



河川網路寬度函數之地貌型瞬時單位歷線模式

Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph Model Based on The Width Function of River Network

國立台灣大學農業工程學研究所
教授兼水工試驗所研究員

王如意

Ru-yih Wang

國立台灣大學農業工程學研究所
碩士

陳展榮

Chan-june Chen

國立台灣大學農業工程學研究所
博士班研究生

王鵬瑞

Peng-jui Wang

摘要

本研究之目的為建立一種可適切反應不同集水區河川網路特性之地貌型瞬時單位歷線(geomorphologic instantaneous unit hydrograph, GIUH)。文中引用寬度函數(width function)以詮釋集水區之河川網路結構，而寬度函數乃利用套裝軟體 River Tools 之自動化河網萃取方法予以取得。本文中瞬時單位歷線模式之核心函數係應用擴散類比法(diffusion analogy)推導渠道中之集流時間分布(travel time distribution in channel links)，以確定水流之運動趨勢。研究中並整合具機率概念之地貌型瞬時單位歷線理論與代表集水區河網結構之寬度函數，進而推導求得以寬度函數為主軸之地貌型瞬時單位歷線之通式。

為評估模式之適用性，本研究採用臺灣北部淡水河流域之寶橋、橫溪與三峽等三個集水區以及中部大甲河流域之德基水庫上游集水區共 35 場颱風事件作為模式檢定與驗證之憑藉，其模擬結果及實際觀測值間之誤差在可接受範圍內。研究中並比較上述四研究集水區之研析結果，發現不同河川網路結構之集水區具有不同之地貌型瞬時單位歷線，進而對逕流之模擬結果造成影響。經研究結果顯示，證實河川網路型態為降雨—逕流過程中重要之地文因子。因此，本研究所提出以寬度函數為主軸之地貌型瞬時單位歷線模式，可適用於中上游集水區之颱風事件逕流模擬，俾供臺灣集水區防洪規劃及水土保持研析之參考應用。

關鍵詞：寬度函數，地貌型瞬時單位歷線，擴散類比法。

ABSTRACT

This study aims at building up a geomorphologic instantaneous unit hydrograph

model (GIUH model) that appropriately reflects the characteristics of the real structure of a stream network. Two main ideas are introduced into the GIUH model: On one hand, the width function obtained by River Tools software is proposed to explain the structure of a river network; on the other hand, in order to deduce travel time distributions in channel links that clarifies the motion tendency of water particles, the kernel function of the GIUH model is decided using the diffusion analogy. The GIUH theory containing the concept of probability is subsequently combined with the width function that represents the structure of river network of watershed to build up a width-function based GIUH in the form of a generalized formula.

Thirty-five typhoon events are included in this study to test and verify the suitability of the GIUH model, using data from Bao-Qiao, Heng-Xi, San-Xia and De-Ji watersheds in Taiwan. Errors between the simulation results and the observation values are within acceptable range. In addition to the verification, it is obvious that the four different structures of river networks have different GIUHs. Accordingly, it also can lead to different effects on the outcomes of simulations. The results of this research show that the shape of a river network is an important physiographic factor of the rainfall-runoff process. To this end, the width-function based GIUH proposed in this study can be used to simulate typhoon events for hillslope watersheds in Taiwan and plays a referential role on the planning of flood mitigation and the administering of water-soil conservation in Taiwan.

Keywords: Width function, Geomorphologic instantaneous unit hydrograph, Diffusion analogy.

一、緒論

(一) 研究動機與方法

1. 研究動機

一般降雨—逕流機制乃基於降雨與逕流觀測資料分析，從而建立流域之核心函數。部份水文學者應用地文因子，如河川長度、面積與坡度等，但其僅用以作為建立某種經驗公式之媒介；然而，河溪為水之產物，河川網路之特徵即反應了一個流域之水文型態；同時，水之匯集與流動又受到河川網路之約束。因此，水文學者一直尋求一種新途徑予以確定洪水過程與流域地貌因子間之必然關係，期望將地貌訊息轉變為水文訊息。

憑藉著一張地形圖或數值高程模式(digital elevation model, DEM)所得之流域地文參數，並利用瞬時單位歷線概念加以推衍而建立之地貌

型瞬時單位歷線(geomorphologic instantaneous unit hydrograph, GIUH)即包含了集塊模式與分布模式兩種模式之概念。因其不受模式本身所需水文資料之限制，故具有較廣泛之應用。自地貌型瞬時單位歷線模式提出後，該模式係結合荷頓—史瑞勒(Horton—Strahler)河川定律與瞬時單位歷線之概念，同時兼具反應集水區內真實河網架構與逕流過程等物理特性及學理依據，因此於集水區降雨—逕流關係之建立工作上，乃為一極佳工具[1,3,4,5]。

一般地貌型瞬時單位歷線模式之發展，主要是針對特定河川級序集水區所建立而成，亦即一種地貌型模式僅適用於相同河網級序之集水區，而不同級序之集水區則需重建另一套模式架構。本研究希冀建立一種以河川網路結構之寬度函數為主軸之地貌型瞬時單位歷線模式，臻以提供本省集水區水文規劃設計之應用[3,4]。

2. 研究方法

本研究結合集水區河川網路結構與瞬時單位歷線理論，從事降雨—逕流事件模擬，以確定各研析集水區之水文特性。其中，應用自動化河網萃取方法自 DEM 資料中求取寬度函數(width function)，藉以詮釋集水區河網結構，並根據水力擴散類比(diffusion analogy)作用推導集流時間分布(travel time distribution in channel links)。研究中，應用寬度函數與集流時間分布等二種觀念為基礎，進一步以歸納方式建立一地貌型瞬時單位歷線通式。

研究中，首先利用地理資訊系統套裝軟體 River Tools 中之自動化河網萃取方法自 DEM 資料中求得集水區之河川網路，並將河川網路轉化為沿河溪距離之寬度函數。而推求集流時間分布部份，則以質點於介質間傳輸觀念為基礎，並根據擴散類比與地貌型瞬時單位歷線觀念，進行以寬度函數方式為主軸之瞬時單位歷線之推求。最後，應用洗牌複演算法(shuffled complex evolution algorithm，簡稱 SCE 法)進行模式之參數優選，並以淡水河流域橫溪、寶橋及三峽等集水區與大甲河流域德基水庫上游集水區等四個集水區之颱風事件從事檢定與驗證模式之適用性。經由研究結果，針對模式參數、集水區河川網路形態與模式概念依序進行討論。

(二) 文獻回顧

有關降雨與逕流之研究，1945 年 Horton 提出河川分級與河川網路中長度、面積及坡度等三種地貌特徵，開創了水文學與地貌學相結合之契機。結合地貌學之流域匯流研究可以追溯到 1945 年由 Clark 所提出之時間—面積曲線法(time-area curve method)，實際應用中採用等時線(isochrones)以求解流域內空間分布之水文狀況。1979 年由 Rodriguez-Iturbe 及 Valdes 與 1980 年 Gupta 等人首次以機率分布研究流域上水質點之運動，其著重於水質點匯流時間(或稱狀態等待時間)之隨機分布，而建立地貌型瞬時單位歷線[3,4,6]。

在河網寬度函數方面，1976 年由 Kirby 提出

寬度函數之理論有效地將河川網路類型與集水區逕流反應予以結合；而 Fiorentino 與 Claps 首先於 1992 年將寬度函數求得之訊息熵(informational entropy)應用於河川網路中，且經由合成及天然河川網路等一連串之試驗後，於 1993 年 Fiorentino 等人發現寬度函數求得之訊息熵與河網級序、河網量值(magnitude of river network)與地形直徑有相當密切之關聯[6,7,9,12]。

二、河網寬度函數及集流時間分布

(一) 河網寬度函數(Width Function)

樹狀河網(tree stream network)之特性為具有唯一之一維流徑(flow path)連接當中任二點，並且樹狀河網形態之任何點至流域出口之流徑亦是唯一，其可以圖 1(a)~(d)簡單說明之。

當研究河網結構之特性受其對水文響應函數之影響時，自流域任一點到集水區出口流徑之排列方式具有舉足輕重之重要性[2,7,12]。1969 年 Shreve 首先倡議由流域寬度函數來描繪此排列之特性，利用直線距離表示介於兩匯合點或匯合點與源頭間之長度。根據集水區出口算起之距離 x ，所對應之寬度函數值 $W(x)$ 即為河段(link)數目。本研究中所採用之距離為沿河溪量測而得之距離，與 Shreve(1969)之距離定義不同。圖 1(e)~(h)表示本研究所研析之四個實際流域所取得之寬度函數，可發現其主要形態依不同集水區而具有顯著之差異性。

寬度函數具有如下三項優點，故本研究應用寬度函數以利於探討研究集水區地貌訊息轉換為水文訊息之過程[2,6,12,13]，即：

- (1)寬度函數乃利用簡單之一維函數圖形說明集水區河川網路之複雜結構。根據此特性，則寬度函數可作為研究河川網路形態對水文效應之重要媒介。
- (2)當考慮一單位有效降雨瞬間均勻地降落至集水區，寬度函數可視為雨滴移動至集水區出口所需移動距離之分布情形。其概念於模式研析及建立時為一重要訊息來源。
- (3)應用自動化河網萃取方式自 DEM 資料中取得之寬度函數較為客觀，亦使模式於地文因子

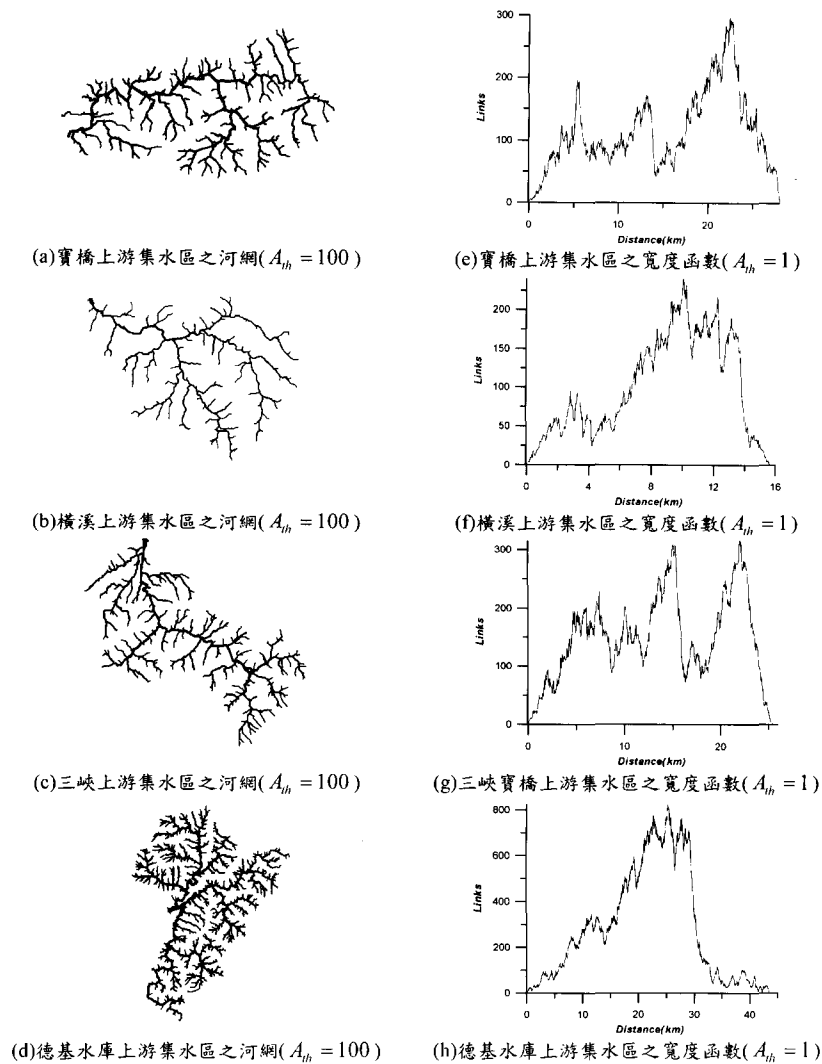


圖 1 台灣四研究集水區之河網與寬度函數

之取得上較具彈性。於電腦運算速度及軟體功能大幅提昇之今日，可迅速且精確地自 DEM 資料中取得寬度函數，增加模式之實用性。

(二) 以擴散類比推求集流時間分布

基於傳輸與擴散對質點運動影響之前提下，本研究將進一步探究水質點於集水區內之集流時間分布。於河渠中水質點之傳遞運動以傳輸與水力擴散類比等兩種作用予以描述，而傳輸容量則

依據水力因子，而控制體積可視為單一維度， x 座標為沿縱軸方向。其中 $x \in (0, L)$ (L 為流域之長度)，因此出口之流量可寫成 $Q(L, t)$ 。不考慮河段側入流之情況下，於長為 L 之流域河段範圍 X 內、橫斷面積 $S(x, t)$ 、河面寬度 w 、水力半徑 R_H 及水流深度 $y(x, t)$ ，其質量連續方程式可寫成式(1)[8,12,14]：

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial S}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots\dots(1)$$

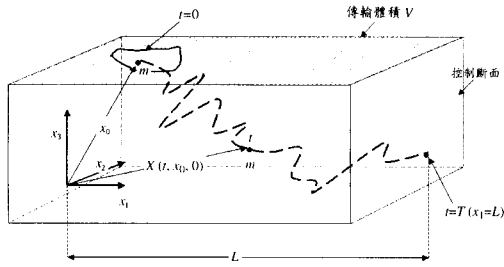


圖 2 傳輸體積與控制斷面配置關係示意圖

將其於傳輸體積 v 內積分可得：

$$Q(L,t) \propto \frac{d}{dt} \int_v S(x,t) dx \quad \dots\dots\dots(2)$$

若以機率密度函數之觀點對控制斷面之流量予以解釋，如圖 2 所示。如僅考慮一維情形，位移機率密度函數 $P_D(x,t)$ 與橫斷面積 $S(x,t)$ 成正比。在固定寬度 w 之矩形渠道中，橫斷面積 $S(x,t)$ 簡單地以 $wy(x,t)$ 來表示。一般言之，若不考慮寬度 w 之變化，則

$$P_D(x,t) \propto y(x,t) \quad \dots\dots\dots(3)$$

又吾人所求得之集流時間機密度函數 $f_x(t)$ 其意義相等於流量 $Q(L,t)$ ，因此，集流時間分布上之訊息即可由隨時間變化之自由液面深度 y 予以求得。1991 年 Rinaldo 等人提出所謂線性渠道即為一種簡化之 Fokker-Planck 機率。在一任意位置 x 流速 $u(x,t)$ 之動力方程式可簡寫為：

$$u(x,t) = \chi \sqrt{R_H \left(S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} \right)} \quad \dots\dots\dots(4)$$

- 式中， χ : Chezy 摩擦因子；
- y : 自由液面深度；
- R_H : 水力半徑；
- S_0 : 流域之平均坡度；
- g : 重力加速度。

1966 年 Henderson 從經驗之分析中，可求得上式括號內四項之相對權重，忽略第三項和第四項之影響，並假設於均勻流水深 y_0 及流速 u_0 之條件下，其動力方程式可簡化為：

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \langle u \rangle \frac{\partial y}{\partial x} = D_L \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad \dots\dots\dots(5)$$

其中，

$$\langle u \rangle = \frac{3}{2} u_0 = \frac{3}{2} \chi \sqrt{y_0 \left(S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} \right)} \approx \frac{3}{2} \chi \sqrt{y_0 S_0} \quad \dots\dots\dots(6)$$

且

$$D_L \approx \frac{\langle u \rangle y_0}{3 S_0} \quad \dots\dots\dots(7)$$

式中， D_L : 水動力擴散係數 (hydrodynamic dispersion coefficient)；

$\langle u \rangle$: 具平均波傳速度 (mean kinematic celerity) 之物理意義。

於實際應用上， D_L 值之合理範圍應介於數百至數千之間，單位為 m^2/s 。

於集流時間分布之架構中，在 t 時刻時位在 $(x, x+dx)$ 水質點之機率為 $P_D(x,t)dx$ ，且根據式 (3)，不考慮寬度 w 之變化，可將 $P_D(x,t)$ 取代 y 代入式 (5) 中，則位移機率密度函數 $P_D(x,t)$ 之一維縱向擴散模式可以式 (8) 表示之：

$$\frac{\partial P_D}{\partial t} + \langle u \rangle \frac{\partial P_D}{\partial x} = D_L \frac{\partial^2 P_D}{\partial x^2} \quad \dots\dots\dots(8)$$

而上式之初始及邊界條件分別為：

1. 非原點之初始條件為 $P_D(x, 0) = 0$ ($x_0 = 0, t_0 = 0$)，而原點 $x = 0$ 之邊界條件，因加入一單位脈衝，則：

$$\left[\langle u \rangle P_D(x,t) - D_L \frac{\partial P_D}{\partial x} \right]_{x=0} = \delta(t) \quad \dots\dots\dots(9)$$

2. 另一邊界條件相當於假設出口 $x = L$ 處放置一水槽，則可得 $P_D(L,t) = 0$ 之邊界條件。

將式 (8) 對時間 t 取拉普拉斯轉換及代入初始條件得：

$$s \hat{P}_D(s,x) + \langle u \rangle \frac{\partial \hat{P}_D(s,x)}{\partial x} - D_L \frac{\partial^2 \hat{P}_D(s,x)}{\partial x^2} = 0 \quad \dots\dots\dots(10)$$

同樣地，將集流時間分布 $f_x(t)$ 對時間 t 取拉普拉斯轉換得：

$$\hat{f}_X(s) = -s \int_0^L \hat{P}_D(s,x) dx \quad \dots\dots\dots(11)$$

藉由求解式(10)，則河長 L 內 X 河段之拉普拉斯轉換 $\hat{f}_X(s)$ 之通解為：

$$\hat{f}_X(s) = \bar{A}e^{L\theta_1(s)} + \bar{B}e^{L\theta_2(s)} \dots\dots\dots(12)$$

其中， \bar{A}, \bar{B} 為常數，且指數項之參數為利用式(10)特徵方程式之根求得：

$$\theta_{1,2}(s) = \frac{\langle u \rangle \pm \sqrt{\langle u \rangle^2 + 4sD_L}}{2D_L} \dots\dots\dots(13)$$

式(12)實際應用於河川網路動力機制上時，可忽略上游邊界之影響，於 $x = -\infty$ 處以反射邊界(reflecting barrier)取代之。此可簡化式(12)之拉普拉斯轉換過程。根據 $\hat{f}_X(0) = \int_0^\infty f(t)dt = 1$ ，則對集流距離 L ， $\hat{f}_X(s)$ 可寫為：

$$\hat{f}_X(s) = e^{L\theta(s)} \dots\dots\dots(14)$$

其中， $\theta_{1,2}(s) = \frac{\langle u \rangle - \sqrt{\langle u \rangle^2 + 4sD_L}}{2D_L}$ ，

$\langle u \rangle + \sqrt{\langle u \rangle^2 + 4sD_L}$ 部份不滿足此邊界條件，故捨棄之。並將式(14)取拉普拉斯逆轉換後可得：

$$f_X(t) = \left(\frac{L}{4\sqrt{\pi D_L t^3}} \right) e^{\frac{(L-\langle u \rangle)t}{4D_L}} \dots\dots\dots(15)$$

式(15)之參數 $\langle u \rangle$ 與 D_L 可考慮在河段內因貯蓄與摩擦力所造成傳導波變形之總效應。

三、河網寬度函數之地貌型瞬時單位歷線

於每一雨滴降落於集水區之初始位置開始，即可決定雨滴之初始狀態與流動之路徑。茲以如圖 3 之 3 級序 ($\Omega = 3$) 河川網路之集水區為例，其可能之路徑有[3,4,10,11]：

路徑 1 (x_1) : $o_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4$

路徑 2 (x_2) : $o_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4$

路徑 3 (x_3) : $o_2 \rightarrow c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4$

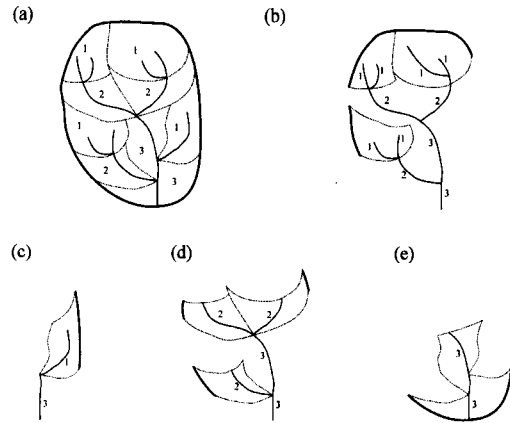


圖 3 三級序河川網路全部路徑示意圖：(a)三級序河網；(b)路徑 1 (x_1)；(c)路徑 2 (x_2)；(d)路徑 3 (x_3)；(e)路徑 4 (x_4)

路徑 4 (x_4) : $o_3 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4$

其中，“ o_Ω ”表示雨滴之初始狀態，“ c_Ω ”則表示路徑之狀態，而“ c_4 ”表示出口處之最終狀態，並令 Γ 為所有路徑 γ 之總合。

T_γ 表示為一雨滴沿路徑 γ ，流至集水區出口所需時間，若 γ 有 k 種路徑，則 $\gamma = \langle x_1, \dots, x_k \rangle$ ，其中 $x_1, \dots, x_k \in \{o_1, \dots, o_\Omega, c_1, \dots, c_\Omega\}$ ，所以，集流時間 T_γ 為：

$$T_\gamma = T_{x_1} + \dots + T_{x_k} \dots\dots\dots(16)$$

f_{x_i} 表示雨滴流經集流區所需時間之機率密度函數，且在不同階段之 f_{x_i} 值仍完全獨立，其如式(17)所示[10,11,12]：

$$f_\gamma(t) = f_{x_1} * \dots * f_{x_k} \dots\dots\dots(17)$$

式中，*表示褶合積分。

對上述之路徑 2 而言， $T_\gamma = T_{o_1} + T_{c_1} + T_{c_3}$ ，

且 $P(T_\gamma \leq t) = \int_0^t f_\gamma(t) dt$

$$f_r(t) = \int_0^t \int_0^{t-t'} f_{o_1}(t') f_{c_1}(t-t') dt' f_{c_3}(t-t) dt \dots\dots(18)$$

則瞬時單位歷線 $f(t)$ 可表示為：

$$f(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} p(\gamma) f_{x_{\Omega}} * \dots * f_{x_\Omega}(t) \dots\dots\dots(19)$$

式中， Γ ：從入口到出口路徑之總合；
 $p(\gamma)$ ：雨滴採此路徑之機率；
 $f_{x_{\omega}}(t)$ ：雨滴流經集水區所需時間之機率密度函數。

將上式對時間 t 取拉普拉斯轉換可得：

$$\hat{f}(s) = \sum_{\gamma \in \Gamma} p(\gamma) \prod_{x_{\omega} \in \Gamma} \hat{f}_{x_{\omega}}(s) \dots \dots \dots (20)$$

式中， $\hat{f}(s)$ ： $f(t)$ 之拉普拉斯轉換；
 $\hat{f}_{x_{\omega}}(s)$ ： $f_{x_{\omega}}(t)$ 之拉普拉斯轉換；
 Π ：複乘號(multiple product)。

經由式(14)可求得式(20)中集流時間分布為：

$$\hat{f}_{x_{\omega}}(s) = e^{L(\omega)\theta(s)} \dots \dots \dots (21)$$

式中， $\theta(s) = \left(\langle u \rangle - \sqrt{\langle u \rangle^2 + 4sD_L} \right) / 2D_L$ ；

$L(\omega)$ ： x_{ω} 之長度。

將式(21)代入式(20)可得：

$$\hat{f}(s) = \sum_{\gamma \in \Gamma} p(\gamma) e^{-\sum_{x_{\omega} \in \gamma} \theta(s)L(\omega)} \dots \dots \dots (22)$$

當 $\langle u \rangle$ 與 D_L 視為常數，則上式之逆轉換為地貌型瞬時單位歷線，其如式(23)所示：

$$f(t) = \frac{1}{4\sqrt{\pi} D_L t^3} \sum_{\gamma \in \Gamma} p(\gamma) L(\gamma) e^{-\frac{(L(\gamma) - \langle u \rangle t)^2}{4D_L t}} \dots \dots (23)$$

式中， $L(\gamma)$ ：經由 γ 流徑抵達集水區出口之長度，其等於 $\sum_{x_{\omega} \in \gamma} L(\omega)$ ；

D_L ：擴散係數；

$p(\gamma)$ ：雨滴採此路徑之機率；

$\langle u \rangle$ ：平均波傳速度。

當利用 DEM 資料萃取河川網路，考慮面積門檻值 A_{th} 為 1 時，則正規化後之寬度函數 $W(l_i)$ 可視為雨滴質點於集水區中運動距離 l_i 之機率，與上式雨滴選擇 $L(\gamma)$ 路徑之機率 $p(\gamma)$ 可視為相類似，則式(23)可進一步改寫為：

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi} D_L t^3} \sum_{i=1}^{N_{\max}} W(l_i) l_i e^{-\frac{(l_i - \langle u \rangle t)^2}{4D_L t}} \dots \dots (24)$$

式中， l_i ：距集水區出口之沿河徑距離

$l_i = i\Delta l$ ， Δl 為單位距離；

N_{\max} ：從源頭至出口最長流徑之河段總數；

$W(l_i)$ ：正規化後之寬度函數；

u ：雨滴漂移速度(drift)(m/sec)；

D_L ：擴散係數(m²/sec)。

四、模式檢定與驗證

(一) 研究流域簡介

本研究以淡水河流域與大甲溪流域為研究對象，其中淡水河流域河流全長 159 公里，流域面積 2726 平方公里，為台灣第三大河川；而大甲溪流域全長 140 公里，流域面積 1235 平方公里，為台灣第五大河川。本研究分別以淡水河域中之景美溪寶橋上游集水區、大漢溪流域之橫溪、三峽溪上游集水區(如圖 4)及大甲溪流域之德基水庫上游集水區(如圖 5)作為本研究之區域，且其集水區之面積分別為 110 平方公里、57 平方公里、129 平方公里及 418.14 平方公里。集水區出口處均有水文站記錄水位—流量資料，可作為模式參數之檢定與驗證，並據以建立以寬度函數為主軸之地貌型瞬時單位歷線模式，並應用模式比較於此四研究集水區之不同特性，俾供上游集水區防洪規劃及水土保持工程之參考應用。

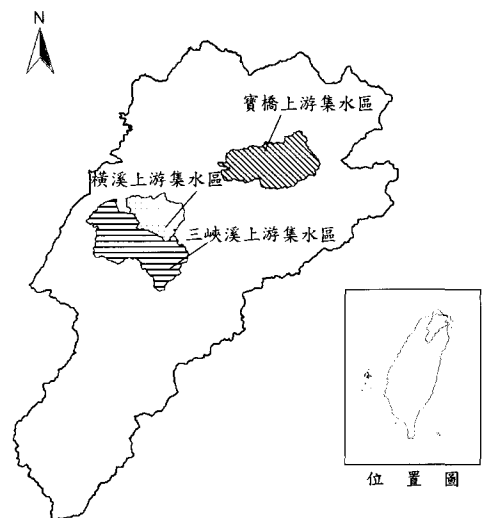


圖 4 淡水河流域研究集水區位置示意圖

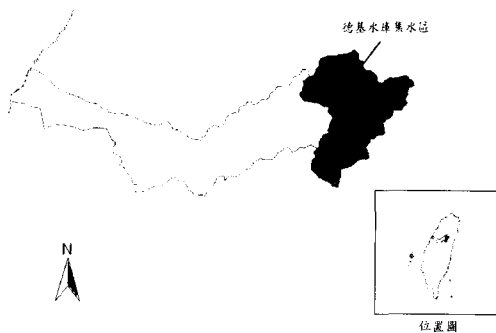


圖 5 大甲河流域研究集水區位置示意圖

(二) 資料蒐集與整理

1. 地文資料

本研究以中央大學太空及遙測中心所出版之 DEM(40m×40m)相片基本圖為研究區域地形之主要處理資料，並將其轉換為 ASCII 檔案，其步驟如下：

步驟一：首先進入套裝軟體 ARCVIEW 中，並載入台灣集水區圖層。

步驟二：找出研究區域中
左上(TM_X_UL,TM_Y_UL)及
右下(TM_X_LR,TM_Y_LR)之 TM 座標。

步驟三：準備下列資料

研究區域左上角 TM 座標 (TM_X_UL,TM_Y_UL)
列數 (line) : INT[(TM_X_UR-TM_X_LL)/40]+1
行數(sample) : INT[(TM_Y_UR-TM_Y_LL)/40]+1

步驟四：由步驟三之資料輸入程式，以便將 DEM 資料自 IMAGE 檔案中轉換並擷取研究集水區之 DEM 資料。

步驟五：將步驟四所得之檔案轉換成 ASCII 檔，其輸出之檔案格式如下(以橫溪集水區為例)：

```

274 230 40.00 40.00 288316.0 2760447.0 299236.0 2751287.0
28.000 28.000 28.000 28.000 28.000 26.000 26.000 27.000
27.000 27.000 27.000 26.000 26.000 26.000 26.000 26.000
: : : : :

```

其中，274 為格網之行數，230 為網格之列數，40.00 為網格之解析度，即網格之邊長為 40m×40m，而 288316.0 為 DEM 資料之西方邊

界，2760447.0 為 DEM 資料之北方邊界，299236.0 為 DEM 資料之東方邊界與 2751287.0 為 DEM 資料之南方邊界，自第二列開始，則為網格高程資料，單位為公尺。

2. 水文資料

目前本研究於各集水區所引用之水文資料可分述如下：

(1)寶橋上游集水區：其電傳雨量站為經濟部水利處所轄屬，計有坪林、大桶山、五堵與中正橋等四站，並以寶橋流量記錄為模式檢定之憑藉。

(2)橫溪上游集水區：其電傳雨量站為經濟部水利處所轄屬，計有大豹一站，並以橫溪流量記錄為模式檢定之憑藉。

(3)三峽溪上游集水區：其電傳雨量站為經濟部水利處所轄屬，計有大豹、石門、福山與大桶山等四站，並以三峽溪流量記錄為模式檢定之憑藉。

(4)德基水庫集水區：雨量資料來自大甲溪上游分布於集水區周圍 12 個台電雨量站。而以松茂水文站為集水區之出口，並以其記錄流量作觀測值。

3. 颱風事件之選取

(1)淡水河流域：為確定降雨—逕流模式應用於各研析地區之合適性，本研究於景美溪之寶橋上游集水區選用自民國 76 年至 83 年間 7 場颱風事件、大漢溪之橫溪上游集水區選用自民國 67 年至 83 年間 8 場颱風事件及大漢溪之三峽溪上游集水區則選用自民國 68 年至 83 年間 9 場颱風事件予以校驗，其如表 1 所示。

(2)大甲河流域：挑選德基水庫集水區自民國 65 至 79 年間 11 場颱風資料作為參數檢定驗證之基本資料，其如表 2 所示。

(三) 參數優選

水文模式中常訂定若干參數以模擬研究流域水文現象之變化，所引用之水文參數通常須藉由合適之參數優選方法予以決定。一般作法是先選定一種參數優選方法，再針對數場已發生之颱

表 1 淡水河流域降雨－逕流分析之颶洪事件表

集水區名稱	場次	颶洪名稱	發生日期	類別
景美溪寶橋上游集水區	1	賽洛馬(Thehma)	76.07.14	檢定
	2	琳恩(Lynn)	76.10.23	檢定
	3	傑魯得(Gerald)	76.09.08	驗證
	4	亞伯(Abe)	79.08.30	驗證
	5	黛特(Dot)	79.09.07	檢定
	6	道格(Doug)	83.08.07	檢定
	7	葛拉斯(Gladys)	83.09.01	檢定
大漢溪橫溪上游集水區	1	歐拉(Ora)	67.10.12	驗證
	2	貝斯(Bess)	74.10.13	檢定
	3	艾貝(Abby)	75.09.18	檢定
	4	琳恩(Lynn)	76.10.23	驗證
	5	楊希(Yancy)	79.08.18	驗證
	6	亞伯(Abe)	79.08.30	檢定
	7	道格(Doug)	83.08.07	檢定
	8	弗瑞達(Fread)	83.08.20	檢定
大漢溪三峽溪上游集水區	1	歐敏(Irving)	68.08.14	檢定
	2	莫瑞(Maury)	70.07.19	驗證
	3	弗雷特(Fred)	73.08.06	檢定
	4	艾貝(Abby)	75.09.18	檢定
	5	賽洛馬(Thehma)	76.07.14	驗證
	6	琳恩(Lynn)	76.10.23	檢定
	7	寶莉(Polly)	81.08.29	驗證
	8	弗瑞達(Fread)	83.08.20	檢定
	9	席斯(Seth)	83.10.09	驗證

洪事件求出其最佳參數值；再者，將各場次之最佳參數值取平均以作為該研究區域之最佳參數組合，此程序稱為參數檢定；最後，將此平均參數代入模式中進行其餘颶洪事件之模擬，以評估此組參數及模式之適用性，稱之為模式參數驗證。本研究應用參數整體性最佳化方式之洗牌複演進法(shuffled complex evolution algorithm，簡稱 SCE 法)以求取整體最佳化值(global optimum)。由於洗牌複演進法具有以機率性可充分提供搜尋空間之訊息，而定率性則可有效地利用反應平面之訊息以引導搜尋方向、可集中於最有可能之區域進行搜尋、各分組在全區改善方向上成系統演進以避免落入區域最佳值及由演進之觀念以較佳值取代原值等特性，因此可尋求得參數之整體最佳值。茲再闡釋如下：

表 2 大甲溪流域降雨－逕流分析之颶洪事件表

集水區名稱	場次	颶洪名稱	發生日期	類別
大甲溪德基水庫上游集水區	1	畢莉(Bellie)	65.08.09	檢定
	2	薇拉(Vera)	66.07.31	驗證
	3	愛美(Amy)	66.08.22	檢定
	4	茱迪(Judy)	68.08.23	驗證
	5	諾瑞斯(Norris)	69.08.07	驗證
	6	瓊恩(June)	70.07.17	驗證
	7	葛萊拉(Clara)	70.09.15	檢定
	8	安迪(Andy)	71.07.27	檢定
	9	艾貝(Abby)	75.09.14	檢定
	10	歐菲莉(Ofelia)	79.06.18	驗證
	11	楊希(Yancy)	79.08.15	驗證

1. 模式參數推估之目標函數

本研究所使用之目標函數式定義如下：

$$F_{obj} = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [Q_{obs}(i) - Q_{est}(i)]^2 \cdot WT(i) \right\}^{1/2} + DQ \dots\dots\dots(25)$$

其中，WT(i) 與 DQ 之計算如下所示：

$$WT(i) = \frac{Q_{obs}(i) + \bar{Q}_{obs}}{2Q_{obs}} \dots\dots\dots(26)$$

$$DQ = \begin{cases} \frac{(Q_{obs,p} - Q_{est,p})}{N^2} & \text{if } Q_{est,p} < Q_{obs,p} \\ 0 & \text{if } Q_{est,p} > Q_{obs,p} \end{cases} \dots\dots\dots(27)$$

式中，N : 觀測值之延時；

Q_{obs}(i) : 第 i 時刻之觀測流量；

Q_{est}(i) : 第 i 時刻之推估流量；

Q_{obs} : 觀測流量之平均值；

Q_{obs,p} : 觀測流量之洪峰值；

Q_{est,p} : 推估流量之洪峰值；

WT(i) : 第 i 時刻之權重值；

DQ : 洪峰誤差加權值。

上式為考慮整體模擬效果最佳化之目標函數，主要根據模擬與觀測流量之差異程度以及洪峰流量之擬合度等兩部份作一綜合性考量。

2. 洗牌複演進法

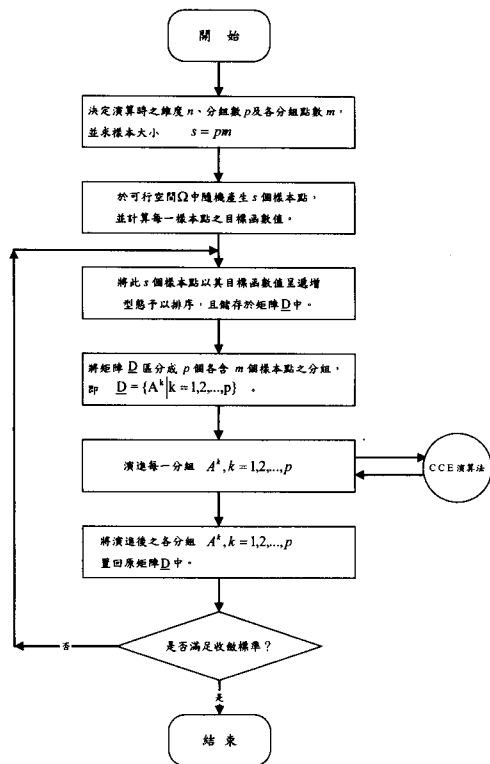


圖 6 洗牌複演進法(SCE 法)尋求最佳參數值之演算流程圖

洗牌複演進法對尋求最佳參數值之演算流程，包含洗牌複演進法與競爭複演進法(competitive complex evolution algorithm, 簡稱 CCE 法)等二部份，如圖 6 及圖 7 所示。

(四) 研析步驟

- 步驟一：準備研究區域之 DEM 資料。
- 步驟二：由套裝軟體 River Tools 中之自動化河網萃取方法，自步驟一之 DEM 資料中擷取面積門檻值 $A_{th} = 1$ 之河川網路；再利用此圖層建構出研究所需之河網寬度函數。
- 步驟三：將集水區之可用颱風資料輸入以寬度函數為主軸之地貌型瞬時單位歷線降雨一逕流模式中模擬，並藉由如式(25)目標函數與 SCE 參數優選方法優選出參數 D_L 與 u 之最佳組合。

步驟四：以參數優選方法求得之參數 D_L 與 u 代入式(24)，求取集水區之瞬時單位歷線。

步驟五：利用其它颱風場次進行驗證，藉以評估模式之適用性。

上述之研析步驟可以圖 8 予以表示。

(五) 參數之敏感度分析

為確定本研究建立之模式所推估流量之正確性及深入瞭解模式對參數之敏感程度，故對模式中所含有之擴散係數(D_L)及漂移速度(u)進行一連串之敏感度分析，以探討不同參數變化對模式影響之趨勢，作為參數檢定與驗證之依據。同時，並以參數值域圖形分析各參數之合適範圍。

(六) 模式適合性之評判

為探討本模式應用於研究集水區之合適性，乃分別以效率係數(Coefficient of Efficiency, CE)、洪峰流量誤差(Error of Peak Discharge, EQP)、洪峰到達時刻誤差(Error of Time to Peak, ETP)等三項指標，藉以客觀評估研擬模式之合適性。茲將各項評估指標定義如下：

1. 效率係數(CE)

$$CE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N [Q_{obs}(i) - Q_{est}(i)]^2}{\sum_{i=1}^N [Q_{obs}(i) - \bar{Q}_{obs}(i)]^2} \dots\dots\dots (28)$$

式中， $Q_{est}(i)$ ：第 i 時刻之模式推估流量；
 $Q_{obs}(i)$ ：第 i 時刻之實際觀測流量；
 \bar{Q}_{obs} ：實際觀測流量之平均值；
 N ：觀測流量之延時。

當 CE 愈接近於 1 時，表示模擬結果與實際觀測資料愈符合，擬合度愈高。

2. 洪峰流量誤差(EQP)

$$EQP = \frac{Q_{p,est} - Q_{p,obs}}{Q_{p,obs}} \times 100\% \dots\dots\dots (29)$$

式中， $Q_{p,est}$ ：模式推估之洪峰流量；
 $Q_{p,obs}$ ：實際觀測之洪峰流量。

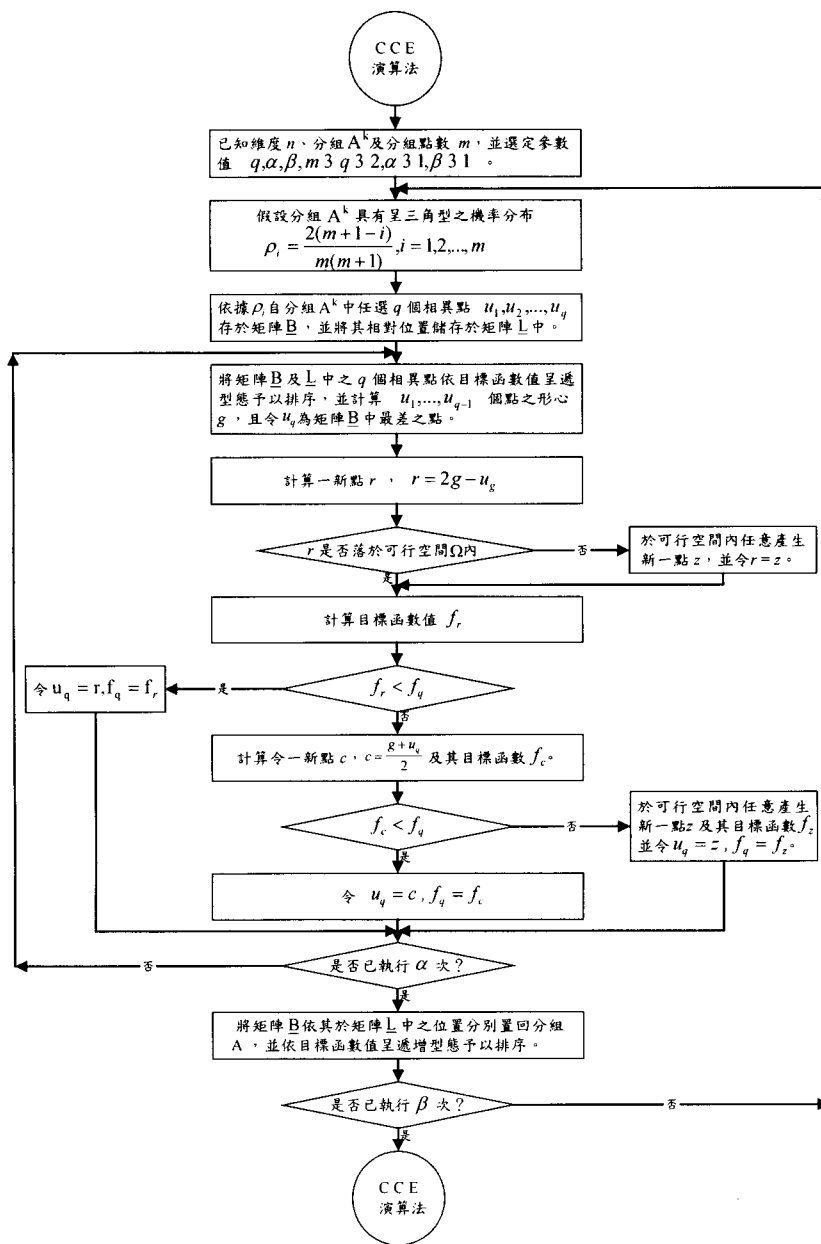


圖 7 競爭複演算法(CCE 法)之演算流程圖

當 EQP 為正時，表示模式推估之洪峰值大於實際觀測之洪峰流量；反之，則表示模式所推估之洪峰值小於實際觀測值。同時， EQP 愈接近 0 時，表示推估與觀測之洪峰流量準確度愈高。

3. 洪峰到達時刻誤差(ETP)

$$ETP = T_{p,est} - T_{p,obs} \quad \dots\dots\dots(30)$$

式中， $T_{p,est}$ ：模式推估之洪峰到達時刻；

$T_{p,obs}$ ：實際觀測之洪峰到達時刻。

如 ETP 愈趨近 0，表示模式對於洪峰到達時刻之預測愈準確。

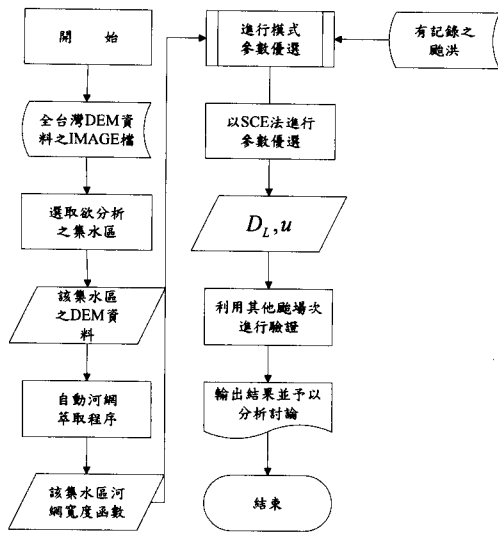


圖 8 研析步驟流程圖

五、結果與討論

本研究採用自動化河網萃取方法自集水區 DEM 資料中擷取河川網路，並將其轉化為模式所需之寬度函數資料。藉由敏感度分析探究參數 u 與參數 D_L 對模式之影響程度，進而利用 SCE 參數優選法進行參數優選，再以參數值域圖形分析各參數之合適範圍。本研究乃經由模式之檢定與驗證程序評估此概念型降雨—逕流模式應用於景美溪寶橋集水區、大漢溪橫溪及三峽集水區與大甲溪德基水庫上游集水區等四個研究集水區之適用性。最後，並比較該四個研究集水區之寬度函數型地貌型瞬時單位歷線，以研析不同集水區河川網路特性對水文效應之影響。茲將所獲致之結果重點說明並討論如下：

(一) 本研究乃根據河川網路之不同架構從而建立能因應不同地形特性之降雨—逕流模式。首先針對不同集水區之河川網路結構特性進行研析。本研究為方便說明，乃採用面積門檻值 $A_{th}=100$ 像元之河川網路予以說明 (因當 $A_{th}=1$ 時河川網路將佈滿整個集水區，且不易說明其特性，惟應用時仍以 $A_{th}=1$ 進行模式架構)如下所述：

1. 淡水河流域之三個集水區方面：

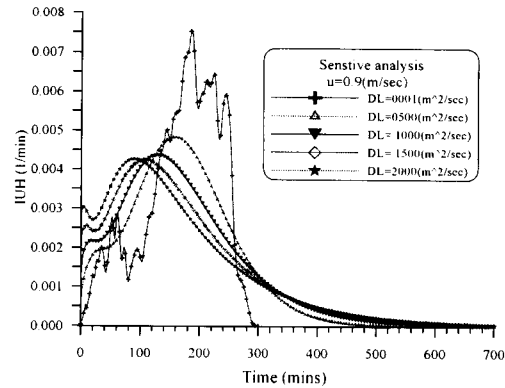


圖 9 橫溪集水區參數 u 之敏感度分析圖

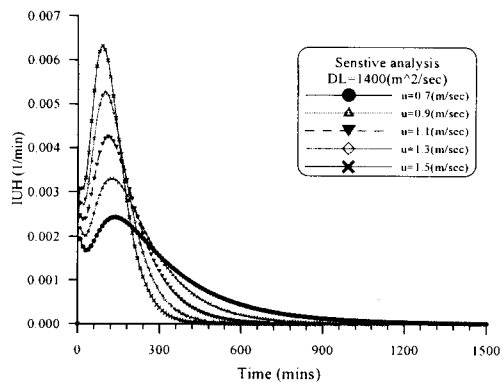


圖 10 橫溪集水區參數 D_L 之敏感度分析圖

(1) 寶橋上游集水區：如圖 1(e)所示，寶橋之寬度函數有三個主峰，其相對極大值分別為 5.6 公里處共 193 個河段、13.56 公里處有 149 個河段與 22.64 公里處共 292 個河段，第三個主峰明顯偏大。且如圖 1(a)得知，其緣自河川網路上游有二主要支流，而 5.6 公里與 13.56 公里處之主峰，則為兩個較次要之側入流系統所形成。

(2) 橫溪上游集水區：如圖 1(f)所示，其寬度函數呈現二個主峰，其相對極大值分別為 3.28 公里處有 93 個河段與 10.04 公里處有 241 個河段，而 3.28 公里處之主峰則明顯較 10.04 公里之主峰為小。且由圖 1(b)中顯示，該集水區主要峰值成因如同之寶橋集水區，亦由上游兩條主要支流所構成，其

表 3 參數敏感度分析表(以橫溪集水區為例)

參數	項目	參數值	峰值(cms)	峰值變化率(%)	峰值到達時間(mins)
擴散係數(D_L) (m^2/sec)		1	0.00757	-	186
		500	0.00483	-0.36	158
		1000	0.00436	-0.66	129
		1500	0.00424	-0.76	107
		2000	0.00426	-0.78	90
漂移速度(u) (m/sec)		0.5	0.00243	-	136
		0.7	0.00330	0.36	124
		0.9	0.00425	0.55	111
		1.1	0.00526	0.67	100
		1.3	0.00632	0.74	91

差異處為此支流下之次支流較寶橋為離散，因而導致此峰後半段呈現劇幅波動之情形。

(3)三峽上游集水區：比較圖 1(a)~(d)可知，三峽集水區河川網路整體型態較其餘三個集水區為細長，再由圖 1(g)所顯示之寬度函數之結果，更可發現細長型流域反應在寬度函數上之特色，亦即其主峰數較多且每一主峰分布之距離皆不長。因此，可將其分為六個主峰，位置分別為 2 公里處之 94 個河段、7.34 公里處之 229 個河段、10.04 公里處之 204 個河段、15.03 公里處之 310 個河段、16.94 公里處之 144 個河段與 22.08 公里處之 314 個河段等六個主要部份。

2. 大甲溪之德基水庫上游集水區：如圖 1(d)所示，其河網之特色為自出口處以三大支流呈放射狀延伸出去，進而造成如圖 1(h)之寬度函數結果，該寬度函數具有顯著之單峰型態，其特色為於 25.26 公里處擁有 820 個河段。

依據上述之結果得知，本研究所研析之四個研究集水區之河川網路皆具有其獨特之型態，且必反應於寬度函數中。而根據實際河網與其寬度函數之比較亦可知寬度函數主要在於呈現該集水區河溪分支狀況，換言之，若河溪具明顯分岔情形，則寬度函數易形成數個主峰；而多支流系統位於集水區內距出口相同之距離，則會造成大規模主峰，反之，細長型河系則因其支流系統一般距出口距離差異較

大，故其主峰規模較小且多，如三峽集水區即屬此類。

(二)本研究進一步利用敏感度分析進行模式中擴散係數 D_L 與漂移速度 u 等二參數對瞬時單位歷線之影響。茲以橫溪集水區為例，並說明如下：

進行寬度函數之地貌型瞬時單位歷線係數之數值試驗時，將係數 D_L 之範圍訂定為 100~10000(m^2/sec)，係數 u 之範圍設定為 0.01~2(m/sec)，並假設集水區內降下 1 單位(1mm)之有效降雨，降雨延時為 1 分鐘，則於集水區出口所得之逕流歷線如圖 9 及圖 10 所示。由試驗結果可知，集水區出口逕流歷線之峰值隨著 u 之增加而增加，隨著 D_L 之增加而減少，峰值到達時刻則隨著 u 與 D_L 之增加而提前，而 D_L 較 u 之影響更為顯著。同時，於退水情形方面則隨著 D_L 之增加而呈較為緩慢之退水現象。此敏感度分析結果與一般降雨—逕流之概念相同，因此，於參數檢定時應符合實際之物理機制。上述各種參數之敏感度分析結果均列於表 3。

(三)本研究為研析模式所運用參數值分布之區域，乃進一步進行參數值域分析，以提供模式應用時於選擇參數上之參考，期能減小最佳化參數優選之範圍，進而達到探究 D_L 與 u 二參數對降雨—逕流模擬之影響與縮短參數優選時間之目的。茲將其方法與結果說明如下：

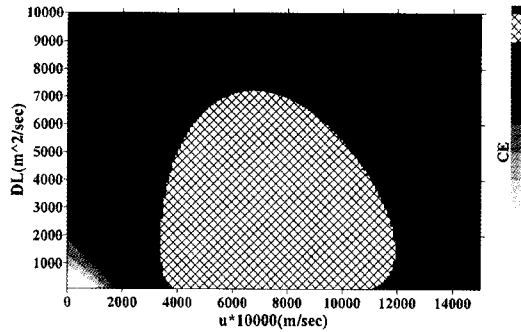


圖 11 橫溪集水區效率係數為評估指標之參數影響值域圖

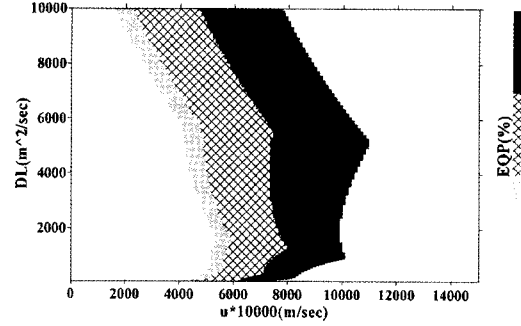


圖 13 橫溪集水區洪峰流量誤差為評估指標之參數影響值域圖

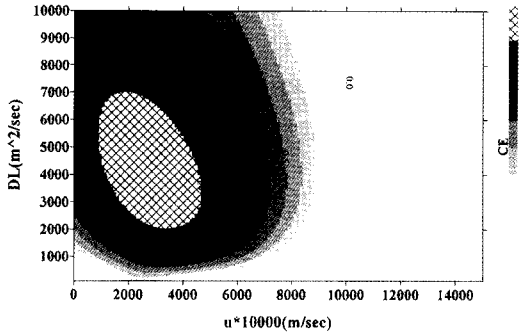


圖 12 德基水庫上游集水區效率係數為評估指標之參數影響值域圖

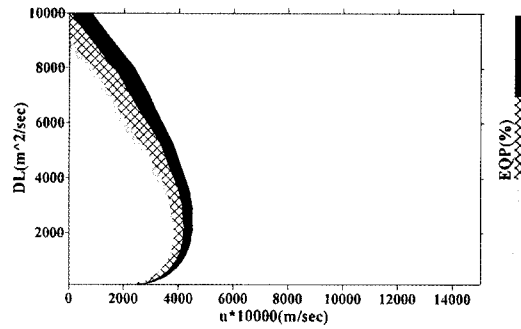


圖 14 德基水庫上游集水區洪峰流量誤差為評估指標之參數影響值域圖

首先以範圍為 $100 \sim 10000 \text{ m}^2/\text{sec}$ 且間距為 $10 \text{ m}^2/\text{sec}$ 之參數 D_L 與範圍為 $0.1 \sim 1.5 \text{ m/sec}$ 且間距為 0.01 m/sec 之參數 u 計算其寬度函數之地貌型瞬時單位歷線，且各挑選集水區其中一場颱風為實驗對象(分別為寶橋集水區之傑魯得颱風、橫溪集水區之歐拉颱風、三峽集水區之席斯颱風及德基水庫上游集水區之茱迪颱風)，並藉由前述之效率係數、洪峰時間誤差與洪峰體積誤差作為評斷依據。在效率係數方面，如圖 11 至圖 12 所示， $100 \sim 8000$ 間之 D_L 與 $1.2 \sim 0.2$ 間之 u 可模擬出效率係數較高之降雨-逕流關係。又如圖 13 與圖 14 所示之洪峰流量誤差與二參數間之關係，其可作為模式研析時降低洪峰流量誤差與洪峰時間誤差之重要參考。其中，斜線部份為模式模擬結果較優之區域，

依序向外遞減。

(四) 因寬度函數為本研究所應用模式之重要地文訊息，基於相同之 D_L (1000) 與 u (0.8) 之情況下，而集水區瞬間降下 1mm 有效降雨，探究河網寬度函數對地貌型瞬時單位歷線 (GIUH) 之影響，其結果如圖 15 所示。首先，就不同面積尺度而言，由圖中可知橫溪集水區 (53.6 平方公里) 之 GIUH 逕流延時較德基水庫集水區 (417.4 平方公里) 為短，且其洪峰值明顯較德基水庫集水區為大，此與一般降雨-逕流概念相符合。再者，就不同河川網路架構而言，比較圖中之寶橋集水區 (110 平方公里) 與三峽集水區 (129 平方公里) 之 GIUH 發現，面積大小相近之集水區雖於峰值及延時上無顯著差異，而其 GIUH 於型態上確仍有顯著之差異，此即為寬度函數之效

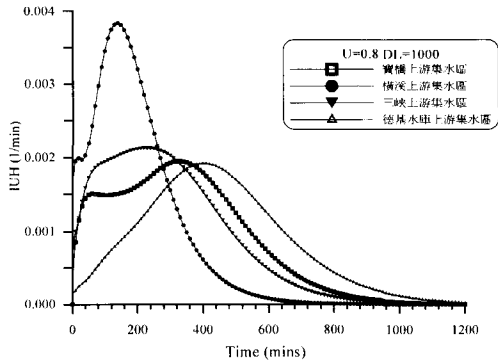


圖 15 寬度函數對地貌型瞬時單位歷線影響示意圖

表 4 寶橋集水區以 SCE 法優選各檢定颱風場次之最佳參數表

項目 颱風	擴散係數 D_L (m^2/sec)	漂移速度 u (m/sec)	目標函 數值
賽洛馬(Thelma)	616	0.39	17.3
琳恩(Lynn)	4220	0.38	71.2
黛特(Dot)	898	0.90	49.1
道格(Doug)	324	0.33	24.5
葛拉斯(Gladys)	905	0.85	90.4
平均值	1393	0.57	

表 5 橫溪集水區以 SCE 法優選各檢定颱風場次之最佳參數表

項目 颱風	擴散係數 D_L (m^2/sec)	漂移速度 u (m/sec)	目標函 數值
貝斯(Bess)	305	0.72	32.8
艾貝(Abby)	2680	0.54	40.4
亞伯(Abe)	453	1.43	64.3
弗瑞達(Fread)	1449	0.63	29.8
道格(Doug)	1267	0.79	15.0
平均值	1230	0.82	

應所致，亦為本模式可反應出地文訊息之一具體驗證。

(五) 模式之檢定部份，由 SCE 參數優選法檢定颱風場次之參數分別列於表 4 至表 7，並取其平均值作為模式驗證之參數，檢定之結果則列於表 8、表 10、表 12 及表 14；其歷線模擬之形狀列舉如圖 16、圖 18、圖 20 與圖 22

表 6 三峽集水區以 SCE 法優選各檢定颱風場次之最佳參數表

項目 颱風	擴散係數 D_L (m^2/sec)	漂移速度 u (m/sec)	目標函 數值
歐敏(Irving)	1721	0.35	25.7
弗雷特(Fred)	2172	0.53	51.5
艾貝(Abby)	2553	0.37	32.7
琳恩(Lynn)	2836	0.26	31.6
弗瑞達(Fread)	2172	0.36	29.8
平均值	1910	0.38	

表 7 德基水庫上游集水區以 SCE 法優選各檢定颱風場次之最佳參數表

項目 颱風	擴散係數 D_L (m^2/sec)	漂移速度 u (m/sec)	目標函 數值
畢莉(Bellie)	4616	0.46	26.3
愛美(Amy)	4124	0.36	22.0
葛萊拉(Clara)	4842	0.35	29.2
安迪(Andy)	3814	0.56	54.1
艾貝(Abby)	3022	0.40	31.6
平均值	4089	0.42	

表 8 寶橋集水區颱風事件檢定結果表

項目 颱風	效率係 數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
賽洛馬(Thelma)	0.82	-11.61	1
琳恩(Lynn)	0.88	-12.91	-4
黛特(Dot)	0.80	6.97	-1
道格(Doug)	0.85	-14.27	2
葛拉斯(Gladys)	0.84	-15.51	1

表 9 寶橋集水區颱風事件驗證結果表

項目 颱風	效率係 數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
傑魯得(Gerald)	0.81	-2.96	-4
亞伯(Abe)	0.87	-18.17	-3

表 10 橫溪集水區颱風事件檢定結果表

項目 颱風	效率係 數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
貝斯(Bess)	0.77	-23.24	0
艾貝(Abby)	0.77	-17.67	0
亞伯(Abe)	0.77	4.80	0
弗瑞達(Fread)	0.68	-7.26	0
道格(Doug)	0.79	-18.88	0

表 11 橫溪集水區颶洪事件驗證結果表

項目 颶風	效率係數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
歐拉(Ora)	0.95	15.93	1
琳恩(Lynn)	0.81	-0.13	-1
楊希(Yance)	0.93	-17.16	0

表 12 三峽集水區颶洪事件檢定結果表

項目 颶風	效率係數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
歐敏(Irving)	0.81	-8.91	15
弗雷特(Fred)	0.79	-1.78	2
艾貝(Abby)	0.84	14.89	-1
琳恩(Lynn)	0.95	-8.82	2
弗瑞達(Fread)	0.82	-8.00	2

表 13 三峽集水區颶洪事件驗證結果表

項目 颶風	效率係 數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
莫瑞(Maury)	0.838	-13.99	2
賽洛馬(Thelma)	0.737	-6.47	-1
寶莉(Polly)	0.831	-21.15	2
席斯(Seth)	0.910	-26.10	-3

表 14 德基水庫上游集水區颶洪事件檢定結果表

項目 颶風	效率係 數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
畢莉(Bellie)	0.91	5.06	2
愛美(Amy)	0.82	5.28	0
葛萊拉(Clara)	0.90	10.02	-1
安迪(Andy)	0.93	-1.39	-2
艾貝(Abby)	0.91	7.17	1

表 15 德基水庫上游集水區颶洪事件驗證結果表

項目 颶風	效率係 數 CE	洪峰流量誤 差 EQP(%)	洪峰時間誤 差 ETP(hrs)
薇拉(Vera)	0.79	-15.09	-1
茱迪(Judy)	0.91	10.45	-15
諾瑞斯(Norris)	0.86	-17.47	0
瓊恩(June)	0.84	-7.21	1
歐菲莉(Ofelia)	0.80	-10.12	-6
楊希(Yancy)	0.87	27.62	-2

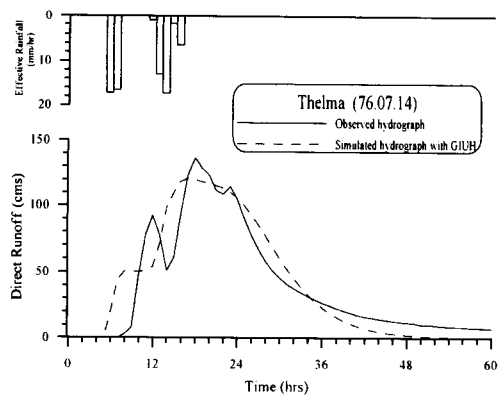


圖 16 寶橋集水區賽洛馬颶洪檢定圖

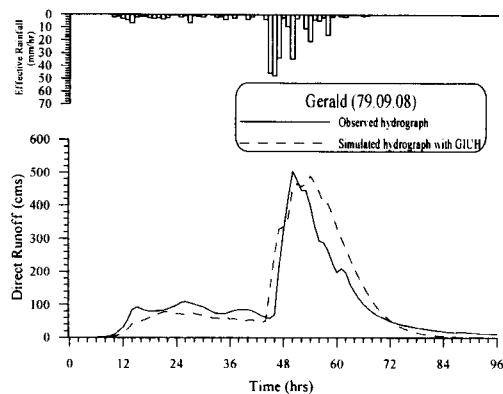


圖 17 寶橋集水區傑魯得颶洪驗證圖

所示，效率係數方面，最佳之颶洪場次為三峽集水區之琳恩(0.95)，最劣場次為橫溪集水區之弗瑞達(0.68)，平均值為 0.8。在洪峰流量誤差方面，最佳之颶洪場次為寶橋集水區之傑魯得(-2.96%)，最劣場次為三峽集水區之席斯(-26.1%)；洪峰時間誤差方面，除了三峽集水區之歐敏(15hrs)，其餘颶洪場次模式於洪峰時間之掌握上皆令人滿意。其中橫溪集水區之表現最佳，在洪峰時間誤差於該集水區 5 場颶洪場次檢定之結果上皆為 0 小時。

(六) 模式之驗證部份，分別列於表 9、表 11、表 13 及表 15，歷線形狀可列舉如圖 17、圖 19、圖 21 與圖 23 所示，在效率係數方面，最佳之颶洪場次為橫溪集水區之歐拉(0.95)，最劣

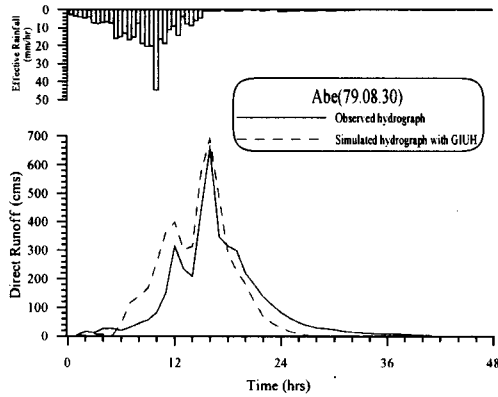


圖 18 橫溪集水區亞伯颱風檢定圖

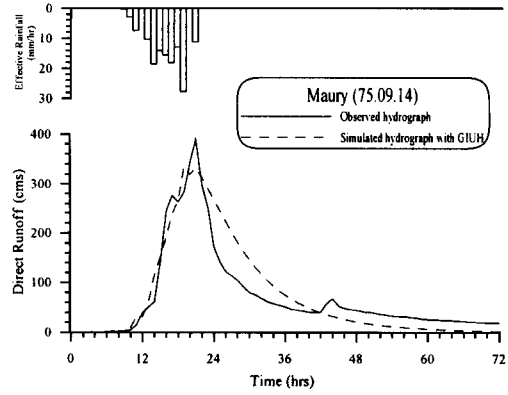


圖 21 三峽集水區莫瑞颱風驗證圖

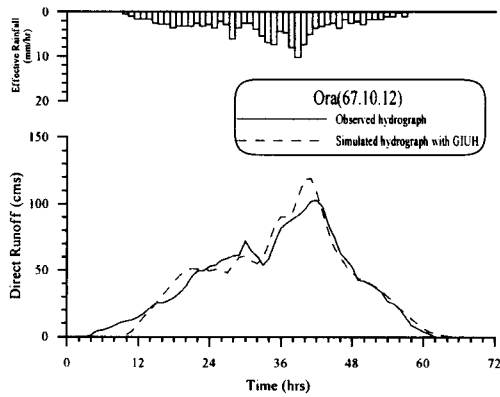


圖 19 橫溪集水區歐拉颱風驗證圖

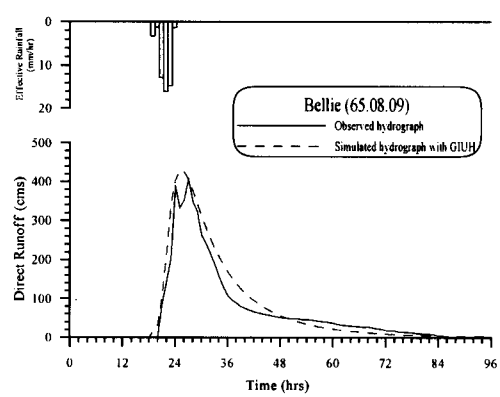


圖 22 德基水庫上游集水區畢莉颱風檢定圖

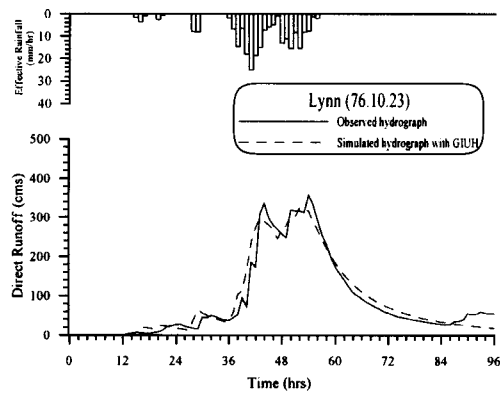


圖 20 三峽集水區琳恩颱風檢定圖

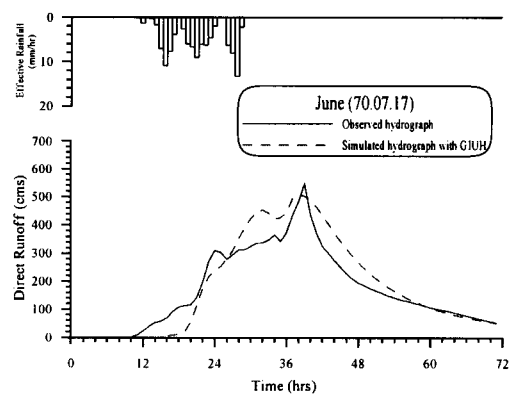


圖 23 德基水庫上游集水區瓊恩颱風驗證圖

場次為三峽集水區之賽洛馬(0.74), 平均值為 0.85。洪峰流量誤差方面, 最佳場次為橫

溪集水區之琳恩(-0.134%), 最劣集水區為德基水庫上游集水區之席斯(27.62%); 洪峰時

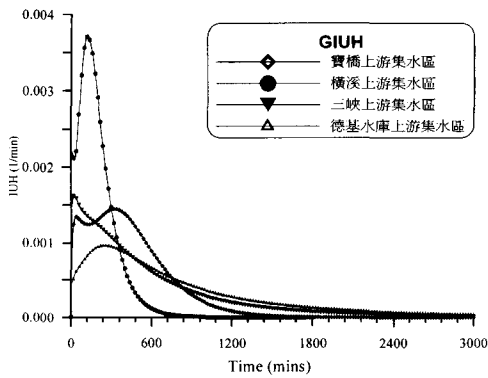


圖 24 四研究集水區之地貌型瞬時單位歷線

間誤差方面，除了德基水庫上游集水區之茱迪(-15 hrs)與歐菲莉(-6 hrs)外，其餘場次尚稱良好。

整體而言，模式於上述四個研究集水區 15 場颱風場次之驗證結果尚令人滿意。

(七) 研究中比較四個研究集水區經參數優選後之最終所決定之 GIUH，如圖 24 所示，並分別說明如下：

1. 寶橋集水區方面，最終決定之參數 u 為 0.57 而 D_L 為 1393。GIUH 具有雙峰之特性，究其原因為集水區地貌特性可適切地反應於寬度函數上，且該集水區存在兩個較大規模之支流匯入系統，因此造成二個明顯峰值，此為本模式特性之一。
2. 橫溪集水區之參數 u 為 0.82， D_L 為 1230。模擬結果呈現出一具高峰值及退水快速之歷線，此乃顯示本研究所研析之 GIUH 可正確地反應出小集水區瞬時單位歷線之特性。
3. 三峽集水區方面，參數 u 為 0.38 而 D_L 為 1910。雖其寬度函數為多峰形態，但因參數 D_L 值較大，模式之擴散效應較傳輸效應為強，亦即集水區之貯蓄效應較大，則寬度函數之效應較不明顯，使得 GIUH 為單峰形態且具有退水緩慢之特性。
4. 德基水庫集水區方面，最終決定之參數 u 為 0.42， D_L 為 4089。從圖 24 中可得知，其為一低峰值且退水相當緩慢之 GIUH，進而可推論該集水區貯蓄效應及地表下逕流更為豐沛，導

致雨水降下後雖立即可反應於地表逕流中，一旦降雨停止，其地表下逕流仍持續緩慢釋出，致使歷線之退水段較長。

5. 經由表 4 至表 7 之比較，參數 u 及 D_L 可以適宜地反應集水區降雨—逕流之特性。即當集水區面積較大時，因為水質點於運動及移動時存在較多之阻抗(如入滲、窪蓄、地下水…等)，造成模式中參數 u 偏小，並且 D_L 偏大，該集水區之 GIUH 則退水顯得緩慢。上述之結果可說明並闡釋 u 與 D_L 二參數之物理意義，惟其與面積等其它地文特性之定率關係則仍有待進一步之研究。

六、結論與建議

(一) 結論

1. 本研究之目的為研析河川網路結構對集水區水文效應之影響，由研究結果得知以河川網路寬度函數確可適切地詮釋集水區之河網結構特性。因寬度函數可視為於集水區發生瞬間降雨之沿河溪距離水質點之初始分布，其相當符合實際情況，故該函數可作為描述集水區降雨—逕流特性之一重要地文因子。研究中，並採用自動化河網萃取方法自 DEM 資料萃取河川網路，證實此方法兼具簡便、快速與具有彈性等特點，亦即自動化河網萃取方法可廣泛且有效地應用於台灣中上游集水區中各類有關地文因子之計算。
2. 在模式核心函數之建立上，本研究將降雨—逕流之機制視為一傳輸問題，並依此建立其通式。而集水區出口之流量則應用集流時間分布予以計算。其次，應用擴散類比法推得集流時間分布，並將其代入本研究所建立之 GIUH 通式中。最後，根據 GIUH 通式中水質點選擇流徑之機率相當於寬度函數之特性，進而建立以寬度函數為主軸之地貌型瞬時單位歷線。本研究以上述學理為基礎，將詮釋集水區地文訊息之寬度函數進一步轉化為表現於集水區中水文與地文特性呈現高度相關性之地貌型瞬時單位歷線，經研究結果顯示，本研究於各個學理之串接上不僅邏輯清楚，且可適用於實際之

集水區中。

3. 在模式核心函數參數之決定上，首先，以參數值域圖形分析法確認各集水區之參數分布範圍，其值因不同集水區而異。其次，以 SCE 參數優選法進行模式之參數優選，經由檢定與驗證結果得知，此方法適用於本模式之參數決定。
4. 本研究研析台灣淡水河流域之寶橋、橫溪與三峽及大甲流域德基水庫上游集水區，檢定之颱風場次共 20 場，驗證之颱風場次共 15 場，所獲得之結果令人滿意。此外，經由進一步比較上述四集水區之寬度函數與地貌型瞬時單位歷線之關係後，得知各集水區之河川網路皆具有其獨特之特性，且河川網路特性於集水區之水文效應上扮演其關鍵性之角色。
5. 本研究以集流時間分布詮釋距出口相同距離之雨滴質點到達集水區出口之時間，且併入擴散係數 D_L 以便有效地模擬地表下逕流等貯蓄效應。研究顯示確實可改善以往地貌型瞬時單位歷線退水模擬較不吻合之缺點。

(二) 建議

1. 本研究已探討集水區河川網路之寬度函數對集水區水文效應之影響，建議今後能深入研究寬度函數並建立各集水區參數 u 及 D_L 與其它地文因子間之關係，期能擴展應用集水區地形圖中之地文資訊以從事水文規劃之目的。
2. 本研究以面積門檻值為 1 之河川網路寬度函數作為模式地文因子之依據，建議今後可進一步研析不同面積門檻值 A_m 對水文推估所造成之影響，以為水文設計上尺度效應之一重要依據。

參考文獻

1. 王如意、易任：《應用水文學》，上、下冊，國立編譯館出版，茂昌圖書公司發行，1990。
2. 王如意、王鵬瑞：「流域河網之碎形分析及其於地貌型逕流模式建構上之應用」，農委會水利科技研究發展計畫－農業水資源經營技術研究計畫報告，民國 87 年 9 月。
3. 王如意、王鵬瑞：「地貌型瞬時單位歷線通式演繹及其應用」，台灣水利，第 44 卷第 2 期，民國 85 年 6 月。
4. 王鵬瑞：「時變性地貌型瞬時單位歷線通式之研究及其應用於上游集水區之逕流量推估」，國立臺灣大學農業工程學研究所碩士論文，民國 84 年 6 月。
5. 李光敦、施匯點、吳英民、楊銘賢：「利用數值高程資料進行集水區逕流模擬(二)」，農業水資源經營技術 88 年度研究計畫成果發表討論會論文集，pp. 215-240，2000。
6. 蔡宜樺：「三角型不規則網格之分布型降雨－逕流模式」，國立臺灣大學農業工程學研究所碩士論文，民國 88 年 6 月。
7. Agnese, C., "Scale Invariance Properties of The Peak of The Width Function in Topologically Random Networks," *Water Resources Research*, 34(6), pp.1571-1583, 1998.
8. Dagan, G., Flow and Transport in Porous Formations, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1989.
9. Fiorentino, M. and P. Claps, "An Entropy-Based Morphological Analysis of River Basin Networks," *Water Resources Research*, 29(4), pp.1215-1224, 1993.
10. Gupta, V. K. and E. Waymire and Wang C. T., "A Representation of an IUH from Geomorphology," *Water Resources Research*, 16(5), pp.885-862, 1980.
11. Gupta, V. K., E. Waymire and Rodriguez-Iturbe I., "On Scale, Gravity and Network Structure in Basin Runoff," In *Scale Problem in Hydrology*, Reidal, Dordrecht, pp.159-184, 1986.
12. Ignacio Rodriguez-Iturbe and Anderea Rinaldo, Fractal River Basin, Cambridge University Press, 1996.
13. "River Tools 2.0 User's Guide," Research Systems, 1999.
14. Rinaldo, A., R. Rigon, and A. Marani, "Geomorphological Dispersion," *Water Resources Research*, 27(4), pp.513-525, 1991.

收稿日期：民國 89 年 11 月 1 日

接受日期：民國 89 年 11 月 24 日