

定率性日流量模式之應用研究

The Application of Deterministic Daily Runoff Modeling

國立臺灣海洋大學河海工程
研究所教授

李光敦

Kwan Tun Lee

國立臺灣海洋大學河海工程
研究所研究生

林怡廷

Yi-Ting Lin

國立臺灣海洋大學河海工程
研究所碩士

吳英民

Ying-Min Wu

摘 要

早期之日流量模式均利用水文紀錄資料，以概念化模式或統計分析方式模擬集水區之降雨逕流過程。然而模式建立過程中須檢定模式參數，在無足夠水文紀錄供模式參數檢定之地區，均無法適當模擬集水區逕流。本研究參考地形指數模式架構 (Beven and Kirkby, 1979)，建立可充分反應集水區地文與水文特性之日流量模式，使其架構能符合實際水文現象，以進行集水區逕流模擬。研究中配合數值高程模式推求地形指數模式中所需之地文因子，並與李等(2000)所發展的參數型日流量模式進行比較。研究過程得知，地形指數模式可減少模式中所需之待參數，並改善原有模式參數物理意義不明顯之缺點。

研究中選取淡水河流域之橫溪集水區為模式應用區域，利用大豹站日雨量與日平均溫度紀錄資料，以及橫溪站日流量紀錄資料，以進行兩模式之降雨逕流模擬比較。研究結果發現，地形指數模式於低流量部份，有較佳的模擬結果；此種以定率性方式進行日流量之推估方法，可供水資源規劃設計之參考應用。

關鍵詞：水域生態系統模式，水庫水質模擬，敏感度分析，優養化，風險評估，動態模式。

ABSTRACT

Conventional approaches for watershed daily flow were usually by conceptual model or statistical analysis methods. In establishing the simulation model, lots of model parameters need to be calibrated. It is therefore inapplicable to watershed with limited hydrologic records. In this study, the framework of TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) is referred. The model can well represent the characteristics of watershed

geomorphology and the hydrologic behavior. The geomorphic parameters of the model can be determined by using a digital elevation model. The model structures of the TOPMODEL and the parametric daily runoff model (Lee et al., 2000) are detail compared. It is found that the physical characteristics of the model parameters in the TOPMODEL are clearer than those in the parametric daily runoff model, and only two parameters in the TOPMODEL need to be calibrated.

The Heng-Chi watershed, which is located in the Tan-Shui River Basin, is adopted for models application. Daily rainfall and temperature records in the Ta-Bao station and discharge record in the Heng-Chi station were collected for model verification. The results show that TOPMODEL has better simulations than the parametric daily runoff model especially in the low-flow periods. The geomorphically-based models established in this study can be applied for planning and design in water resource engineering.

Keywords: Aquatic ecosystem model, Reservoir water quality simulation, Sensitivity analysis, Eutrophication, Risk assessment, Dynamic modeling.

一、前言

集水區降雨逕流關係，是由該集水區之地文特性與水文特性所主控。因此水文模式若能同時考慮集水區地文與水文特性，再配合物理機制連貫整個模式，則模式應能確實掌握集水區內各種逕流情形。水文模式是以數學函數關係來模擬自然界中各種水文機制，因此每一種不同的計算流程與參數使用方式，皆代表該水文模式的不同假設條件與其對自然現象的簡化方式。若以水文模式對自然現象模擬的真實程度來區分，可概略分成三類，即黑盒模式(black-box model)、物理型模式(physically-based model)與參數型模式(parametric model)。黑盒模式係直接以系統參數來控制模式，不考慮模式內部的變化情形，只討論輸入(降雨)與輸出(逕流)之間的關係；物理型模式是以嚴謹的水文學原理來描述每一階段的水文歷程；而參數型水文模式則介於兩者之間，以概念化的水文歷程模擬整個降雨-逕流機制，並使用具有物理意義的水文參數，以控制各階段的水文歷程。至於以統計觀點進行水文模擬的方法，原則是屬於黑盒模式的一種；此類模式是以機率理論(probability theory)或序率(stochastic)之時間序列等統計方式處理模式中的不確定性因

素，與上述以定率(deterministic)觀點分析降雨逕流間因果關係的方法，屬於兩種不同範疇的水文模擬方式。

若以模擬水文事件的期距長短來劃分，水文模擬可區分為日、月或年之長期距連續性模擬(continuous simulation)與分鐘或小時之短期距事件性模擬(event simulation)；由於此兩種水文歷程有不同的水文特性，因此常以不同的模式進行水文模擬。自 Sherman (1932)提出單位歷線理論後，事件性模擬之降雨-逕流模式研究即相繼出現，其中較著名的如 Clark (1945)的時間-面積曲線法(time-area curve method)、Nash (1957)的線性水庫法(linear reservoir method)、Chow and Kulkarni (1971)提出的通用水文系統模式(general hydrologic system model)、菅原正巳(1985)所倡議的水筒模式(tank model)以及 Rodriguez-Iturbe and Valdes (1979)與 Gupta et al. (1980)所推導的地貌瞬時單位歷線理論(geomorphologic instantaneous unit hydrograph theory)等。

關於連續性水文模擬模式之研究則有 Linsley 於 1960 年代發展的史坦福集水區模式(Stanford Watershed Model, 簡稱 SWM; Crawford and Linsley, 1966); Fiering and Jackson (1971)以馬可夫鏈模式(Markov chain model)所進行的水

文模擬。Beven and Kirkby (1979)以集水區地形特性為基礎，推導平衡狀態下之地下水逕流情形，稱之為地形指數模式(Topographic index model, TOPMODEL)；Salas et al. (1980)則提出自回歸-整合-移動平均模式 (autoregressive-integrated-moving average model)進行水文資料之時間序列分析。而菅原正巳(1985)的水筒模式或 Kadoya and Tanakamaru (1988)所提出的長、短期通用逕流模式(long and short terms runoff model)亦可適用於長時距水文模擬。李等(2000)曾利用數值高程模式(digital elevation model, DEM)與遙測影像分析(remote sensing analysis)，推求集水區地文因子與地表覆蓋情形，建立參數型日流量模式以模擬長期距逕流，並以台灣地區五個集水區之水文紀錄資料加以驗證。該參數型日流量模式雖可適切模擬集水區日流量，然而該模式之參數仍無法完全由集水區地文特性所決定。

本研究參考地形指數模式架構，利用地表與飽和含水層間距離之觀念，以數值高程模式推求集水區中各位置點土壤的飽和程度或逕流水深(Quinn et. al., 1991)，建立可適切評估無紀錄地區降雨逕流情形之日流量模式。研究中並與李等(2000)所提出的參數型日流量模式進行分析比較，以評估不同模式架構之逕流模擬精度。

二、地形指數模式

(一) 模式架構

當累積雨量超過入滲容量時，使得飽和含水層之水位逐漸上升；若是水位高達地表，地表土壤即呈現飽和狀態，因此此部份區域將產生地表逕流。Beven and Kirkby (1979)提出的地形指數模式(topographic index model)是藉由集水區地形與土壤特性的關係，推求地表與飽和含水層之間的距離。模式中定義當地表與飽和含水層間之距離為零時，該位置為地表逕流之起點。如圖 1 所示，此地表逕流產生之位置僅分佈於河川周圍之局部飽和區域，而未飽和區域則無地表逕流漫流的現象。如圖 2 所示，地形指數模式劃分逕流貯蓄機制為根系層(root zone)、未飽和含水層(unsaturated zone)與飽和含水層(saturated zone)。藉

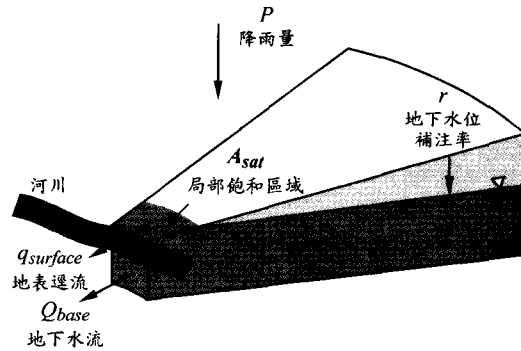


圖 1 地形指數模式示意圖

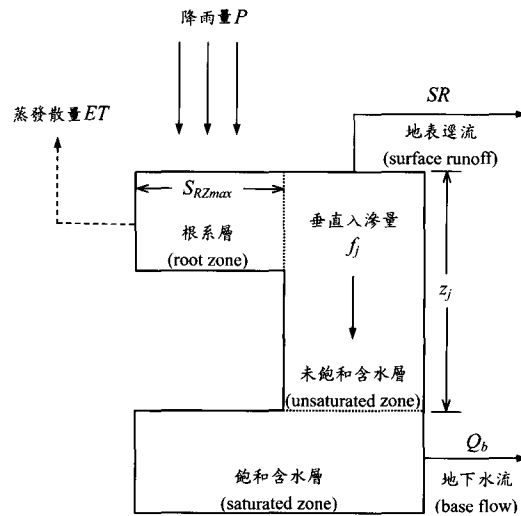


圖 2 地形指數模式架構

由集水區之地形特性以及降雨資料，即可推求得集水區出口處之逕流歷線。

地形指數模式有三個基本假設：(1)飽和含水層的動力現象可近似為連續穩定的狀態(successive steady state)；(2)飽和含水層的水力梯度可近似為局部區域的地表坡度 $\tan \beta$ ；(3)地表下含水層之側向流通係數(transmissivity)的空間分佈與地下水位深度 z 成指數函數關係，此關係可表示為(Beven and Kirkby, 1979)

$$T = T_0 \exp\left(-\frac{z}{m}\right) \dots \dots \dots (1)$$

式中 T_0 為地表飽和情況之土壤側向流通係數 [L^2/T]； z 為局部區域的地下水位深度[L]，亦即

是由地表面至地下水位之距離； m 為係數[L]。

依據上述第(2)個假設條件，集水區中任一位置 j 的地下水流可利用(1)式表示為

$$q_j = T_0 \tan \beta \exp\left(-\frac{z_j}{m}\right) \dots\dots\dots(2)$$

式中 T_0 與 $\tan \beta$ 分別為 j 位置點之側向飽和流通係數與地表坡度。在第(1)個假設條件下，任何時間通過土壤的水流皆為穩定流，因此在空間上具有均質性(homogeneous)的情形下，單位寬度下游坡面的地表下逕流 q_j 可表示為

$$q_j = ra \dots\dots\dots(3)$$

式中 r 為流入地下水位的補注率[L/T]， a 為流經 j 位置點之單位寬度集流面積[L]。

合併第(2)與(3)式，可導出 j 點位置其局部區域地下水位深度 z_j 相對於地形指數 $\ln(a/\tan \beta)$ (topographic index; Beven and Kirkby, 1979)與係數 m 、流通係數及補注率的關係為

$$z_j = -m \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan \beta}\right) \dots\dots\dots(4)$$

若上游集流面積為 A ，則地下水位深度之平均值 \bar{z} 可由(4)式累加再平均為

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \sum_j \left[-m \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan \beta}\right) \right] \dots\dots\dots(5)$$

由於考慮穩定狀況下(steady state)，故補注率 r 與係數 m 可視為常數。而地下水位的補注率 r 不易評估，因此可整理第(4)與(5)式為(Beven, 1986a, b)

$$\bar{z} = z_j - m \left[\gamma - \ln\left(\frac{a}{T_0 \tan \beta}\right) \right] \dots\dots\dots(6)$$

式中 $\ln(a/T_0 \tan \beta)$ 為土壤-地形指數(soil-topographic index; Beven, 1986a; Quinn and Beven, 1993)； γ 為集水區土壤-地形指數之平均值，定義為

$$\gamma = \frac{1}{A} \sum_j \ln\left(\frac{a}{T_0 \tan \beta}\right) \dots\dots\dots(7)$$

因此第(6)式可整理成

$$\frac{\bar{z} - z_j}{m} = \left[\ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \right]_j - \lambda - [\ln(T_0)_j - \ln T_e] \dots\dots(8)$$

式中 λ 為集水區地形指數的平均值，定義為

$$\lambda = \frac{1}{A} \sum_j \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \dots\dots\dots(9)$$

而 T_e 為流通係數平均值，定義為

$$\ln T_e = \frac{1}{A} \sum_j \ln(T_0)_j \dots\dots\dots(10)$$

假設集水區之流通係數 T_0 為常數，則第(8)式可化簡為

$$z_j = \bar{z} - m \left[\ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \right]_j - \lambda \dots\dots\dots(11)$$

集水區中指定位置點之地形指數，可利用數值高程模式推求，因此集水區中地下水位深度的空間分佈即可求得。當局部區域土壤水份達到飽和，上式之 z_j 可能呈現負值，表示該區域將產生漫地流，此漫地流量匯集至集水區出口處即成為地表逕流總量。

研究中根系層貯蓄水份量 S_{RZ} ，可以水文連續方程式表示為

$$S_{RZ}(t+1) = S_{RZ}(t) + P(t+1) \cdot \Delta t - ET(t) \cdot \Delta t \dots\dots(12)$$

式中 S_{RZ} 為根系層貯蓄水份量[L]， t 為時間， P 為降雨量[L/T]；而 ET 為蒸發散量[L/T]。蒸發散量可表示為(Quinn and Beven, 1993)

$$ET(t) = PET(t) \cdot \frac{S_{RZ}(t)}{S_{RZmax}} \dots\dots\dots(13)$$

式中 S_{RZmax} 為根系層之最大容許貯蓄水量(maximum allowable storage)[L]；若根系層貯蓄水份為零，則此時根系層無蒸發散的情況發生。 PET 為勢能蒸發散量[L/T]，可利用 Blaney-Criddle method (Criddle, 1958)求取作物月需水量之方法，代入日平均溫度求得

$$PET(t) = k \cdot T(t) \cdot \frac{P}{100} \cdot 25.4 \dots\dots\dots(14)$$

式中 PET 為 t 時刻單位面積之作物日需水量，單

位為 mm/day ； T 為溫度，以華氏溫度計算； k 為作物需水係數，與作物種類有關； p 為日平均之日照百分率，其值隨不同緯度與月份而不同；而 k 與 p 之值可經查表求得(Viessman and Lewis, 1995)。

當根系層貯蓄水份達到最大容許貯蓄水量 S_{RZmax} ，多餘的水量將貯存於未飽和含水層中，並允許未飽和含水層貯蓄水份垂直入滲至飽和含水層中；而各位置的未飽和含層貯蓄水份量 S_{UZ} 可表示為

$$S_{UZ_j}(t+1) = \begin{cases} S_{UZ_j}(t) + S_{RZ}(t) - S_{RZmax} - f_j(t) \cdot \Delta t - SR(t)_j & , (S_{RZ}(t) - S_{RZmax}) > 0 \\ S_{UZ_j}(t) - f_j(t) \cdot \Delta t - SR(t)_j & , (S_{RZ}(t) - S_{RZmax}) \leq 0 \end{cases} \quad (15)$$

式中 S_{UZ_j} 為 j 位置的根系層貯蓄水份量[L]， t 為時間， f_j 為 j 位置之垂直入滲通量[L/T]；可利用達西通量(Dracian flux)表示為(Beven, 1986a, b)

$$f_j(t) = \alpha K_0 \exp\left(-\frac{z_j(t)}{m}\right) \quad (16)$$

式中 α 為有效垂直水力梯度(effective vertical hydraulic gradient)； $\alpha \equiv 1$ ， K_0 為地表飽和土壤的水力傳導度(saturated conductivity)[L/T]；而地下水的平均補注量為

$$Q_v(t) = \frac{1}{A} \sum_j f_j(t) A_j \quad (17)$$

式中 Q_v 為地下水的平均補注量[L/T]， t 為時間； A_j 為第(16)式中之垂直入滲通量 f_j 的集流面積。

在任何時間內，從飽和含水層流至河川，而匯集至集水區出口處之地下水出流量 Q_b 可表示為

$$Q_b(t) = \frac{1}{A} \sum_k l_k (T_0 \tan \beta)_k \exp\left(-\frac{z_k(t)}{m}\right) \quad (18)$$

式中 Q_b 為地下水出流量[L/T]， t 為時間， l_k 為集水區內第 k 條河川之長度。可利用第(6)式重新整理得

$$Q_b(t) = \frac{1}{A} \sum_k l_k a_k \exp(-\gamma) \exp\left(-\frac{\bar{z}(t)}{m}\right) \quad (19)$$

式中 a_k 為流入第 k 條河川的單位寬度上游集流面積，故

$$\sum_k l_k a_k = A \quad (20)$$

因此地下水出流量與集水區平均地下水位深度 \bar{z} 之關係，可表示為

$$Q_b(t) = Q_0 \exp\left(-\frac{\bar{z}(t)}{m}\right) \quad (21)$$

式中 Q_0 為土壤表面達到飽和的地下水出流量，亦即平均地下水位深度等於零的情況，可表示為(Beven, 1986a, b)

$$Q_0 = \exp(-\gamma) \quad (22)$$

而飽和含水層與地表的距離，即集水區地下水位深度之平均值 \bar{z} 可依水文連續方程式表示為

$$\bar{z}(t+1) = \bar{z}(t) + Q_b(t) \cdot \Delta t - Q_v(t) \cdot \Delta t \quad (23)$$

綜合上述流程，本模式的總逕流量為匯集至集水區出口點的地表逕流量，加上出口點的地下飽和含水層總出流量。由第(21)式之解可得退水歷線對時間的倒數關係為(Beven et al., 1995)

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_0} + \frac{t}{m} \quad (24)$$

故利用(24)式可求得模式中之係數 m ，若已知一地下出流所提供之起始流量，即可由(21)式反推求得地下水位深度平均值 \bar{z} 之起始值。模式中另外兩個參數為地表飽和土壤的水力傳導度 K_0 、根系層之最大容許貯蓄水量 S_{RZmax} ，此二參數則需藉由參數檢定方式而決定其值。

(二) 地表逕流與地表下逕流計算流程

本研究利用(11)式推算出集水區內各位置點之土壤飽和情況，當 z_j 小於或等於零時；表示地表以下土壤呈現飽和狀態，則於 j 點位置將產生地表逕流。而 j 位置的地表逕流量可由下式得知

$$SR_j(t) = \begin{cases} S_{UZj}(t) - z_j(t) & , S_{UZj}(t) > z_j(t) \\ 0 & , S_{UZj}(t) \leq z_j(t) \end{cases} \quad (25)$$

式中 SR_j 為 j 點位置之地表逕流量[L]; t 為時間。

地表逕流至集水區出口所需之時間與逕流路徑有關, 由於地表逕流之匯集可分為漫地流與渠流兩種逕流階段進行; 故 j 位置點之地表逕流沿路徑 L , 流至集水區出口所需時間可表示為

$$t_j = \sum_{g=1}^n \frac{x_g}{V_g} \quad (26)$$

式中 n 為路徑 L 之分段數; x_g 為第 g 段逕流路徑之長度; V_g 為逕流於第 g 段逕流路徑之平均速度, 若該段為漫地流區域, 則以漫地流平均速度 V_o 計算之; 若該段為渠流區域, 則以渠流平均速度 V_c 計算之; 因此可利用上式計算地表逕流至集水區出口處之稽延時間。

研究中配合數值高程模式進行分佈式演算, 首先計算出集水區內各位置之地形指數值; 藉由地形指數模式之逕流貯蓄機制, 進行降雨逕流演算, 即可推求不同時刻各點逕流貯蓄情況。上述之地形指數模式之計算流程可詳述如下:

- (1) 收集集水區地形資料, 利用數值高程模式推求第(9)式之 λ 值;
- (2) 給定一起始地下水位深度之平均值 \bar{z} , 而各位置之地下水位深度 z_j 值可由(11)式得知;
- (3) 將日雨量、及蒸發散資料代入第(12)式, 即可逐時推估根系層之貯蓄水份量; 當其貯蓄水份量高於最大容許貯蓄水量 S_{RZmax} , 則多餘水份($S_{RZ} - S_{RZmax}$)將累加貯存於未飽和含水層中;
- (4) 由(16)式計算出 j 位置未飽和含水層下滲至飽和含水層之垂直入滲量; 而集水區平均入滲量 Q_v 可由(17)式計算得知;
- (5) 各位置未飽和含水層之逐時貯蓄水份量則利用第(15)式推求得;
- (6) 應用第(25)式推求得各點之地表逕流量, 並計算其流至出口處之稽延時間;
- (7) 地下水出流量 Q_b 則以 \bar{z} 代入(21)式得知;

(8) 應用(23)式的水文連續方程式即可推算出下一時刻之 \bar{z} ;

(9) 集水區出口處之總逕流量為經過考慮時間稽延效應之地表逕流量 SR 以及地下水出流量 Q_b 之總和。

三、參數型日流量模式

本研究以李等(1997)之參數型日流量模式為基礎, 修改模式中物理特性較不明顯之公式與參數, 再配合數值高程模式與衛星遙測影像擷取集水區相關地文因子, 以建立更符合物理現象之參數型日流量模式。模式中具有三個逕流貯蓄層—迅速反應層、慢速反應層與地下水層, 以及五個模式待定參數—迅速反應層容量 FRC 、田間容水量 FC 、地表逕流地文參數 GEO 、入滲參數 a 與地下水深層損失係數 CS , 模式理論架構如下。

(一) 迅速反應層

迅速反應層(fast response zone)係指包含截留、地表窪蓄(depression storage)及表土層滯蓄(detention storage)的貯蓄層; 當降水 P (precipitation)到達此層時, 水份會在此層貯留, 稱為迅速反應層貯蓄量 FRS (fast response zone storage), 依水文連續方程式可表示為

$$FRS(t) = P(t) + FRS(t-1) - FET(t-1) - SR(t-1) - TF(t-1) \quad \dots (27)$$

式中 t 表示時間; $FRS(t)$ 為 t 時刻之迅速反應層貯蓄量; $P(t)$ 為 t 時刻之降雨量, 若集水區內有數個雨量站紀錄可供利用, 則利用徐昇氏多邊形法可推求得平均雨量; $FET(t-1)$ 為 $t-1$ 時刻之蒸發散量; $SR(t-1)$ 為 $t-1$ 時刻之地表逕流量; $TF(t-1)$ 為 $t-1$ 時刻之入滲量; 上述各項均以深度表示, 模式架構如圖 3 所示。

由於地面蒸發量與植被蒸散量可合併為蒸發散量一起計算, 因此假設迅速反應層以自由蒸發散形式散失水量, 則(27)式中迅速反應層蒸發散量 $FET(t)$ (fast response zone evapotranspiration) 是以勢能蒸發散量 PET (potential evapotranspira-

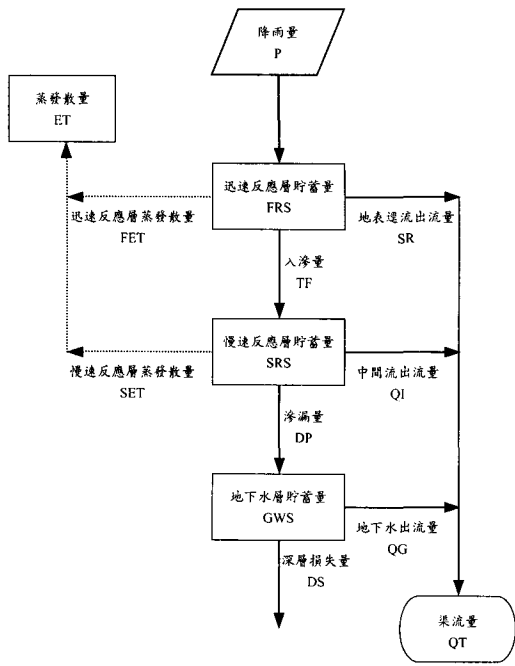


圖 3 參數型日流量模式架構

tion)與迅速反應層貯蓄量 $FRS(t)$ 兩者中較小者而定，亦即

$$FET(t) = \min[PET(t), FRS(t)] \dots\dots\dots(28)$$

第(27)式中之地表逕流出流量 $SR(t)$ 是指迅速反應層貯蓄量 $FRS(t)$ 大於迅速反應層容量 FRC (fast response zone capacity) 時，所產生之直接地表逕流，此時之逕流水深可表示為 $[FRS(t) - FRC]$ 。依曼寧公式可將地表逕流出流量表示為

$$SR(t) = \frac{GEO}{RF} \cdot [FRS(t) - FRC]^2 \cdot \bar{S}^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(29)$$

式中 $SR(t)$ 之因次單位為 $[L/T]$ ； GEO 為地文特性之參數； \bar{S} 為集水區平均坡度，可由數值高程模式推求； RF 為集水區中林地所佔之面積比例 (ratio of forest area)，可由衛星遙測影像資料分析推求。因此本研究是利用集水區平均坡度與林地所佔面積比例，以反應地表特性對地表逕流的影響。

(二) 慢速反應層

慢速反應層 (slow response zone) 中之貯蓄量

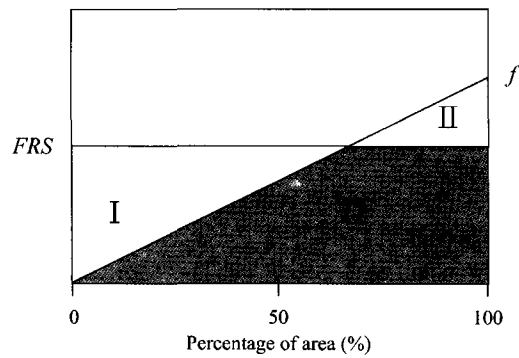


圖 4 迅速反應層入滲量計算方式

SRS (slow response zone storage) 來自於迅速反應層所產生的入滲量 TF ，而出流量則分成本層的蒸發散 SET (slow response zone evapotranspiration)、中間流 QI (interflow) 與深層滲漏 DP (deep percolation) 等三個部份；此貯蓄層連續方程式可表示如下

$$SRS(t) = TF(t) + SRS(t-1) - SET(t-1) - QI(t-1) - DP(t-1) \dots\dots(30)$$

式中 $SRS(t)$ 為 t 時刻之慢速反應層貯蓄量； $SET(t-1)$ 為 $t-1$ 時刻之慢速反應層蒸發散量； $QI(t-1)$ 為 $t-1$ 時刻之中間流出流量； $DP(t-1)$ 為 $t-1$ 時刻之深層滲漏量；上述各項均以深度表示。

第(30)式中有關入滲量 $TF(t)$ 的計算方式，本研究採用史坦福模式中土壤入滲量於空間上分佈不均之概念，假設土壤入滲能力與面積百分比成線性關係，其方式如圖 4 所示。圖中 FRS 為迅速反應層所能供應入滲之水份， f 為慢速反應層所能達到之最大入滲能力，而橫軸為集水區面積百分比。圖中 FRS 以下左側標示為 I 之空白部份，表示迅速反應層水份雖能充足供應，然而區域內部份土壤入滲能力甚低，故無入滲情形產生；圖中右側標示為 II 之空白部份，表示區域內土壤入滲能力甚高，但因迅速反應層所能供應之水份有限，所以實際入滲能力應等於迅速反應層所能供應之水份。因此圖中陰影面積即為當時集水區實際入滲量 TF ，其計算方式可表示如下

$$TF(t+1) = \begin{cases} \left[1 - \frac{FRS(t)}{2f(t+1)}\right] \cdot FRS(t) & , f(t+1) > FRS(t) \\ \frac{1}{2}f(t+1) & , f(t+1) \leq FRS(t) \end{cases} \dots\dots\dots(31)$$

使用此方法推求入滲量的優點在於能將土壤入滲特性於空間上分佈不均的情形加以考慮，且上層土壤水份在單一演算時距內，不會完全流至下層，亦能增加模式在進行數值運算時的穩定性(Crawford and Linsley, 1966)。

第(31)式中之土壤入滲能力 $f(t)$ ，可以上一時刻之慢速反應層土壤濕度比 SMR (soil moisture ratio)表示，其關係式為

$$f(t) = \frac{a}{SMR(t-1)} \dots\dots\dots(32)$$

式中 a 為入滲常數，為模式待定之參數； $SMR(t-1)$ 為 $t-1$ 時刻之土壤溼度比；而 t 時刻之土壤溼度比可表示為

$$SMR(t) = \frac{SRS(t)}{FC} \dots\dots\dots(33)$$

式中 FC 為田間容水量(field capacity)，以深度表示。當土壤溼度比愈大，表示土壤愈溼潤，則第(32)式之入滲能力 $f(t)$ 愈小；反之，當土壤溼度比愈小時，表示土壤愈乾燥，而入滲能力 $f(t)$ 愈大。

由於土壤水份含量遞減至凋萎點(wilting point)時，蒸散量會受到明顯的影響(Viessman and Lewis, 1995)。因此慢速反應層所能達到之最大蒸發散量 MET (maximum slow response zone evapotranspiration)可以表示為

$$MET(t) = \begin{cases} PET(t) & , SMR(t) \geq 1.0 \\ PET(t) \cdot SMR(t) & , SMR(t) < 1.0 \end{cases} \dots\dots\dots(34)$$

第(30)式中之慢速反應層蒸發散量 $SET(t)$ ，是以慢速反應層最大蒸發散量 $MET(t)$ 與慢速反應層所能供應蒸發散水份 $SRS(t)$ 兩者中較小者而定，亦即

$$SET(t) = \min[MET(t), SRS(t)] \dots\dots\dots(35)$$

由於本模式是以日為計算單位，地表逕流出流量對退水段歷線的影響並不顯著，因此退水段

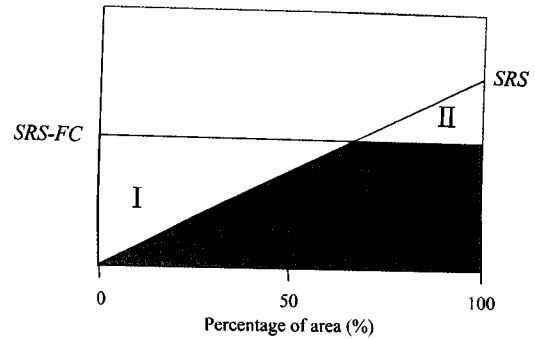


圖 5 慢速反應層深層滲漏量計算方式

歷線可視為中間流與地下水流之總和。若考慮此兩種出流量的退水趨勢並不相同，則可在流量紀錄中對其退水段歷線取半對數軸，藉此推求慢速反應層之退水係數(recession constant) KI 與地下水層之退水係數 KG 。中間流退水係數 KI 為慢速反應層貯蓄量 $SRS(t)$ 之保持率，故 t 時刻滯留於慢速反應層之水量為 $KI \cdot SRS$ ，所以中間流出流量為

$$QI(t) = (1 - KI) \cdot SRS(t) \dots\dots\dots(36)$$

田間容水量為土壤經重力排水後，尚能保存於土壤孔隙間之水份含量，因此當慢速反應層貯蓄量 $SRS(t)$ 超過田間容水量 FC ，水份才會繼續往下滲漏；而貯蓄量少於田間容水量時，水份便會滯留於慢速反應層中。由於貯蓄量在空間分佈上並不具有一致性，因此亦可利用慢速反應層推求入滲量之方式，加以考慮深層滲漏量之特性，亦即假設土壤滲漏能力與面積百分比成線性關係。

如圖 5 所示，慢速反應層貯蓄量扣除田間容水量所剩餘的水份($SRS-FC$)為慢速反應層所能供應滲漏之水量， SRS 為慢速反應層所能達到之最大滲漏能力，橫軸為集水區面積百分比。圖中左側標示為 I 之空白部份，表示($SRS-FC$)之水份雖能充份供應，然而區域內之滲漏能力甚低，故無滲漏量產生；圖中右側標示為 II 之空白部份，表示區域內之滲漏能力甚高，但因慢速反應層所能供應之水份有限，所以實際滲漏能力應等於($SRS-FC$)之水量；因此圖中陰影面積即為當時慢速反應層實際滲漏量 DP ，其計算方式可表示如

下

$$DP(t+1) = \begin{cases} \left[1 - \frac{SRS(t) - FC}{2SRS(t)}\right] \cdot [SRS(t) - FC] & , SRS(t) > FC \\ 0 & , SRS(t) \leq FC \end{cases} \dots\dots\dots(37)$$

因為滲漏量與入滲量之推求方式相同，因此本模式滲漏量的計算方式亦可考慮水份在空間上分佈不均的情形，並可增加模式在進行數值運算時之穩定性(Crawford and Linsley, 1966)。

(三) 地下水層

地下水層(groundwater zone)中之貯蓄量 *GWS* (groundwater zone storage)來自於慢速反應層的深層滲漏量 *DP*，出流量則為地下水流 *QG* (groundwater flow)與流至其他流域之深層損失量 *DS* (deep seepage)；此貯蓄層連續方程式可表示如下

$$GWS(t) = DP(t) + GWS(t-1) - QG(t) - DS(t) \dots\dots\dots(38)$$

式中 *GWS(t)*為 *t* 時刻之地下水層貯蓄量；*QG(t)* 為 *t* 時刻之地下水出流量；*DS(t)*為 *t* 時刻流出此集水區至其他流域之深層損失量；上述各項均以深度表示(如圖 3)。

地下水流出流量的計算方式與中間流出流量類似，由半對數值之紀錄流量中，取其後半段之退水歷線呈直線者，以求得地下水貯蓄層之退水係數 *KG*。因為 *KG* 值的意義為地下水貯蓄量 *GWS(t)*之保持率，故 *t* 時刻滯留於地下水層之水量為 *KG · GWS*，而地下水出流量則可以表示為

$$QG(t) = (1 - KG) \cdot GWS(t) \dots\dots\dots(39)$$

第(38)式之地下水深層損失量 *DS(t)*為集水區深層損失量，可以表示為

$$DS(t) = CS \cdot GWS(t) \dots\dots\dots(40)$$

式中 *CS* 為地下水深層損失係數(coefficient of seepage)，為模式待定之參數。綜合上述流程，*t* 時刻之集水區總出流量 *QT* 為地表逕流出流量(29 式)、中間流出流量(36 式)與地下水出流量(39 式)之總和，可以深度表示為

$$QT(t) = SR(t) + QI(t) + QG(t) \dots\dots\dots(41)$$

由於本模式五個待定參數皆為不易量測之因子，因此研究中利用水文紀錄資料配合參數優選法檢定各參數之最優值。其中迅速反應層容量 *FRC* 與截留、窪蓄、淺層土壤深度與地表覆蓋物有關；田間容水量 *FC* 與深層土壤種類、深度與孔隙比有關；地表逕流地文參數 *GEO* 與地表起伏度、集水區土地利用形態與分佈有關；入滲參數 *a* 與臨前狀況、深層土壤種類與深度有關；地下水深層損失係數 *CS* 則與地下水層土壤種類與地下水洩降面有關。

四、模式比較

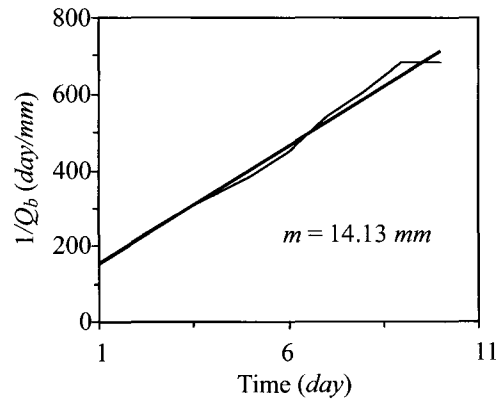
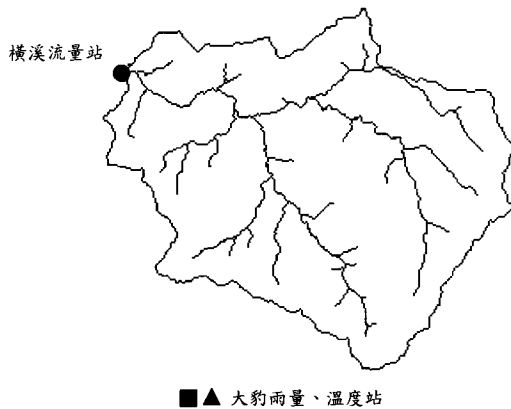
研究中所提出的兩種定率性模式皆具有三個逕流貯蓄機制。在地形指數模式中，降雨首先貯存於根系層，若根系層貯蓄量大於其容許貯蓄水量，則多餘的水份將貯存於未飽和含水層中；並允許一垂直入滲流至飽和含水層，逐漸使地下水位上升。當地下水位抬升至地表面，即地表下土壤達到飽和，則地表將有逕流的情況發生；且地下水持續由飽和含水層中釋出。整個模式的貯蓄機制允許水份由上層往下層遞送，若下層貯蓄達到飽和，則水份可由下層貯蓄機制向上釋出至地表。由於考慮集水區內地形指數之空間分佈，故模式可反應不同位置之逕流情況。模式所需檢定之參數僅水力傳導度 *K₀* 及最大容許貯蓄水量 *S_{RZmax}* 兩項，已大幅減少。

而在參數型日流量模式方面，降雨起先匯集至迅速反應層中，若貯蓄量大於其容量；則由此多餘水份即可求得地表逕流量。而由迅速反應層下滲之入滲量，貯存於慢速反應層；此反應層並允許中間流發生。慢速反應層之滲漏量則貯存於地下水層中；而地下水則由地下水層流出。模式中三個貯蓄層皆允許水份向下層傳遞，卻無法將貯蓄層中多餘水量向上層釋出。模式中利用入滲量與滲漏量的推求方式(如圖 4 與圖 5)，考慮了水份在空間上分佈不均之情況；但模式中之待定參數仍有五項之多。

在工程實際應用上，地形指數模式使用集水區內各位置點之地形指數值；並藉由地形指數之空間分佈，以進行模式分佈式演算，推求不同位

表 1 模溪集水區水文測站基本資料

站名	大豹雨量站	大豹溫度站	橫溪流量站
測站編號	1140P029	1140P029	1140H049
測站位置經度	121°26'	121°26'	121°23'
測站位置緯度	24°48'	24°48'	25°56'
量測平均值	8.88 mm/day	19.21 °C	4.01 m ³ /s
量測值標準偏差	22.41 mm/day	5.18 °C	10.10 m ³ /s



置點的逕流貯蓄情況，真實反應出不同時刻集水區內實際的水文狀況。而參數型日流量模式進行運算時，所需之參數為集水區地文因子平均值；並以整個集水區為模式的計算單位。本研究所建立之地形指數模式改善了原本參數型日流量模式參數物理意義不明確的缺點，及減少了模式中的待定參數；並於模式架構上更符合實際的水文現象，可清楚地反應出集水區降雨逕流情況。

五、模式應用

(一) 模式應用

本研究選用臺灣北部淡水河流域之橫溪集水區為應用區域，該集水區面積為 52.88 km²，主流長度約 14 km。以大豹站之日雨量、大豹站之日平均溫度與橫溪站之日流量紀錄進行研究參數檢定與驗證。模式應用集水區之雨量、溫度與流量站基本資料如表 1 所列，其相關位置如圖 6 所示。

研究中為減省人工地圖作業方式所需之大

量人力，採用 Jenson and Domingo (1988)之方式建立數值高程模式，以推求水文模式所需之地文因子。數值高程模式係利用地理資訊系統理論為基礎，用以推求區域地形之模式。該模式乃是將地形圖上或經由衛星遙測所得之高程資料，以數值化之方式記錄地表三度空間起伏變化之高程資料，以利於計算機之解讀與判釋，並由此推求區域地形之模式。本研究水文模擬所需之地文因子包括：集水區面積、河流長度、集水區平均坡度、及集水區地形指數等，均可藉由數值高程模式計算求得(Lee, 1998)。

研究中利用數值高程模式推求得橫溪集水區內地形指數值之空間分佈，得知地形指數之平均值為 6.32；而集水區之平均坡度為 0.45。利用橫溪集水區非降雨期間之退水流量紀錄，配合(24)式可推求出地形指數模式中之係數 m ；所得結果如圖 7 所示。van der Tak and Bras (1990)曾探討漫地流與渠流流速之關係，研究結果顯示，漫地流流速較渠流流速小數十倍；故研究中參考

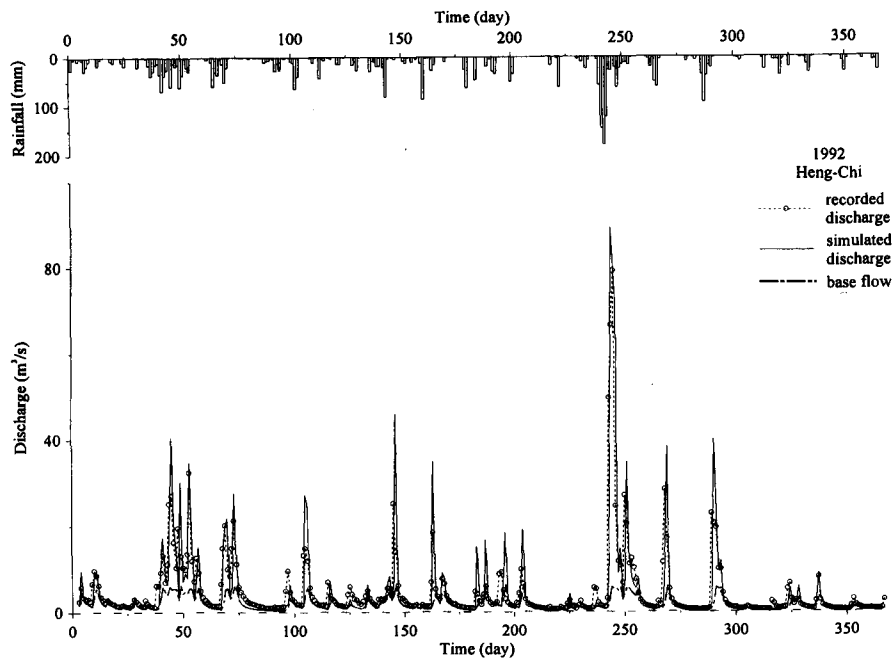


圖 8 地形指數模式之逕流模擬

表 2 地形指數模式參數檢定值

參數名稱 \ 集水區名稱	橫 溪	推估方式
係數 m	14.13 mm	流量歷線推算
地表飽和土壤的水力傳導度 K_0	340 mm/day	檢定
根系層之最大容許貯蓄水量 S_{RZmax}	140 mm	檢定
漫地流流速 V_0	0.1 m/s	指定
渠流流速 V_c	1 m/s	指定

表 3 參數型日流量模式參數檢定值

參數名稱 \ 集水區名稱	橫 溪	推估方式
慢速反應層退水係數 KI	0.84	流量歷線推算
地下水層退水係數 KG	0.94	流量歷線推算
迅速反應層容量 FRC	55 mm	檢定
田間容水量 FC	61 mm	檢定
地表逕流地文參數 GEO	3.6	檢定
入滲參數 a	200 mm	檢定
地下水深層損失係數 CS	0.2	檢定

此等關係，給定漫地流流速 $V_0 = 0.1 \text{ m/s}$ 及渠流流速 $V_c = 1 \text{ m/s}$ 。而參數型日流量模式由於待定參數計有五項之多，故研究中採用有限制的盧森伯優選法(constrained Rosenbrock method)來進行參數檢定。在檢定初期，先進行人工調整參數起始值，待模式達到數值穩定後，再以盧森伯優選法求取可代表集水區地文與水文特性之參數最優值。研究中選取橫溪集水區 1991 年的水文紀錄資料，進行地形指數模式及參數型日流量模式之參數值檢定(表 2 及表 3)；並以 1992 年的水文資料進行逕流模擬；模擬結果如圖 8 及圖 9 所示。

(二) 模式演算結果與討論

如圖 8 及圖 9 所示，地形指數模式及參數型日流量模式於日流量模擬，大致可獲得不錯之結果。由圖 10 與圖 11 之半對數座標圖可以看出，應用地形指數模式在低流量記錄的模擬情形相當良好。然而兩日流量模式模擬對於發生高降雨強度之時刻，均有較明顯的誤差，此是因為長期距逕流模式無法確切掌握地表逕流運行機制所致。

研究中並針對地形指數模式及參數型日流量模式進行參數敏感度分析。分析時在模式參數

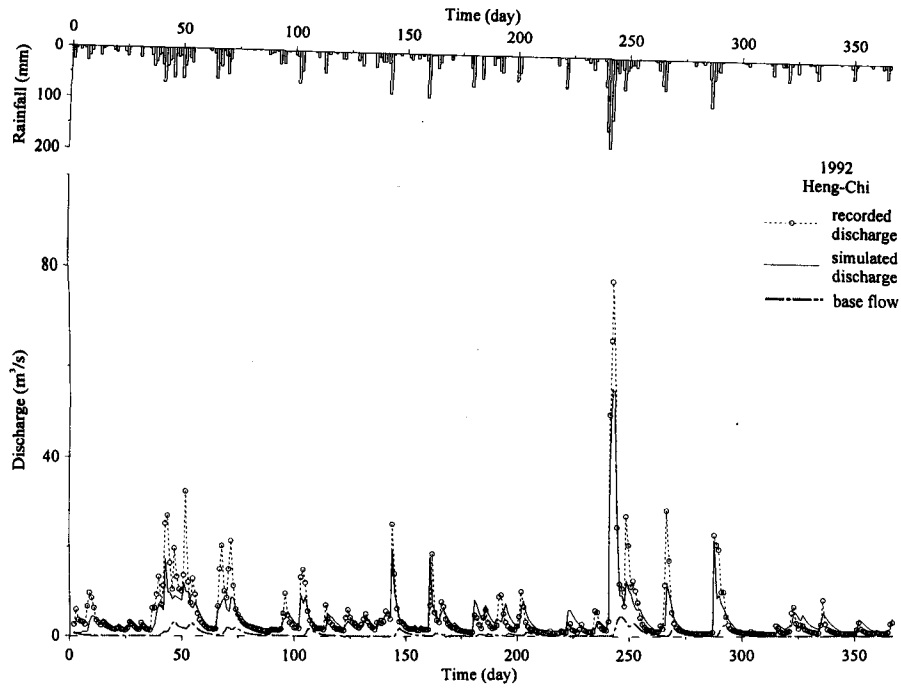


圖 9 參數型日流量模式之逕流模擬

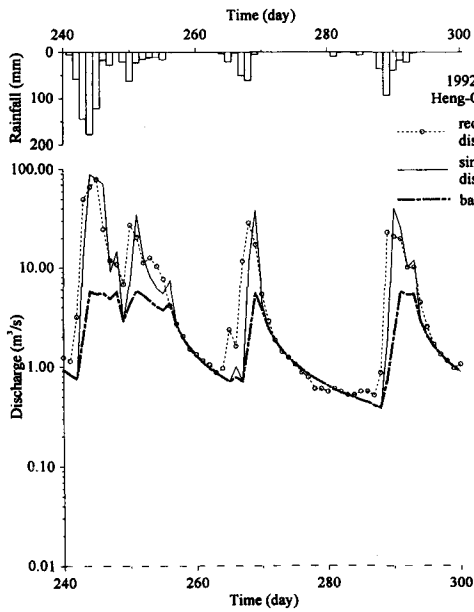


圖 10 地形指數模式之逕流模擬(半對數座標軸)

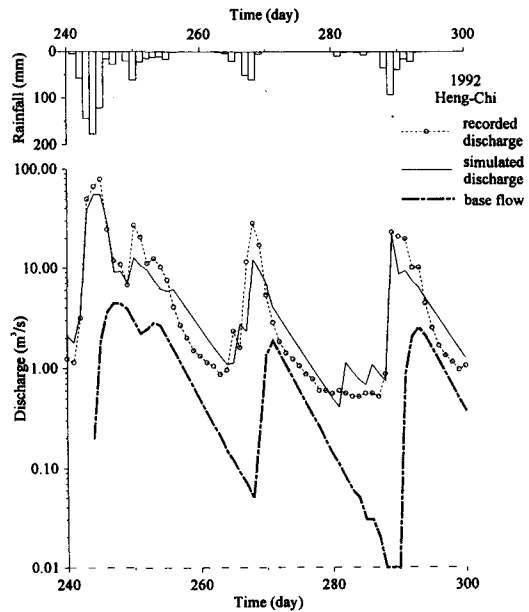


圖 11 參數型日流量模式之逕流模擬(半對數座標軸)

合理範圍內，分別增加或減少其數值 15%，以求取目標函數的變化比例；比較各參數目標函數之變化比例，即可求得模式之參數敏感度。本研究

使用均方根誤差(root mean square error, 簡稱 RMSE)作為目標函數進行分析；結果如表 4 及表 5 所示。地形指數模式之參數值增加或減少

表 4 地形指數模式參數敏感度分析

RMSE 目標函數變化比例(%)		
參數名稱	參數變化比例(%)	
	+15	-15
地表飽和土壤的水力傳導度 K_0 (mm/day)	0.06	0.01
根系層之最大容許貯蓄水量 S_{RZmax} (mm)	-0.09	0.22
漫地流流速 V_o (m/s)	0.00	0.00
渠流流速 V_c (m/s)	0.00	0.00

表 5 參數型日流量模式參數敏感度分析

RMSE 目標函數變化比例(%)		
參數名稱	參數變化比例(%)	
	+15	-15
迅速反應層容量 FRC (mm)	-1.59	-0.10
田間容水量 FC (mm)	0.22	-0.21
地表逕流地文參數 GEO	1.06	1.16
入滲參數 a (mm)	-0.39	0.40
地下水深層損失係數 CS	-0.01	0.10

15%，其影響目標函數的變化比例均不超過 0.3%；尤其參數 V_o 及 V_c 之改變對目標函數之變化均為零，此乃是由於橫溪集水區之面積甚小，其逕流匯集時間甚短，故流速變化在日流量模擬上的影響，無法明顯地表現出來。而在參數型日流量模式中，兩個最敏感參數 FRC (迅速反應層容量) 及 GEO (地表逕流地文參數) 值增減 15%，影響目標函數的變化比例則明顯超過 1%。由敏感度分析結果可知，地形指數模式之待參數相對地具有較好的穩定性。

六、結論

本研究目的為建立以集水區物理特性為基礎的降雨逕流模式，並針對地形指數模式與參數型日流量模式之架構與模擬結果進行比較。研究發現地形指數模式中，待參數計有水力傳導度 K_0 及最大容許貯蓄水量 S_{RZmax} 兩項；相較於參數型日流量模式，已大幅減少模式中之待參數，並改善其參數物理意義不明顯之缺點。

研究中配合數值高程模式，分別擷取集水區之地形指數、平均坡度等，可確實掌握集水區中地形特性，並可減少現地調查所需之人力與時間。本研究並以淡水河流域之橫溪集水區為應用區域，由模擬結果可知，兩模式所推估之模擬流量與紀錄資料有良好的一致性；而尤其應用地形指數模式在低流量記錄的模擬情形相當良好，且模式中參數可充分反應集水區地文特性。因此在取得集水區雨量紀錄與地文因子後，地形指數模式能進行有紀錄或無紀錄地區之逕流模擬，以供水資源工程規劃之參考應用。

謝 誌

本研究承蒙 行政農委會提經費補助 89 科技-1.5-林-62(3-9)及 90 農科-1.4.4-林-R1-3(8)，謹致謝忱。

參考文獻

- 李光敦，吳英民，鄭凱鴻 (2000)。“定率性日流量模式之建立，”農委會專題研究報告，89 科技-1.5-林-62(3-9)。
- 李光敦，劉治中，張進鑫 (1997)。“參數型日流量模式之研究，”臺灣水利，第 45 卷，第 1 期，76-86 頁。
- 菅原正巳 (1985)。“水文水櫃模式分析技術研習會講義，”國立臺灣大學土木工程學研究所。
- Beven, K. J. (1986a). “Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics,” in Adraahms, A. D. (ed.), *Hillslope Processes*, 187-202, Allen and Unwin, Boston.
- Beven, K. J. (1986b). “Runoff production and flood frequency in catchments of order n: an alternative approach,” in Gupta, V. K., Rodriguez-Iturbe, I. and Wood, E. F. (eds.), *Scale Problems in Hydrology*, Reidel, Dordrecht, 107-131.
- Beven, K. J. and Kirkby, M. J. (1979). “A physically based variable contributing area model of basin hydrology,” *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43-69.

- Beven, K. J., Lamb, R., Quinn, P.F., Romanowicz, R. and Freer J. (1995). "TOPMODEL," in Singh, V. P. (ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado, 627-668.
- Chow, V.T., and Kulkandaiswamy, V.C. (1971). "General hydrologic system model," *J. of Hyd. Div., ASCE*, 97(HY6), 202-203.
- Clark, C.O. (1945). "Storage and the unit hydrograph," *Tran., ASCE.*, 110(2261), 1419-1446.
- Crawford, N. H. and Linsley, R. K. (1966). "Digital simulation in hydrology," Stanford Watershed Model IV, Tech. Rept. 39, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, CA.
- Cridle, W.D. (1958). "Methods of computing consumptive use of water," *J. Irrigation and Drainage Div., ASCE*, 84(IR1), 1-27.
- Fiering, M.B., and Jackson, B.B. (1971). "Synthetic stream flow," *American Geophysical Union Water Resources Monograph.*, No.1.
- Gupta, V.K., Waymire, E., and Wang, C.T. (1980). "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology," *Water Resour. Res.*, 16(5), 855-862.
- Jenson, S.K., and Domingue, J.O. (1988). "Extracting Topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis," *Photogrametric Engineering and Remote Sensing*, 54(11), 1593-1600.
- Kadoya, M., and Tanakamaru, H. (1988). "Flood runoff forecasting with long and short terms runoff model," 6th APD Congress, International Association for Hydraulic Research, Kyoto, Japan, 7(20-22).
- Lee, K.T. (1998). "Generating design hydrographs by DEM assisted geomorphic runoff simulation: a case study," *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 34(2), 375-384.
- Nash, J.E. (1957). "The form of instantaneous unit hydrograph," *Intl. Assoc. Sci. Hydrology.*, Pub. 45, 3, 114-121.
- Quinn, P. F. and Beven, K. J. (1993). "Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, mid-Wales," *Hydrol. Process.*, 7, 425-448.
- Quinn, P. F., Beven, K. J., Chevallier, P. and Planchon, O. (1991). "The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models," *Hydrol. Process.*, 5, 59-79.
- Rodriguez-Iturbe, I. and Valdes, J.B. (1979). "The geomorphologic structure of hydrologic response," *Water Resour. Res.*, 15(6), 1409-1420.
- Salas, J.D., Delleur, J.W., Yevjevich, V., and Lane, W.L. (1980). "Applied modeling of hydrologic time series," Water Resour. Pub., Littleton, Colo.
- Sherman, L.K. (1932). "Streamflow from rainfall by the unit-graph method," *Eng. New-Rec.*, 108, 501-505.
- van der Tak, L. D. and Bras, R. L. (1990). "Incorporating hillslope effects into the geomorphologic instantaneous unit hydrology," *Water Resour. Res.*, 26(10), 2393-2400.
- Viessman, W., Jr., and Lewis, G. L. (1995). *Introduction of Hydrology*, 4th ed., Harper-Collins College Publishers, New York.

收稿日期：民國 91 年 11 月 21 日

接受日期：民國 91 年 12 月 13 日