

集水區降雨逕流歷程之連續性模擬

Continuous Simulations for Watershed Rainfall-runoff Processes

國立台灣海洋大學
河海工程學研究所
教授

李光敦*

Kwan Tun Lee

國立台灣海洋大學
河海工程學研究所
研究助理

洪夢秋

Meng-Chiu Hung

國立台灣海洋大學
河海工程學研究所
研究助理

林怡廷

Yi-Ting Lin

國立台灣海洋大學
河海工程學研究所
博士後研究

張進鑫

Chin-Hsin Chang

摘 要

傳統水文模式均祇分別針對長期距流量或是短期距流量進行模擬，因此長期距模式無法模擬颱風暴雨期間流量急遽上升之現象，而短期距模式則無法模擬地下水從土壤含水層緩慢釋出之情形。故本研究建立連續型逕流模式，結合地形指數模式與運動波-地貌瞬時單位歷線模式，以進行日流量模擬與小時流量模擬。研究中並由累積雨量制訂出模式串接標準，銜接日流量模式與小時流量模式，以進行集水區降雨逕流歷程之連續性模擬。因此在無降雨或低降雨強度情況下，可藉由日流量模式模擬集水區地下水流的退水過程；而於高強度集中降雨之颱風時期，則可藉由小時流量模式掌握洪峰流量及尖峰到達時刻。因此本研究所建立之連續型逕流模擬方式，可適切反應出長期距與短期距之集水區逕流現象。

本研究以橫溪集水區為例，利用數值高程模式求得地形指數模式及運動波-地貌瞬時單位歷線模式中所需之地文因子，以進行日流量及颱風流量之模擬。研究中並配合地理資訊系統 ArcView GIS 應用軟體，建立集水區地文與水文資訊查詢系統，將模式操作轉換為視窗化介面，使用者僅須以滑鼠點選集水區河川網路上任一位置點，即可進行該指定位置點以上地文因子之查詢，以及集水區之長、短期距的降雨逕流演算。

關鍵詞：連續性逕流模擬，地形指數模式，運動波-地貌瞬時單位歷線模式，地理資訊系統，日流量模式，小時流量模式。

ABSTRACT

Conventional hydrologic models are usually only applied to long-term or short-term

*通訊作者，國立台灣海洋大學河海工程學系教授，202 基隆市中正區北寧路 2 號，klee@ntou.edu.tw

runoff simulations. Consequently, the long-term runoff model cannot adequately simulate the rapid rising discharge during typhoons, and the short-term runoff model cannot well simulate the runoff slow flowing out of the subsurface stratum. The TOPMODEL and the kinematic-wave based geomorphic IUH model were developed for daily flow and storm runoff simulations, respectively. A criterion was developed with cumulated rainfall to link these two models to form a continuous runoff simulations. The daily runoff model can well simulate the recession process of groundwater during no/low rainfall. While applying hourly simulation model, especially for the predictions of storm peak flow and time to peak, a better performance can be found in hourly-flow simulations. Therefore, the runoff situations of daily flow and storm runoff can be both reflected adequately with the continuous runoff simulations.

The Heng-Chi watershed is adopted for applying the TOPMODEL and the KW-GIUH model for long/short terms runoff simulations. The geomorphic parameters of the watershed were calculated by using a digital elevation model. The continuous runoff simulations were embedded into an ArcView GIS platform to form a geomorphic-hydrologic inquiry system for practical applications. The operation of runoff modeling was then transferred onto a convenient Windows based interface. When using the inquiry system, users can interactively select a location for a subwatershed outlet by simply clicking on the desired point within the watershed stream network, and then the geomorphic factors and runoff calculations can be performed.

Keywords: Continuous runoff simulations, TOPMODEL, Kinematic-wave based geomorphic IUH model, Geographic information system, Daily flow model, Storm event model.

一、前言

台灣地區百分之七十水量均源自於颱風時期之降雨，農業灌溉乃在取用溼季之水量以補旱季之不足，因此如何建立一種可同時考慮長、短期距逕流機制之集水區降雨逕流模擬方式，乃水資源工程規劃之所需。由於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，並配合物理機制連貫整個模式，則該模式即可確實掌握集水區內各種逕流情形。若以模擬水文事件的期距長短來劃分，水文模擬可區分為長期距連續性模擬(continuous simulation)與短期距事件性模擬(event simulation)；長期距水文模擬若以日流量為計算單位，不僅可清楚觀察集水區逕流退水特性，亦可累計日流量為旬流量、月流量

或年流量，以作為水資源分配與管理之依據。至於短期距的水文模式，大多以小時為演算時距進行地表逕流模擬，故可掌握颱風暴雨時期的洪峰流量與尖峰到達時刻。

傳統水文學對於長期距的水文量模擬，常以序率分析方式進行，如 Fiering and Jackson (1971) 的馬可夫鏈模式(Markov chain model)以及 Salas et al. (1980) 的自回歸-整合-移動平均模式 (autoregressive-integrated-moving average model)。然而若以此方式來預測未來的河川流量，需要應用大量長期的水文紀錄進行統計分析工作。近年來由於全球氣候變遷，造成整個水文環境改變，若藉由流量紀錄資料以統計分析方式推估未來流量，則可能因過去的水文資料代表性不足，而無法涵蓋現在或是未來可能發生之逕流情況。有關於日流量之降雨逕流模擬的研究，主要

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), Beven and Kirkby (1979) 以集水區地形特性為基礎, 所推導之地形指數模式 (TOPMODEL), 以及菅原正巳 (1985) 的水筒模式 (tank model) 或 Kadoya and Tanakamaru (1988) 所提出的長、短期通用逕流模式 (long and short terms runoff model)。國內學者李等 (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之逕流情形, 然而此模式之參數仍無法完全由集水區地文特性決定。李等 (2003) 曾參考 Beven and Kirkby (1979) 所提出之地形指數模式架構建立日流量模式, 並與李等 (2000) 之參數型日流量模式進行比較, 發現地形指數模式可減少模式中所需之待參數, 且針對低流量部份有較佳模擬結果。

自 Sherman (1932) 提出單位歷線理論後, 事件性模擬之短時距降雨-逕流模式的研究即相繼出現, 其中較著名之模式, 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 Kulandaiswamy (1971) 提出的通用水文系統模式 (general hydrologic system model), 菅原正巳 (1985) 所倡議之水筒模式以及 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)。國內 Lee and Yen (1997) 則依集水區河川網路特性, 應用運動波理論以解析方式, 推求地貌瞬時單位歷線模式中各階段之水流運行時間, 提出運動波-地貌瞬時單位歷線 (kinematic wave based geomorphic instantaneous unit hydrograph, 簡稱 KW-GIUH)。李等 (2000, 2001, 2002, 2003, 2004) 曾利用運動波-地貌瞬時單位歷線模式, 針對台灣地區 26 個主要流域進行颱風暴雨事件之小時流量模擬, 並獲得不錯的模擬結果。

由前人研究可知, 現有逕流模式大部分僅分別針對長期距 (如地形指數模式) 或短期距 (如運

動波-地貌瞬時單位歷線模式) 之水文現象進行模擬, 而同時包含長期距與短期距之流量模擬的相關研究, 目前仍相當有限。因此本研究選用地形指數模式為日流量模式, 配合適用於台灣地區之運動波-地貌瞬時單位歷線模式為小時流量模式, 並制訂模式銜接機制建立連續型逕流模式, 以進行集水區長、短期距之逕流模擬。研究中並應用地理資訊系統理論, 設計視窗化使用者介面, 建立一便捷的地文與水文資訊查詢系統, 以分析河川之逕流情形。

二、研究方法

本研究所建立之連續型逕流模擬方式, 主要包含以地形指數模式架構所建立的日流量模式, 以及應用運動波-地貌瞬時單位歷線理論所建立的小時流量模式; 其模式架構分別敘述如下。

2.1 地形指數模式

Beven and Kirkby (1979) 藉由集水區地形與土壤特性, 推求地表與飽和含水層之間的距離, 提出地形指數模式 (TOPMODEL)。如圖 1 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); 並定義地表與飽和含水層間之距離為地下水位深度 z_j 。

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; (3) 地表下含水層之水力流通度 (transmissivity) 與地下水位深度 z 成指數遞減關係。本研究主要應用地形指數模式於長時距逕流模擬, 因此應可視飽和含水層的動力現象為連續穩定的狀態。而由於台灣地區上游集水區坡度較大, 因此第 (2) 項假設應可適用。此外, Beven (1986a) 曾針對第 (3) 項假設條件, 利用實測資料進行分析, 求得水力傳導度與地下水位深度為指數遞減之關係。

Beven and Kirkby (1979) 根據前述三項之假設, 推導出集水區任一位置 j 之地下水位深度 z_j 與集水區局部地形之關係為

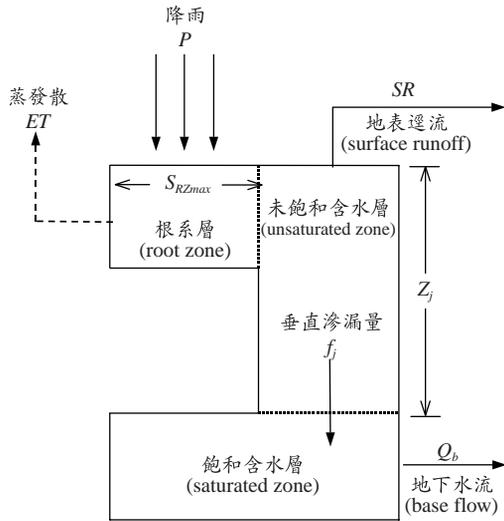


圖 1 地形指數模式架構圖(Beven and Kirkby, 1979)

$$z_j = \bar{z} - m \left[\ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right)_j - \lambda \right] \dots \dots \dots (1)$$

式中 \bar{z} 為地下水位深度之平均值； m 為模式係數，可藉由退水流量紀錄求得； a 與 $\tan \beta$ 為流經 j 位置點之單位寬度集流面積與地表坡度； $\ln(a / \tan \beta)_j$ 為 j 位置點之地形指數， λ 為集水區所有位置點地形指數值之平均。當局部區域土壤水份達到飽和時，即(1)式中之 z_j 小於或等於零，表示該區域產生漫地流，而各位置點之漫地流水量匯集至集水區出口處即成為地表逕流總量。

如圖 1 所示，當降雨落至地表即進入根系層中，並於根系層發生蒸發散機制，其蒸發散量 ET 可表示為(Quinn and Beven, 1993)

$$ET(t) = PET(t) \cdot \frac{S_{RZ}(t)}{S_{RZ \max}} \dots \dots \dots (2)$$

式中 t 為時間， $PET(t)$ 為 t 時刻之勢能蒸發散量，該值可利用 Priestley-Taylor 法 (Priestley and Taylor, 1972) 推求； $S_{RZ}(t)$ 為 t 時刻根系層之水份貯蓄量；而 $S_{RZ \max}$ (maximum allowable storage) 則為根系層之最大容許貯蓄水量。若根系層之儲蓄量大於根系層之最大容許貯蓄量 $S_{RZ \max}$ ，則水份會流至未飽和含水層，並直接滲漏至飽和含水層

中。 j 位置之垂直滲漏通量可利用達西通量 (Darcy flux) 表示為(Beven, 1986a, b)

$$f_j(t) = \alpha K_0 \exp \left(-\frac{z_j(t)}{m} \right) \dots \dots \dots (3)$$

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)；而地下水的平均補注量為

$$Q_v(t) = \frac{1}{A} \sum_j f_j(t) A_j \dots \dots \dots (4)$$

式中 $Q_v(t)$ 為 t 時刻地下水平均補注量； A_j 為(3)式中之垂直入滲通量 f_j 的集流面積。因此 t 時刻由飽和含水層流至河川，並匯集至集水區出口處之地下水出流量 Q_b 可表示為(Beven, 1986a, b)

$$Q_b(t) = K_0 m \exp(-\lambda) \exp \left(-\frac{\bar{z}(t)}{m} \right) \dots \dots \dots (5)$$

地形指數模式中所推求集水區之總逕流量即為地下水流與地表逕流之總和。而飽和含水層與地表的距離，即為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

$$\bar{z}(t+1) = \bar{z}(t) + Q_b(t) \cdot \Delta t - Q_v(t) \cdot \Delta t \dots \dots \dots (6)$$

在進行地形指數模式演算時，需給定第一時刻之平均地下水位深度 \bar{z} ，而往後各時刻平均地下水位深度之計算均可由(6)式求得。當該時刻之平均地下水位深度 \bar{z} 求得後，可藉由(1)式，推求集水區各位置點之地下水位深度。地形指數模式中，係數 m 、地表飽和土壤的水力傳導度 K_0 與根系層之最大容許貯蓄水量 $S_{RZ \max}$ 等三參數，為模式之待定參數，可藉由流量紀錄，以參數檢定方式決定其值。

2.2 運動波-地貌瞬時單位歷線模式

基於 Horton-Strahler 河川級序定律，一個 Ω 級序之集水區可以被區分為數個階段(如圖 2)；當雨滴降落於漫地流區域之後，將循序由低級序河川流往高級序河川，而後逐漸流至集水區出口。若以 x_{oi} 表示 i 級序之漫地流區域，而 x_i 表

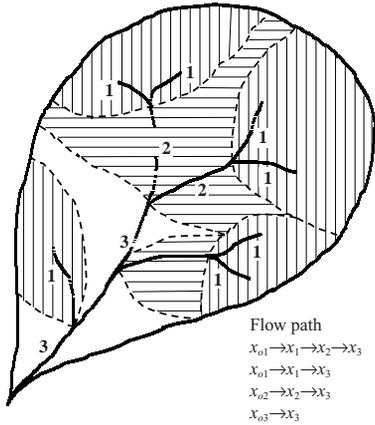


圖 2 集水區逕流路徑示意圖(Lee and Yen, 1997)

示 i 級序之河川，其中 $i=1, 2, \dots, \Omega$ ，則地貌瞬時單位歷 $u(t)$ 可表示為(Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979)

$$u(t) = \sum_{w \in W} \left[f_{x_{oi}}(t) * f_{x_i}(t) * f_{x_j}(t) * \dots * f_{x_{\Omega}}(t) \right]_w \cdot P(w) \quad \dots\dots\dots(7)$$

式中 $P(w)$ 表示雨滴採取某一特定路徑 w 之機率； W 表示所有逕流路徑之集合； $f_{x_j}(t)$ 為水流於 x_i 階段之逕流運行時間機率分佈，Gupta et al. (1980) 假設該機率分佈為指數分佈；Lee and Yen (1997) 利用運動波理論，求得地貌瞬時單位歷線模式中，水流於各階段逕流運行時間指數機率分佈之平均值，其中漫地流平均逕流運行時間可表示為(Wooding, 1965)

$$T_{x_{oi}} = \left(\frac{n_o \bar{L}_{o_i}}{\bar{S}_{o_i}^{1/2} i_e^{m_o - 1}} \right)^{\frac{1}{m_o}} \quad \dots\dots\dots(8)$$

式中 $T_{x_{oi}}$ 為水流於漫地流階段 x_{oi} 之平均逕流運行時間； n_o 為漫地流糙度係數； \bar{L}_{o_i} 為 i 級序漫地流之平均長度； \bar{S}_{o_i} 為 i 級序漫地流之平均坡度； i_e 為集水區有效降雨強度； m_o 為常數(=5/3)。而渠流之平均逕流運行時間則可表示為(Lee and Yen, 1997)

$$T_{x_i} = \frac{B_i}{2i_e \bar{L}_{o_i}} \left[\left(h_{co_i}^{m_c} + \frac{2i_e n_c \bar{L}_{o_i} \bar{L}_{c_i}}{\bar{S}_{c_i}^{1/2} B_i} \right)^{\frac{1}{m_c}} - h_{co_i} \right] \dots\dots(9)$$

式中 T_{x_i} 為水流於渠流階段 x_i 之平均逕流運行時間； n_c 為渠流糙度係數； \bar{L}_{c_i} 為 i 級序渠流之平均長度； \bar{S}_{c_i} 為 i 級序河川之平均坡度； m_c 為常數(=5/3)； h_{co_i} 為 i 級序河川上游入口處水深； B_i 為 i 級序河川之之平均寬度，因為自然河川之寬度大抵由上游往下游遞增，為節省資料收集所需之人力，研究中採用依線性遞減方式推求河川寬度如下(Lee and Yen, 1997)

$$B_i = \frac{B_{\Omega} \sum_{l=1}^i \bar{L}_{c_l}}{\sum_{l=1}^{\Omega} \bar{L}_{c_l}} \quad \dots\dots\dots(10)$$

式中 B_{Ω} 表 Ω 級序之集水區出口處渠寬，為唯一所需收集之河川寬度資料。

因此，利用(7)式之瞬時單位歷線 $u(t)$ ，配合運動波所推求之逕流運行時間(8 式與 9 式)，即可建立運動波-地貌瞬時單位歷線模式，以進行集水區降雨逕流模擬。此運動波-地貌瞬時單位歷線模式中，各級序河川數目、河川長度與坡度、漫地流長度與坡度等地文因子，乃是利用數值高程模式推求而得；集水區出口處河寬則為量測資料；而渠流糙度係數 n_c 以及漫地流糙度係數 n_o ，則須以水文紀錄資料檢定而得。

三、模式應用

3.1 研究集水區概述

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，如圖 3 所示；該集水區面積為 53.938 km²，主流長度約 14 km。研究中採用大豹雨量站之日、時雨量，台北氣象站之日平均溫度，以及橫溪流量站之日、時流量等紀錄，以進行模式參數檢定與逕流模擬驗證。本研究是應用數值高程模式推求研究集水區之地文因子(如表 1)與地形指數值，以做為日流量與小時流量模式之輸入。

3.2 模式參數檢定與驗證

本研究分別針對日流量模式與時流量模式，進行參數檢定與模擬分析。研究中選取橫溪

表 1 橫溪集水區地文因子

級序	河川 數目	次集水區 面積比例	集水區 平均面積	河川 平均長度	漫地流 平均坡度	河川 平均坡度	河川 平均寬度
i	N_i	P_{oA_i}	\bar{A}_i (km ²)	\bar{L}_{C_i} (km)	\bar{S}_{o_i} (m/m)	\bar{S}_{C_i} (m/m)	B_i (m)
1	30	0.586	1.053	0.782	0.4763	0.1288	4.3
2	6	0.268	6.917	3.123	0.4715	0.0573	21.6
3	2	0.063	19.811	1.787	0.3893	0.0119	31.5
4	1	0.083	53.938	5.135	0.3180	0.0076	60.0

河川轉移機率： $P_{x1x2}=0.867$; $P_{x1x3}=0.033$; $P_{x1x4}=0.100$; $P_{x2x3}=0.667$; $P_{x2x4}=0.333$

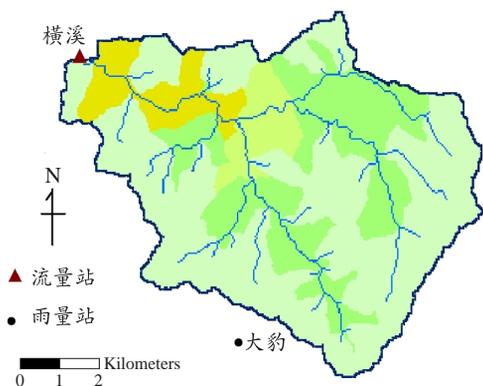


圖 3 橫溪集水區河川網路及測站位置

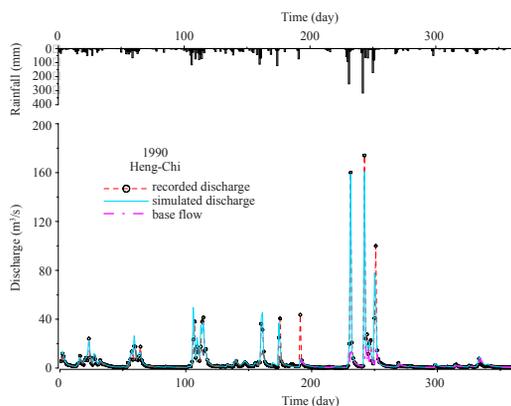


圖 4 橫溪集水區地形指數模式逕流模擬(1990 年)

集水區 1990 年至 1992 年之水文紀錄資料，進行日流量模式參數檢定。利用橫溪集水區非降雨期間之退水段日流量紀錄，推求地形指數模式中係數 m 為 0.024 m；而經水文紀錄資料檢定，可得地表飽和土壤的水力傳導度 K_0 為 1.83×10^{-3} m/s，根系層之最大容許貯蓄水量 S_{RZmax} 則為 0.017 m。圖 4 為橫溪集水區 1990 年之日流量模擬結果，由圖可知地形指數模式於低流量時期可得到良好的模擬結果。然而以 1990 年 8 月 18 日颱風暴雨為例，其日流量紀錄之尖峰流量為 $160 \text{ m}^3/\text{s}$ ，但事實上該場暴雨事件之小時紀錄尖峰流量高達 $492 \text{ m}^3/\text{s}$ ，因此颱風暴雨時期若以日流量模式推估暴雨尖峰流量，將無法針對尖峰流量進行準確模擬。

因此本研究於颱風時期是以小時流量模式進行模擬，研究中應用橫溪集水區近 10 年之小時水文紀錄資料進行運動波-地貌瞬時單位歷線模式之參數檢定，推求得橫溪集水區之漫地流糙

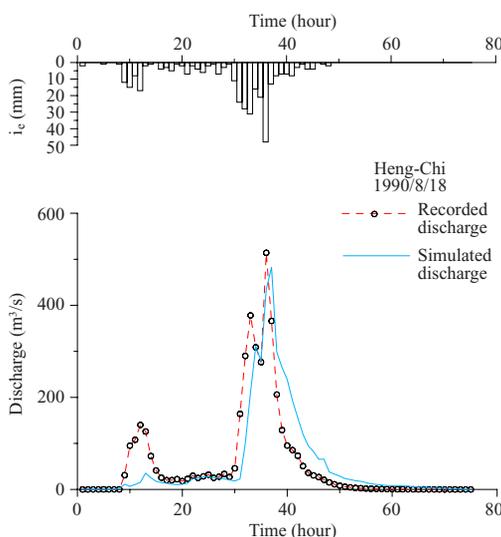


圖 5 橫溪集水區小時流量模式逕流模擬(1990/8/18)

度係數 n_o 為 3，渠流糙度係數 n_c 為 0.05；圖 5 為 1990 年 8 月 18 日之颱風流量模擬結果。由圖

可知運動波-地貌瞬時單位歷線模式可確實掌握高強度降雨時期之逕流機制。因此，由上述日流量與小時流量之模擬結果顯示，無論是地形指數模式的日流量模擬，或是運動波-地貌瞬時單位歷線模式的小時流量模擬，均有良好的模擬結果。

3.3 日流量模式與小時流量模式串接

地形指數模式雖可於平時無降雨或低降雨強度的情況下模擬良好，但較無法掌握颱風期間高強度降雨之逕流機制。因此當發生高強度的集中降雨情況時，需加入運動波-地貌瞬時模式進行小時流量模擬，以進行集水區之連續性逕流模擬。然而在逕流模擬過程中，需制定一銜接標準，以串接日流量模式與小時流量模式之模擬。研究中參考水利署颱風洪時期時雨量檢定標準(台灣省水利局, 1994)，藉由某時間內累積降雨量制訂銜接標準。由於橫溪集水區的集流時間約為 2 至 3 小時，若選用之累積雨量時間過長，則模式進行轉換時，容易錯過颱風時期尖峰流量之模擬；然而若選用累積雨量之時間過短，則因無法考慮臨前降雨之影響，會致使日流量模式太慢切換為小時流量模式。

因此本研究在無降雨時期，是以地形指數模式模擬日流量為主，當降雨發生且連續 3 小時的累積降雨量達到 10 mm，逕流模擬系統則加入運動波-地貌瞬時單位歷線模式，以進行颱風洪流量模擬，此時地形指數日流量模式仍持續進行演算中。當降雨停止 2 天之後，因該場降雨所產生之直接逕流均已流盡至集水區出口處，系統則結束運動波-地貌瞬時單位歷線模式之颱風洪流量模擬，回復到平時之日流量模擬狀態。本研究選取橫溪集水區 1990 至 2000 年內所發生的 27 場颱風洪事件進行分析，以探討所給定之模式銜接機制之適用性。研究中統計該 27 場颱風洪事件發生之 3 小時的累積降雨量，結果如表 2 所示。由表 2 可知，於本研究所給定的 3 小時降雨延時期距內，僅 1990 年 6 月 23 日之暴雨事件未達銜接標準，其餘 26 場颱風洪事件均可達 10 mm 的累積降雨標準；因此本研究所訂定之串接標準，幾乎可涵蓋所有暴雨場次。而由表 2 各種颱風洪事件之小時流

量模式啟動時刻與洪峰流量發生時刻之比較可知，各場次均在洪峰流量發生前已啟動小時流量模式，因此研究中所制訂之長、短期距模式串接標準，可適切轉換為小時流量模式，藉此掌握颱風時期流量遽增之現象。

研究中以 1990 年 8 月 18 日暴雨事件與 1992 年 8 月 27 日暴雨事件為例，進行長、短期逕流模式串接。圖 6 為 1990 年連續型逕流模式之銜接結果，降雨資料顯示 8 月 18 日連續 3 小時之累積降雨量已超過 10 mm，因此加入運動波-地貌瞬時單位歷線小時流量模式，以進行短時距逕流模擬；而降雨結束後小時流量模式停止模擬，繼續以地形指數模式進行日流量模擬。圖 7 則為 1992 年 8 月 27 日暴雨事件之日流量模式與小時流量模式串接逕流模擬結果。由圖 6 及圖 7 可知，在平時無降雨或低降雨強度下，可由日流量模式模擬集水區地下水流的退水過程；而於高強度集中降雨時刻，則可藉由小時流量模式正確掌握洪峰流量及尖峰到達時刻。因此本連續型逕流模式，可適切反應出長期距與短期距之集水區逕流現象。

3.4 模式操作

本研究於建立系統之過程中，因考慮部分計算模組所處理的資料具有空間分佈之特性，故採用 ArcView 8.2 地理資訊系統軟體為此查詢系統之主體。該軟體能夠建立地圖資料和屬性資料，整合數值地圖、CAD 圖檔、遙測資料及掃描影像，並具有查詢、統計分析及展示資料等功能；運用其強大的空間展示能力，配合研究中所建立之連續型逕流模擬，可使查詢系統功能更具效率。

如圖 8 所示，本查詢系統將計算模組分為水文因子計算(GeoFactor)、日流量模擬(TOP-MODEL)及颱風洪流量模擬(KWGIUH)三種模組。各計算模組中之計算流程主要以 Fortran 程式語言進行撰寫，並使用 ArcView 8.2 地理資訊系統軟體與內建之應用開發環境 VBA (Visual Basic for Application)進行系統整合與使用介面之建立，讓使用者僅需用滑鼠點選欲分析之河川網路

表 2 模溪集水區颱風事件水文統計

颱風事件發生日期	3 小時累積降雨(mm)	洪峰流量(m ³ /s)	小時流量模式啓動時刻	洪峰流量發生時刻
1990/06/23	3.8	172		06/24 02:00
1990/08/18	13	492	08/18 09:00	08/19 13:00
1990/08/30	18	668	08/30 02:00	08/30 16:00
1990/09/07	16	290	09/07 03:00	09/07 24:00
1991/06/19	17	233	06/19 15:00	06/20 16:40
1991/06/21	28	130	06/21 14:00	06/21 17:00
1991/08/17	53	126	08/17 06:00	08/18 01:00
1991/09/18	10	134	09/18 09:00	09/18 17:00
1991/09/27	55	48.5	09/27 18:00	09/27 19:00
1992/08/27	15	149	08/27 17:00	08/30 08:00
1993/06/05	16	179	06/05 15:00	06/05 17:00
1994/07/10	12	58.2	07/10 08:00	07/10 23:00
1994/08/07	14	114	08/07 17:00	08/08 13:00
1994/08/23	85	100	08/23 15:00	08/23 16:00
1994/08/31	20	118	08/31 23:00	09/01 14:00
1994/10/09	12	35.1	10/09 03:00	10/10 10:00
1996/07/30	15	243	07/30 21:00	07/31 19:00
1997/06/21	12	86.2	06/21 14:00	06/21 17:00
1997/06/22	21	79.8	06/22 16:00	06/22 23:00
1997/08/17	11	195	08/17 18:00	08/18 10:00
1997/08/28	12	132	08/28 21:00	08/29 13:00
1998/10/04	16	117	10/04 13:00	10/05 05:00
1998/10/15	13	174	10/15 10:00	10/16 09:00
1999/06/17	40	133	06/17 16:00	06/17 18:00
1999/06/18	27	170	06/18 16:00	06/18 18:00
2000/08/23	24	77	08/23 14:00	08/26 14:00
2000/10/31	11	317	10/31 03:00	11/01 06:00

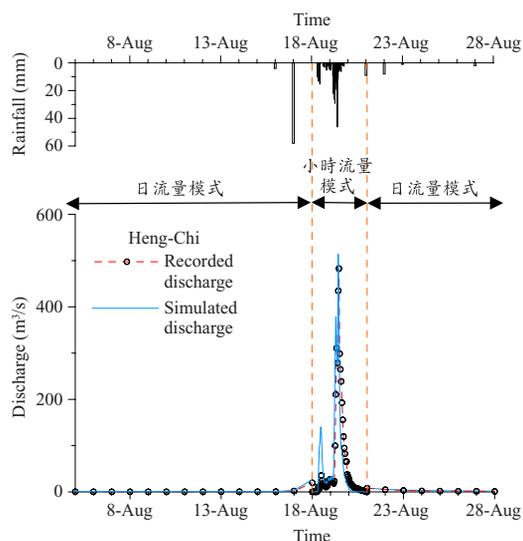


圖 6 長、短期距模式銜接結果(1990/8/18)

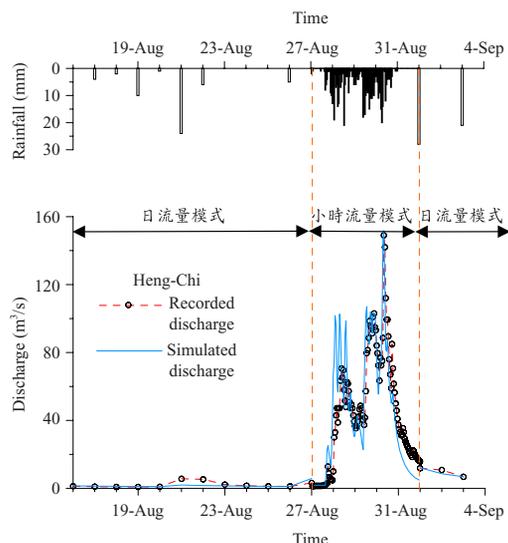


圖 7 長、短期距模式銜接結果(1992/8/27)

四、結 論

本研究所建立之連續型降雨逕流模擬，主要結合以日流量模擬為主之地形指數模式，以及以小時流量模擬為主之運動波-地貌瞬時單位歷線模式。其中地形指數模式僅有兩個待定參數，且模式參數具有良好的穩定性；而運動波-地貌瞬時單位歷線模式可適切反應集水區水文與地文特性對逕流歷線之影響，且所需之地文參數大部分均可由數值高程模式推求而得。研究中以淡水河流域之橫溪集水區為模式應用區域，於無降雨或低降雨強度情況下，以日流量模式進行模擬；而在高降雨強度下，則以小時流量模式進行模擬。模擬結果顯示，此二模式的模擬流量與紀錄流量，均有良好的一致性。本研究以連續三小時降雨超過 10mm 為銜接標準，串接日流量及小時流量模式，建立集水區連續型逕流模擬。此連續型逕流模擬方式結合了日流量模式與小時流量模式之優點，不僅可觀察集水區之長期距流量的退水情況，亦可掌握短期距流量急遽上升的現象。研究中並利用地理資訊系統理論，建構快捷的資訊查詢系統，可進行地文因子查詢與水文模擬工作，以供水資源規劃設計與管理之參考應用。

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, 林怡廷, 吳英民 (2003). “定率性日流量模式之應用研究,” 中國農業工程學報, 第 49 卷, 第 1 期, 9-22。
- 李光敦, 楊銘賢, 鄭璟生, 張進鑫 (2000). “流域整體規劃河川集水區數值地形資訊系統建立(一),” 國立臺灣海洋大學河海工程研究所研究報告, 經濟部水利處水利規劃試驗所委託。
- 李光敦, 楊銘賢, 錢玉珠, 張進鑫, 楊其錚 (2001). “流域整體規劃河川集水區數值地形資訊系統建立(二),” 國立臺灣海洋大學河海工程研究所研究報告, 經濟部水利處水利規劃試驗所委託。

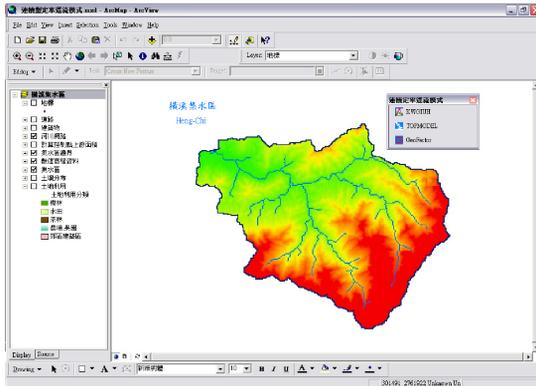


圖 8 連續型定率逕流模式查詢系統介面

上的控制點，即可擷取其上游集水區之地文因子，並於計算執行完畢後顯示地文因子表單與檔案，而後利用地文因子，配合日雨量與時雨量資料，以進行集水區日流量及小時流量模式逕流計算。

當點選地文因子計算按鈕 ，使用者可以滑鼠點選集水區內任一河川網路格點作為計算控制點，亦可於座標輸入對話框中輸入控制點之二度分帶座標，即可進行地文因子計算工作。若欲進行日流量模擬，須先行建立日雨量、日溫度及日流量等水文資料；其中日流量資料為選擇性之水文輸入資料。若於查詢系統中點選日流量模擬按鈕 ，再選取計算控制點，使用者僅需輸入飽和水力傳導度 K_0 、模式係數 m 與根系層最大容許貯蓄水量 S_{RZmax} 等模式參數，並輸入先前已建立之水文資料檔案，即可進行日流量模式之模擬計算。

而在進行颱風流量模擬時，須先建立颱風暴雨事件之時雨量資料檔；而後於查詢系統中選擇小時流量模擬按鈕 ，再指定集水區出口控制點位置，並輸入漫地流糙度係數 n_o 、渠流糙度係數 n_c 與集水區出口位置之河寬 B ，即可進行小時流量之模擬計算。上述日流量模擬或小時流量模擬計算完成後，系統將連結試算表 EXCEL 程式介面顯示模擬結果，包含逕流歷線圖及數值輸出，以利使用者存取模擬結果。

- 李光敦, 楊銘賢, 錢玉珠, 張進鑫, 劉奕良, 鍾逸茹, 林怡廷 (2002). “流域整體規劃河川集水區數值地形資訊系統建立(三),” 國立臺灣海洋大學河海工程研究所研究報告, 經濟部水利處水利規劃試驗所委託。
- 李光敦, 錢玉珠, 張進鑫, 鍾逸茹, 林怡廷, 洪暉樵, 陳耐錦 (2003). “流域整體規劃河川集水區數值地形資訊系統建立(四),” 國立臺灣海洋大學河海工程研究所研究報告, 經濟部水利處水利規劃試驗所委託。
- 李光敦, 錢玉珠, 張進鑫, 鍾逸茹, 陳耐錦, 洪暉樵, 林立峰, 洪夢秋, 廖聿勳 (2004). “流域整體規劃河川集水區數值地形資訊系統建立(五),” 國立臺灣海洋大學河海工程研究所研究報告, 經濟部水利處水利規劃試驗所委託。
- 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。
- 臺灣省水利局 (1994). “水利局水文資料電腦檔使用手冊,”。
- 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.
- Chow, V. T., and Kulandaiswamy, 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.
- 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.
- 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. and Yen, B. C. (1997). “Geomorphology and kinematic-wave based hydrograph derivation,” *J. Hydr. Engrg., ASCE*, 123(1), 73-80.
- Nash, J. E. (1957). “The form of instantaneous unit hydrograph,” *Intl. Assoc. Sci. Hydrology.*, Pub.45, 3, 114-121.
- Priestly, C.H.B.; Taylor, R.J. (1972). “On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters,” *Monthly Weather Rev.*, 100, 81-92.
- 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.
- 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.

Wooding, R. A. (1965). "A hydraulic model for the catchment-stream problem, I. Kinematic-wave theory," *J. Hydrol.*, 3(3), 254-267.

收稿日期：民國 94 年 11 月 15 日

修正日期：民國 95 年 2 月 6 日

接受日期：民國 95 年 2 月 9 日