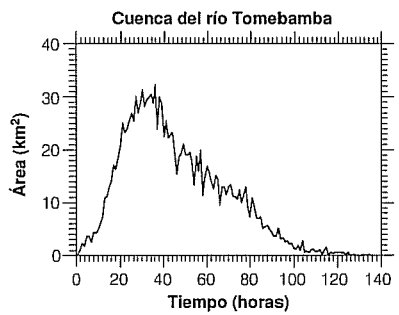
Ilustración 2. Curva área-tiempo e hidrogramas para diferentes valores del coeficiente de dispersión hidrodinámica en los cauces.



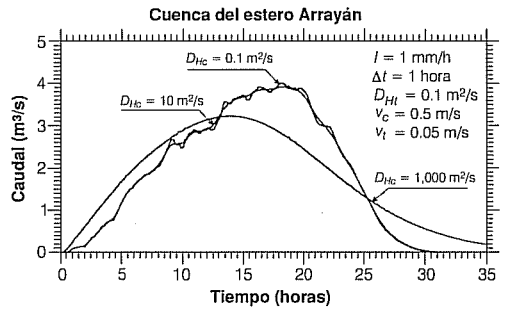
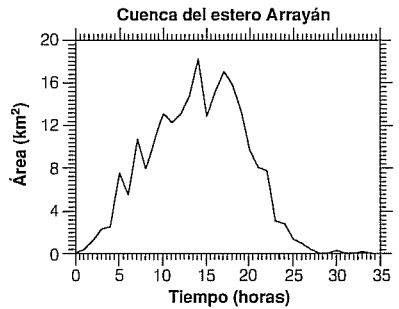
Parámetros del hidrograma			
D_{Hc}	Ω_G	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m²/s)		(m²/s)	(m²/s)
0.1	1.000	0.10	242.6
10	0.999	0.24	242.6
1,000	0.945	14.22	242.6



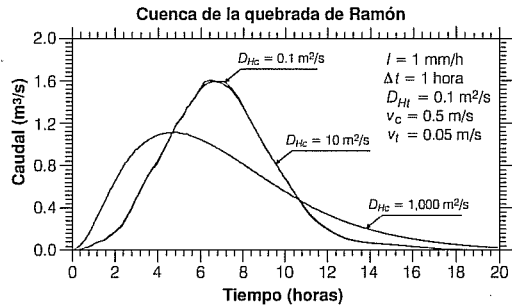
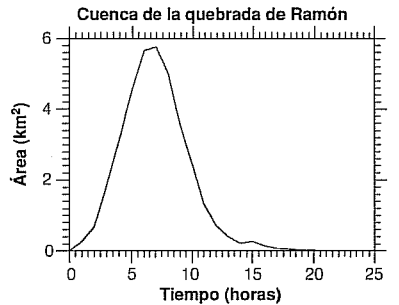
Parámetros del hidrograma			
D_{Hc}	Ω_G	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m²/s)		(m²/s)	(m²/s)
0.1	1.000	0.10	167.3
10	0.998	0.29	167.3
1,000	0.897	19.28	167.3



Parámetros del hidrograma			
D_{Hc}	Ω_G	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m²/s)		(m²/s)	(m²/s)
0.1	0.999	0.10	88.0
10	0.998	0.17	88.0
1,000	0.924	7.26	88.0

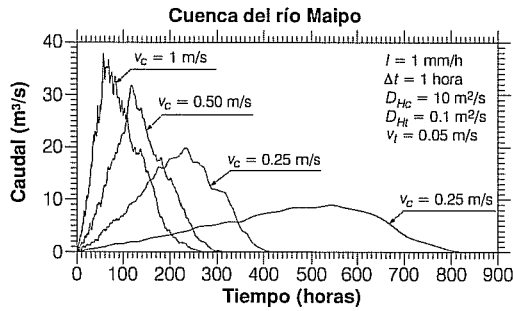


Parámetros del hidrograma			
D_{Hc}	Ω_G	D_H	D_G
(m²/s)		(m²/s)	(m²/s)
0.1	0.997	0.10	39.5
10	0.990	0.40	39.5
1,000	0.568	30.03	39.5



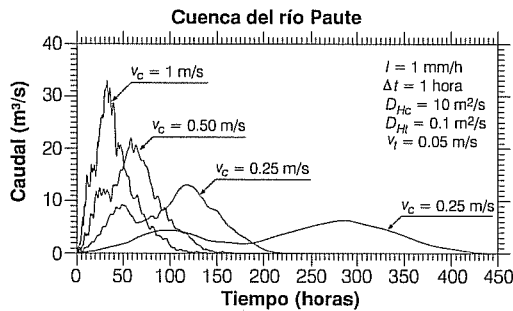
Parámetros del hidrograma			
D_{Hc}	Ω_G	D_H	D_G
(m²/s)		(m²/s)	(m²/s)
0.1	0.992	0.10	12.9
10	0.980	0.26	12.9
1,000	0.439	16.50	12.9

Ilustración 3. Hidrogramas para diferentes valores de velocidad en los cauces.



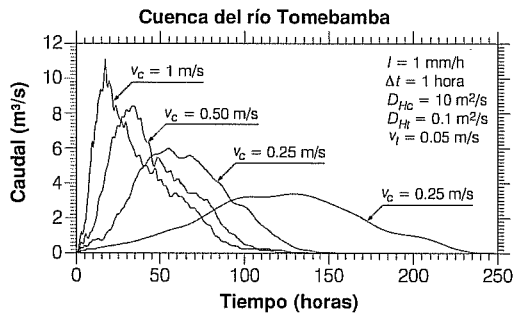
Parámetros del hidrograma

v_c	Ω_G	Ψ_H	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m/s)			(m/s)	(m/s)
0.1	0.992	1.992	6.45	786.4
0.25	0.997	1.997	1.12	444.6
0.5	0.999	1.999	0.24	242.6
1	0.999	1.999	0.12	180.4



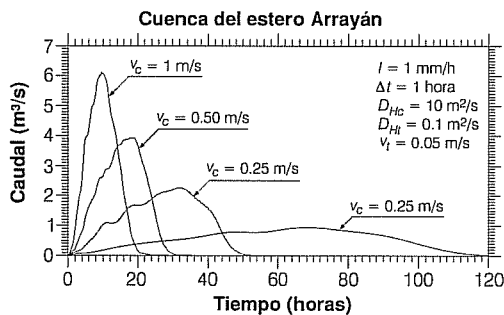
Parámetros del hidrograma

v_c	Ω_G	Ψ_H	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m/s)			(m/s)	(m/s)
0.1	0.998	1.998	7.13	608.7
0.25	0.996	1.996	1.44	365.4
0.5	0.998	1.998	0.29	167.3
1	0.999	1.999	0.12	101.7



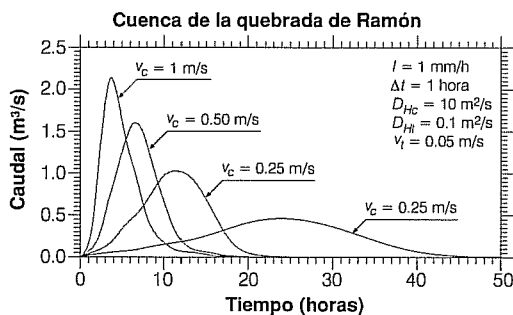
Parámetros del hidrograma

v_c	Ω_G	Ψ_H	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m/s)			(m/s)	(m/s)
0.1	0.974	1.974	4.79	180.6
0.25	0.994	1.994	0.64	111.1
0.5	0.998	1.998	0.17	88.0
1	0.999	1.999	0.11	82.8



Parámetros del hidrograma

v_c	Ω_G	Ψ_H	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m/s)			(m/s)	(m/s)
0.1	0.949	1.949	7.96	146.7
0.25	0.980	1.980	2.06	101.2
0.5	0.990	1.990	0.40	39.5
1	0.993	1.993	0.14	18.5



v_c	Ω_G	Ψ_H	$\hat{D}_H$	$\hat{D}_G$
(m/s)			(m/s)	(m/s)
0.1	0.844	1.884	6.79	36.8
0.25	0.945	1.945	1.27	21.6
0.5	0.980	1.980	0.26	12.9
1	0.989	1.989	0.12	10.9

tre 0 y 5 m/s, y se elaboraron curvas para valores de v_t comprendidos entre 0.05 y 0.50 m/s. Se aprecia que estas curvas no presentan saltos ni discontinuidades y muestran un comportamiento similar, independiente de la geomorfología de cada cuenca. La curva para el coeficiente $\hat{D}_G$ tiene una forma bastante suave, y para cada velocidad en terreno presenta una rama ascendente hasta llegar a un valor máximo, cuya magnitud y posición dependen directamente de la morfología de la red de drenaje de la cuenca; luego decrece suavemente hasta tender a estabilizarse a medida que la velocidad en los cauces se incrementa. Por el contrario, la curva del parámetro $\hat{D}_H$ inicia con un valor igual a la dispersión hidrodinámica en los cauces, y para valores pequeños de velocidad en terreno la curva decrece rápidamente hasta estabilizarse en un valor muy cercano a la dispersión hidrodinámica en terreno. A medida que la velocidad media en terreno se incrementa, el descenso de la curva es menos abrupto y se estabiliza para valores mayores de velocidad en los cauces.

A partir de las curvas que se presentan en la ilustración 4 y de las ecuaciones 28 y 29, es posible obtener curvas que relacionan los parámetros Ω_G y Ψ_H con las velocidades en terreno y en los cauces (ilustración 5).

Para valores pequeños de v_t (velocidad en terreno) la curva Ω_G inicia con un ascenso brusco hasta alcanzar un valor máximo, a partir del cual la curva desciende hasta estabilizarse en un valor fijo. Sin embargo, este comportamiento no es tan evidente en las cuencas del río Tomebamba y de la quebrada de Ramón, en las cuales el valor máximo es muy cercano al valor en el cual posteriormente se estabiliza la curva, lo que indica que el comportamiento de la curva Ω_G depende de la configuración geométrica de la red de drenaje de cada cuenca. A medida que v_t se incrementa, la presencia de un valor máximo del parámetro Ω_G se hace menos evidente y la curva asciende bruscamente hasta estabilizarse en un valor fijo. Por otra parte, la curva del parámetro Ψ_H adquiere la forma de la curva Ω_G , pero invertida, reflejando la relación existente entre estos dos parámetros (ecuación 29). Es decir, en aquellos valores de v_c (velocidad en los cauces) en los que el parámetro Ω_G tiene un valor máximo, el parámetro Ψ_H presenta un valor mínimo.

Es interesante comparar las curvas Ω_G para las diferentes cuencas en estudio para algunos valores de velocidad en terreno, comparación que es posible gracias a que dicho parámetro es adimensional. La ilustración 6 presenta las curvas Ω_G para la velocidad en terreno de 0.05 y 0.50 m/s para las cinco cuencas. Un aspecto importante que se puede analizar a partir de la ilustración 6 es que la tendencia general del conjunto de curvas es

ordenarse secuencialmente desde la cuenca más grande en la parte superior hasta la más pequeña en la parte inferior, lo que indica que los mecanismos geomorfológicos tienen mayor influencia en la respuesta hidrológica a medida que el tamaño de la cuenca aumenta.

Otro punto interesante consiste en analizar la variación del caudal máximo y tiempo de respuesta del hidrograma de la cuenca, en función de la velocidad media de flujo en terreno (v_t) y en los cauces (v_c), y en función de la dispersión hidrodinámica en terreno (D_{Ht}) y en los cauces (D_{Hc}).

En las ilustraciones 7 y 8 se presentan las curvas que relacionan estos parámetros para las cuencas en estudio, que se construyeron utilizando un rango comprendido entre 0 y 5 m/s para v_c , y entre 0.05 y 0.5 m/s para v_t . Además, se utilizaron valores de D_{Hc} comprendidos entre 0.1 y 1,000 m²/s y se elaboraron curvas para valores de D_{Ht} de 0.01, 0.05, 0.10, 0.50, 1.0, 5.0 y 10.0 m²/s.

En la ilustración 7 se observa que a medida que la velocidad en los cauces y en terreno se incrementan, el caudal máximo aumenta; en cambio, el tiempo de respuesta disminuye cuando estas velocidades se incrementan. Se puede notar además que el caudal máximo y el tiempo de respuesta tienden a estabilizarse en un valor fijo a medida que v_c aumenta; al mismo tiempo, el valor de v_c —para el cual estos parámetros se estabilizan— baja, cuando v_t disminuye.

Por otra parte, en las curvas de la ilustración 8 se observa que el caudal máximo disminuye a medida que la dispersión hidrodinámica en terreno y en los cauces aumenta, lo que se debe principalmente al efecto de suavizamiento que tiene este parámetro en el hidrograma de respuesta. Se nota además que la curva para el caudal máximo presenta una parte inicial, la cual disminuye lentamente a medida que D_{Hc} aumenta, y una parte final en la cual el descenso es más rápido. El valor de D_{Hc} para el cual se ubica el límite exacto entre estas dos zonas no está claramente definido. Sin embargo, se observa que para las cuencas de mayor área, el valor de D_{Hc} para el cual se inicia la parte final de la curva es mayor que para las cuencas de menor dimensión; es decir, las cuencas de mayor tamaño necesitan un valor más alto de D_{Hc} que las cuencas pequeñas, para que los efectos hidrodinámicos ejerzan influencia en la respuesta hidrológica.

Por otra parte, para las cuencas de mayor área (Maipo, Paute y Tomebamba), el tiempo de respuesta permanece constante para los valores de dispersión hidrodinámica empleados en el estudio; en cambio, para las cuencas más pequeñas (Arrayán y de Ramón), el tiempo de respuesta no varía para valores de D_{Hc} menores a 100 m²/s. A partir de ese valor se produce un descenso abrupto

Ilustración 4. Variaciones de $\hat{D}_G$ y $\hat{D}_H$ para diferentes valores de velocidad en terreno y en los cauces.

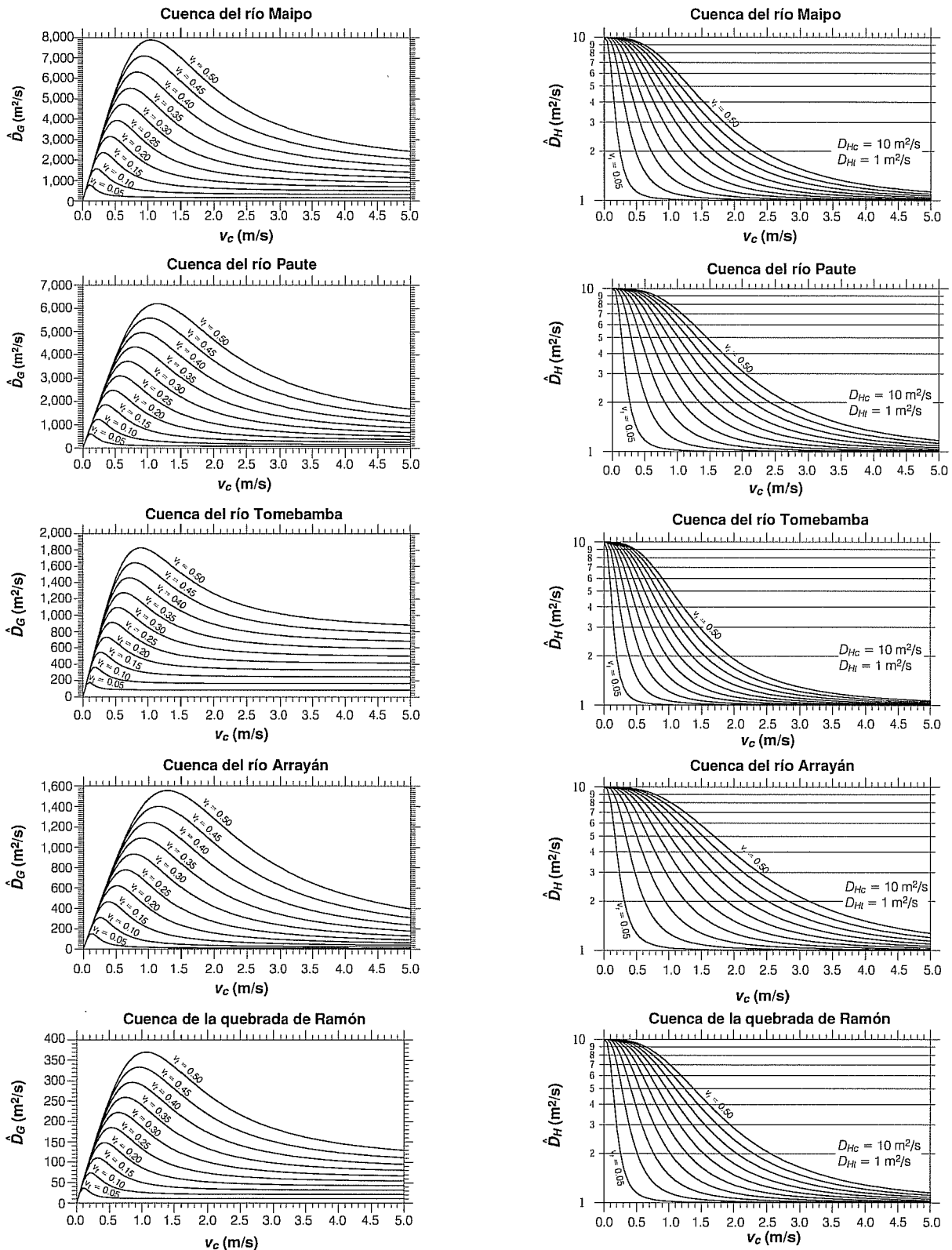


Ilustración 5. Variaciones de Ω_G y Ψ_H para diferentes valores de velocidad en terreno y en los cauces.

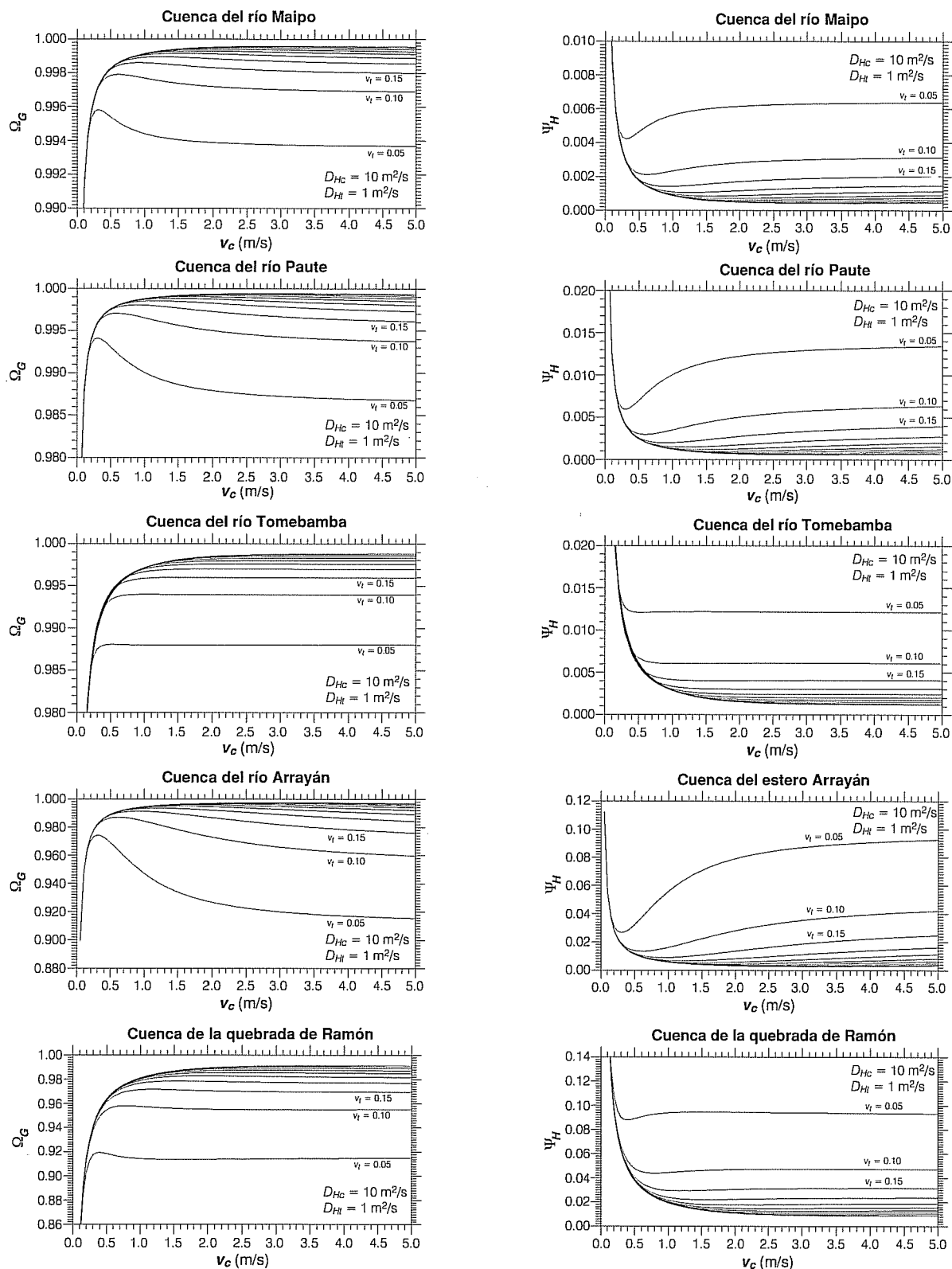
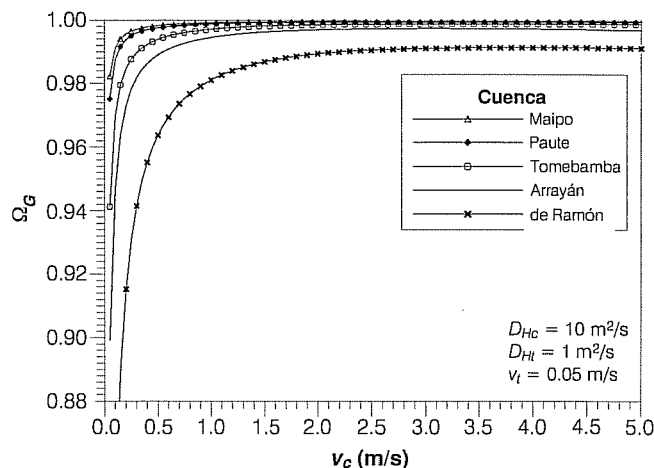
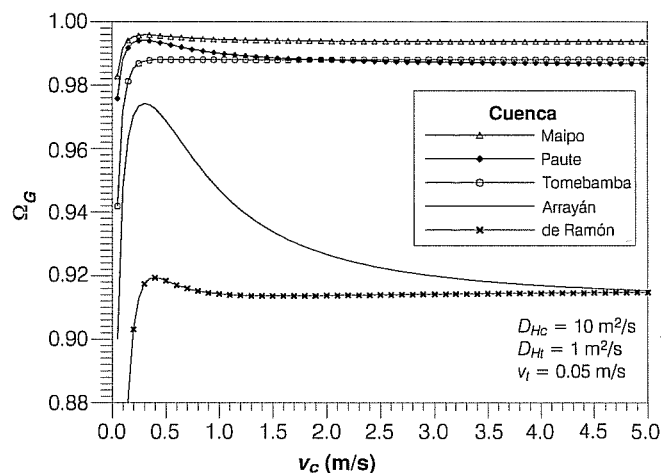


Ilustración 6. Comparación de Ω_G de las cuencas en estudio.

to en esta curva. Por consiguiente, en las cuencas de mayor área, los coeficientes de dispersión hidrodinámica en los cauces y en terreno no tienen influencia en el tiempo de respuesta. Esta influencia aparece a medida que el área de la cuenca se reduce, provocando una disminución en el valor del tiempo de respuesta a medida que D_{Hc} se incrementa.

Conclusiones

Los efectos difusivos de los mecanismos geomorfológicos e hidrodinámicos en la respuesta hidrológica de una cuenca fueron estudiados separadamente mediante el planteamiento de la varianza del tiempo de viaje basado en SIG y el modelo de difusión de onda cinemática.

Es importante destacar que al definir el coeficiente de dispersión hidrodinámica de la cuenca ($\hat{D}_H$) —de tal forma que el término hidrodinámico de la varianza del tiempo de viaje no se altere—, se logró agrupar en un solo parámetro dispersivo los efectos de los mecanismos hidrodinámicos en la respuesta de la cuenca y obtener una expresión analítica para el coeficiente de dispersión geomorfológica de la cuenca ($\hat{D}_G$), que concentra los efectos de los mecanismos geomorfológicos cuando existe variación espacial de los parámetros que definen el modelo de propagación de la escorrentía.

Los mecanismos hidrodinámicos influyen en la respuesta hidrológica de una cuenca, provocando el suavizamiento del hidrograma. Cuando la propagación de la escorrentía en una cuenca está afectada principalmente por estos mecanismos, el hidrograma de respuesta

muestra la forma de una curva suave, con una rama ascendente, un valor máximo definido y una rama descendente; es decir, su forma es similar a la de un hidrograma unitario típico.

Por el contrario, cuando los mecanismos geomorfológicos son más importantes que los hidrodinámicos, el hidrograma de respuesta refleja la forma de la curva área-tiempo. Los hidrogramas obtenidos para las cuencas de mayor área establecen que los mecanismos geomorfológicos tienen mayor importancia durante la propagación de la escorrentía; en cambio, en las cuencas pequeñas los mecanismos hidrodinámicos son los que predominan.

El coeficiente de dispersión hidrodinámica en los cauces (D_{Hc}) y en terreno (D_{Ht}) provocan que el caudal máximo del hidrograma de respuesta disminuya a medida que estos dos parámetros aumentan. Esto se produce debido a que al aumentar los efectos hidrodinámicos en la respuesta, el hidrograma se suaviza, disminuyendo su valor máximo.

Cuando la influencia de los mecanismos hidrodinámicos es mayor que los geomorfológicos, el valor del caudal máximo disminuye rápidamente, observándose que para las cuencas de menor área, el inicio de este descenso ocurre a un menor valor de D_{Hc} que en las cuencas de mayor área, lo que indica que los mecanismos hidrodinámicos son más importantes en las cuencas de menor área.

El uso de los parámetros adimensionales Ω_G y Ψ_H permite determinar la importancia relativa de los mecanismos geomorfológicos e hidrodinámicos en la respuesta

Ilustración 7. Caudal máximo y tiempo de respuesta para diferentes valores de velocidad en terreno y en los cauces.

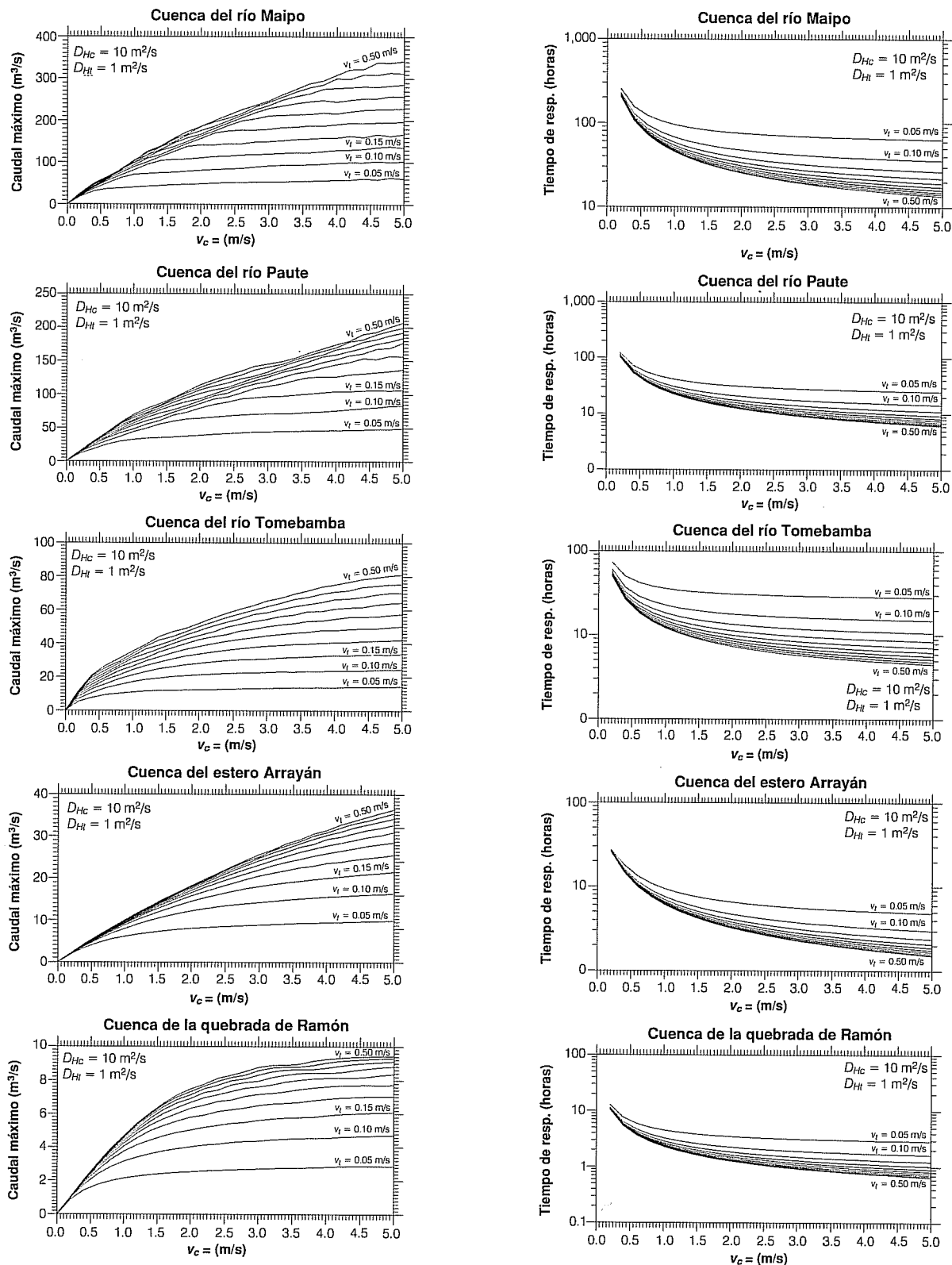
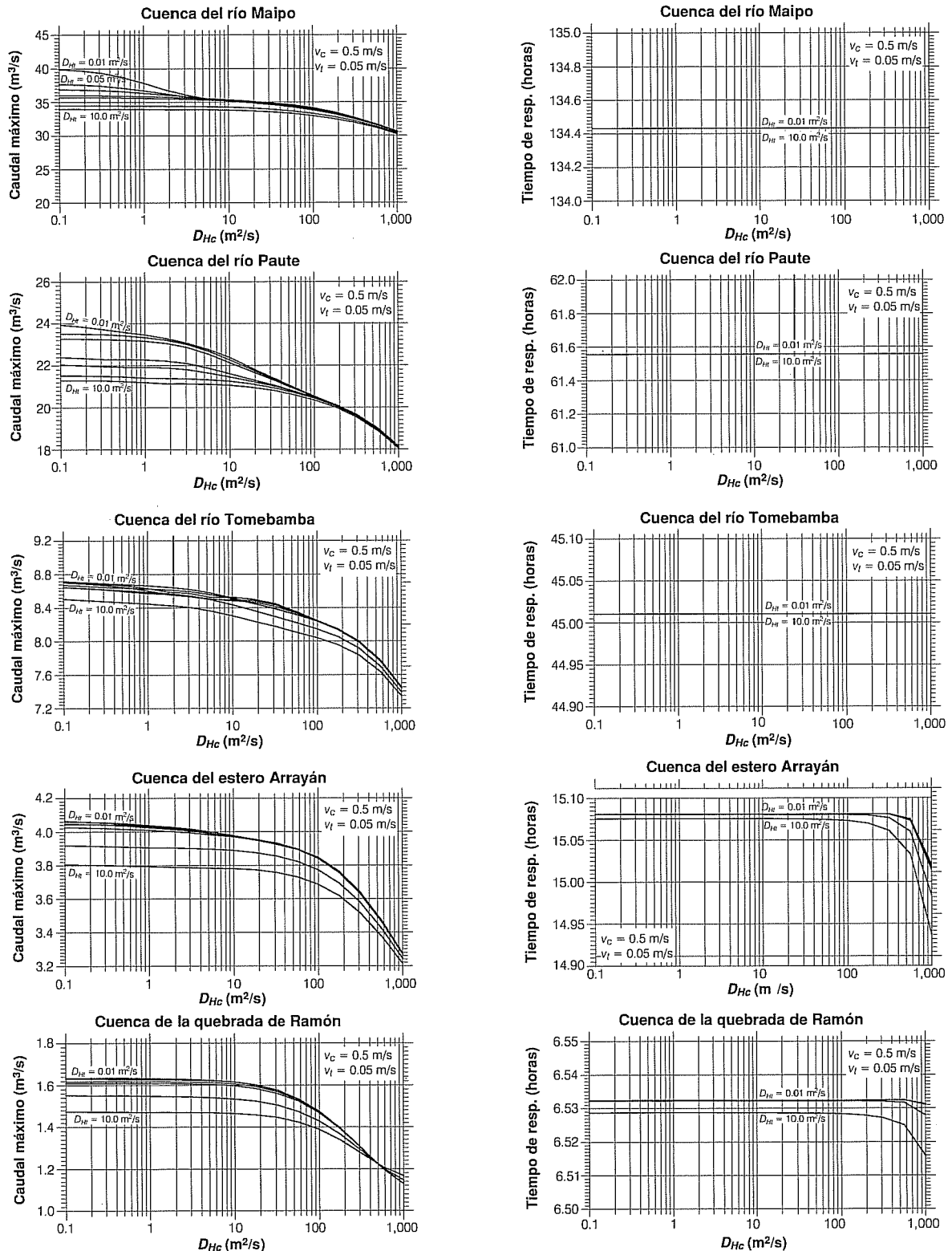


Ilustración 8. Caudal máximo y tiempo de respuesta para diferentes valores de coeficiente de dispersión hidrodinámica en terreno y en los cauces.



hidrológica de una cuenca, respectivamente, y comparar el comportamiento de los efectos de estos mecanismos en cuencas de diversos tamaños cuando existen diferentes zonas de flujo de la escorrentía. Para velocidades medias en los cauces menores a 1.0 m/s, el parámetro Ω_G presenta un valor máximo, produciéndose en este rango las mayores variaciones en los efectos de los mecanismos hidrodinámicos y geomorfológicos en la cuenca.

En las cuencas de mayor área, los coeficientes de dispersión hidrodinámica en los cauces y en terreno no provocan cambios en el tiempo de respuesta; en cambio, en las cuencas de menor área, el tiempo de respuesta permanece constante para valores pequeños del coeficiente de dispersión hidrodinámica en los cauces; sin embargo, a medida que el valor de este parámetro aumenta, el tiempo de respuesta disminuye rápidamente. Por consiguiente, en las cuencas de menor área, el tiempo de respuesta depende de los mecanismos hidrodinámicos, y en las cuencas de mayor área no existe esta dependencia.

Agradecimientos

Este trabajo de investigación fue realizado gracias al apoyo de la Agencia Interamericana para la Cooperación y el Desarrollo (AICD) de la Organización de los Estados Americanos (OEA).

Recibido: 12/08/2002

Aprobado: 13/11/2002

Referencias

- CHOW, V.T. Section 14 - Runoff. *Handbook of applied hydrology*. New York: McGraw-Hill, 1964, pp. 1-54.
- GUPTA, V.K., WAYMIRE, E. y WANG, C.T. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water resources research*. Vol. 16, núm. 5, 1980, pp. 855-862.
- HENDERSON, F.M. Open channel flow. New York: The Macmillan Company, 1966, 384 p.
- MESA, O.J. y MIFFLIN, E.R. On the relative role of hillslope and network geometry in hydrologic response. *Scale problems in hydrology*. Gupta, V.K. et al. (editores). Norwell: D. Riedel Publishing Company. 1986, pp. 1-17.
- MILLER, W.A. y CUNGE, J.A. Simplified equations of unsteady flow. *Unsteady flow in open channels*. Mahmood, K. y Yevjevich, V. (editores). Fort Collins: Water Resources Publications, 1975, pp. 183-257.
- NADEN, P. Spatial variability in flood estimation for large catchments: the exploitation of channel network structure. *Hydrological sciences*. Vol. 37, núm. 1, 1992, pp. 53-71.
- NADEN, P. A routing model for continental-scale hydrology. *Macro-scale modelling of the hydrosphere* (proceedings of the Yokohama Symposium). IAHS Publ., núm. 214, 1993, pp. 67-79.
- OLIVERA, F., y MAIDMENT, D.R. Geographic Informations Systems (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing. *Water resources research*. Vol. 35, núm. 4, 1999, pp. 1155-1164.
- OLIVERA, F., FAMIGLIETTI, J. y ASANTE, K. Global-scale flow routing using a source-to-sink algorithm. *Water resources research*. Vol. 36, núm. 8, 2000, pp. 2197-2207.
- OLIVERA, F. *Effect of the watershed size on the shape of its hydrologic response*. Póster presentado en la conferencia AGU 2001, American Geophysical Union, San Francisco, California, 2001.
- RINALDO, A., MARANI, A. y RIGON, R. Geomorphological dispersion. *Water resources research*. Vol. 27, núm. 4, 1991, pp. 513-525.
- ROBINSON, J.S., SIVAPALAN, M. y SNELL, J.D. On the relative roles of hillslope processes, channel routing and network geomorphology in the hydrologic response. *Water resources research*. Vol. 31, núm. 12, 1995, pp. 3089-3101.
- RODRÍGUEZ, I. y VALDÉS, J. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water resources research*. Vol. 15, núm. 6, 1979, pp. 1409-1420.
- SHERMAN, L.K. Stream flow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. news-rec*. Vol. 108, 1932, pp. 501-505.
- SNELL, J.D., y SIVAPALAN, M. On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph. *Water resources research*. Vol. 30, núm. 7, 1994, pp. 2311-2323.
- USGS EROS DATA CENTER. HYDRO 1K. [En línea]. *Elevation Derivate Database*. <<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/hydro>>, 2001.

Abstract

CALLE V, G. & VARAS C., E. Hydrodynamic and geomorphological processes in the hydrologic response of a watershed. Hydraulic engineering in Mexico (in Spanish). October-December, 2003, vol. 18, no. 4, pp. 41-58.

The effects of the geomorphological and hydrodynamic mechanisms in the hydrologic response of a watershed are well-studied phenomena. However, how such effects vary when the parameters of the run-off propagation model vary spatially has not been analyzed. This paper presents a methodology that combines models of propagation based on the kinematic wave diffusion equation and Digital Elevation Models (DEMs), obtaining analytical expressions for the variance of the travel time of water within the watershed. The variance allows us to analyze the diffusive effects in the response of the watershed, and DEMs introduce the spatial variation of parameters. This allows us to define the hydrodynamic dispersion coefficient of the watershed ($\hat{D}_H$) in such a way that the hydrodynamic term of the variance is not altered, thus obtaining an expression for the geomorphological dispersion coefficient of the watershed ($\hat{D}_G$) when there is a spatial variation of parameters. The relative importance of geomorphological and hydrodynamic mechanisms in the watershed response is analyzed through the adimensional parameter Ψ_H , which represents the ratio between $\hat{D}_H$ and $\hat{D}_G$. This methodology was applied in five South American watersheds considering two flow zones: overland and streams flow, determining the relationship between the coefficients $\hat{D}_G$, $\hat{D}_H$ and Ψ_H for different sizes and drainage network configurations. The effects of spatial variation of parameters in the peak flow and lag time are also analyzed.

Keywords: geomorphological dispersion, hydrodynamic dispersion, spatial variation, digital elevation models, geographic information systems, rainfall-runoff models, runoff routing, kinematic wave diffusion equation, instantaneous unit hydrograph, geomorphological instantaneous unit hydrograph.

Dirección institucional de los autores:

Gustavo Calle Vásquez

Alumno de Magister en Ciencias de la Ingeniería.
Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental,
Pontificia Universidad Católica de Chile,
Vicuña Mackenna 4860,
Casilla 306, Correo 22,
Santiago, Chile,
teléfono: (562) 6864227,
fax: (562) 6865876,
grcalle@puc.cl.

Eduardo Varas Castellón

Profesor Titular.
Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental,
Pontificia Universidad Católica de Chile,
Vicuña Mackenna 4860,
Casilla 306, Correo 22,
Santiago, Chile,
teléfono: (562) 6864227,
fax: (562) 6865876,
evaras@ing.puc.cl.