

序列線性水庫單位歷線模式之逕流生成及其應用

Runoff Generation from Serial Reservoir UH-Based Model and Their Applications

台灣首府大學
休閒設施規劃與管理學系
副教授

鄭士仁*

Shin-jen Cheng

明道大學
綠環境設計學系
副教授

周建明

Chien-ming Chou

明新科技大學
休閒事業管理學系
副教授

洪君伯

Chun-po Hung

經濟部水利署
科長

李如晃

Ju-huang Lee

摘要

台灣地區時常於夏季時候發生大型降雨事件。因此，於因過大降水而導致嚴重洪災之特定地區，降雨－逕流之生成為一重要之工作。本研究主要目的為應用三序列串聯線性水庫模式生成與了解集水區出口之逕流分量。該概念化模式不需事先決定超滲降雨與直接逕流，每個線性水庫皆具有指數型式之獨立反應函數。線性水庫之流出代表降雨－逕流歷程集水區出口分量，其中，地表逕流考慮為快速流，地表下逕流與地下水逕流為慢速流。逕流模擬過程中，應用區塊克利金法計算模式之輸入－平均雨量。1966-2002 年 68 場可用之降雨－逕流事件為本研究之研究樣本。其中，54 個場次應用檢定最佳歷線參數，其亦應用於與那徐模式歷線模擬精度之比較。模式效率則由 14 場降雨－逕流資料驗證之。應用於驗證程序之七個平均參數顯示快速流之瞬時單位歷線形狀較慢速流動更為尖聳，其尖峰到達時間亦較為提前。於降雨－逕流歷程中，快速流尖峰流量遠大於慢速流，快速流之尖峰到達時間亦早於慢速流，而慢速流之歷線基期長於快速流之歷線基期。此外，本研究亦發現：(1)慢速流歷線基期與河川總逕流之基期相同；(2)快速流之歷線基期與臨前土壤濕潤狀態有關；(3)快速逕流量與河川總逕流量呈現正比之關係。研究分析結果顯示本研究所應用之水文模式適用於評估集水區之水文條件，其亦可進一步應用於台灣地區之集水區管理。

關鍵詞：氣候平均半變異圖，區塊克利金，單位歷線，線性水庫，逕流分量。

ABSTRACT

Taiwan frequently experiences heavy rainfall events during the summer. The

*通訊作者，台灣首府大學休閒設施規劃與管理學系副教授，72153 台南縣麻豆鎮南勢里 168 號，sjcheng@tsu.edu.tw

rainfall-runoff regeneration is an important job in specific areas where excessive rainfall causes serious flooding. The primary goal of this study is to generate and understand runoff components of the watershed outlet by using a conceptual model of three linear cascade reservoirs. The conceptual model is needless to determine direct runoff and excess rainfall in advance. Every linear cascade reservoir has an independent response function with an exponential expression. The outflows of the linear reservoirs represent streamflow components of a watershed outlet during rainfall-runoff processes, in which surface runoff is considered as quick runoff, whereas subsurface and groundwater runoffs are slow runoffs. In the simulation process, mean rainfall as model inputs were estimated using the block Kriging method. Available recordings of 68 rainfall-runoff events during 1966-2002 were used as the study sample. Fifty-four events were calibrated to determine the best hydrograph parameters and were used to compare simulation precision resulting from the model with those based on the Nash with NLP. The efficacy of the proposed model was verified using the remaining 14 observed rainfall-runoff data from an actual basin. The seven averaged parameters, which were applied for verification, show that the IUH shape of quick flow is more sharp-pointed with the peak shifted forward than that of slow flow. In rainfall-runoff processes, peak discharge of quick runoff is far larger than that of slow runoff, the time it takes for the peak discharge for a quick flow is earlier than that for a slow runoff, and the base time of a slow flow is longer than that of a quick flow. Furthermore, this study also found: (1) the base time of a slow runoff hydrograph is the same as that of a total runoff hydrograph; (2) the base time of a quick runoff hydrograph is contrariwise to the value of the soil antecedent moisture; (3) an amount of quick runoff is directly proportional to that of total runoff. These analytical results reveal that the model used in this study is suitable to evaluate hydrological conditions in this and other watersheds and can be further applied to watershed management in Taiwan.

Keywords: Climatological mean semivariogram, Block Kriging, Unit hydrograph, Linear cascade reservoir, Runoff component.

一、緒 論

水文循環中，降水落至地表，部分為截流或產生蒸發散作用，其餘則經由地表入滲機制成爲地表逕流、地表下逕流與地下水逕流。最後，所有不同種類之逕流匯集於河川水流而流入海洋。於大型降雨—逕流事件中，河川流量之大部分組成爲地表逕流，地表下逕流與地下水逕流爲其剩餘小部分之組成。大型降雨事件時常造成下游地區高風險洪災之形成，進而威脅該地區居民之生命與財產。超量地表逕流爲許多地區洪災生成之主要原因。依據地表逕流歷線模擬所設計規

劃之水工結構物亦有助於防制洪災災害。因此，水文學者常僅專注於地表逕流之模擬精確。除洪災災害外，因過量超抽地下水導致地層下陷亦爲台灣另一常見之水資源相關問題。研擬地表下逕流與地下水逕流之生成機制可瞭解地表水天然補注量，其亦可進一步地藉由地下水資源之使用與分配，防止地下水超抽。

自從單位歷線理論(IUH) (Sherman, 1932; Nash, 1957)與系統概念(Dooge, 1959)提出後，已經發展出許多以單位歷線爲基礎之推導式。這些常見推導公式有 Clark 瞬時單位歷線數學模式 (Clarke, 1973; Ahmad *et al.*, 2009)、非線性規劃模

式(non-linear programming, NLP) (Mays and Taur, 1982)、地貌型瞬時單位歷線(Jin 1992; Franchini and O'Connell, 1996; Nourani *et al.*, 2009)、貝式方法(Bayesian method) (Rao and Tirtotjondro, 1995)、平行分佈模式(distributed parallel model) (Hsieh and Wang, 1999)與子集水區分割模式(subwatershed divisions) (Agirre *et al.*, 2005)。降雨－逕流歷程之模擬(O'Connell and Todini, 1996; Melone *et al.*, 1998; Geetha *et al.*, 2008; Sohail *et al.*, 2008; Bhadra *et al.*, 2010)與都市化水文效應之評估(Cheng and Wang, 2002; Cheng *et al.*, 2008b; Huang *et al.*, 2008a; Huang *et al.*, 2008b; Kliment and Matoušková, 2009)亦時常應用單位歷線概念。通常，推導自單位歷線理論之降雨－逕流模式僅集中於河川地表逕流量之模擬。僅有少數水文模式(Madsen, 2000; Yue and Hashino, 2000; Hashino *et al.*, 2002; Chen *et al.*, 2003; Lee and Singh, 2005; Zhang and Werner, 2009)可同時模擬地表逕流、地表下逕流與地下水逕流。應用以單位歷線為基礎之水文模式還需事先確定降雨－逕流事件之降雨損失與基流量。

直接逕流與基流量之總和為河川總流量，基流量常於大型降雨－逕流事件視為定值。超滲降雨定義為總降雨與降雨損失(截流、窪蓄、蒸發散與入滲)間之差值。超滲降雨體積及其時間分佈已有許多方法(Horton, 1940; Philip, 1957; Ponce and Hawkins, 1996)可資應用。於地表逕流之精確模擬，各種超滲降雨與基流分離工作有其個別之方法效率。因此，對於選擇合適之分離方法極為困難。此外，以單位歷線為基礎之傳統方法並不考慮臨前土壤濕潤條件。

水文模擬通常視集水區為一系列之串聯水庫。水文串聯方式已應用於概念地描述流域對超滲降雨之響應。簡單之串聯模式並不具備任何物理意義。上游概念化水庫之輸出為下游水庫之輸入，模式行為由兩個參數所控制，如 Nash 模式(Nash 1957)。複雜之串/並聯水庫通常具有許多與集水區特性有關之參數。線性串聯水庫模式已有許多水文方面之實際應用，其包括集水區出口之逕流歷線推估。這些模式利用超滲降雨、貯蓄概

念與貯蓄演算程序等方法演算集水區出口逕流。演算過程同時也應用連續方程式與合適之貯蓄－流量方程式予以預測集水區內逕流之移動。

水文串聯概念模式為本研究之主要工具。瞬時單位歷線之假設(降雨於空間均勻分佈、線性疊加)仍應用於本研究所用之概念化模式。模式架構為三個線性水庫之序列連結。每一線性水庫皆具有一核心函數，該函數為推導自連續方程式與褶合積分之指數型函數。這些指數型函數用以說明降雨－逕流期間線性水庫之貯蓄狀態。線性入流類比於降雨輸入或不同深度含水層間之入滲。逕流量、雨水入滲與滲漏等天然流動則由三個線性水庫不同位置開口所代表之。水庫流出為地表逕流、地表下逕流與地下水逕流。臨前土壤濕潤條件決定於最上層水庫第一個開口之高度。由於模式可直接模擬雨水入滲，超滲降雨與基流分離不需事先決定。此外，模式最上層水庫第一個開口之高度亦能模擬臨前土壤濕潤條件。

研究中，暴雨期間河川逕流量為本研究水文串聯概念化模式之第一個主要應用。為了提供入滲線性行為模擬之可靠證據，線性串聯水庫模式之模擬精度亦與非線性規劃與 Nash 模式之模擬結果作評估比較。逕流量生成、臨前土壤濕潤條件與總逕流歷線間之關係亦討論於本研究。本研究採用區塊克利金法推估模式之輸入－平均雨量。三個線性水庫之每一開口大小以特定參數描述之，且經由優選方法取得這些參數值。優選過程中，三個評估標準與一個多目標函數應用於觀測歷線與模擬歷線之比較。這些經過優選而得之代表性參數正比於開口大小。最後，本研究乃將代表研究集水區特性之七個模式參數應用於集水區出口不同逕流量之討論。

二、區塊克利金法

暴雨變化具有空間與時間之特性。重要雨量測站可考慮為地區降雨變化之空間代表性；因此，權重值可分配於該重要測站，即可精準地估計平均雨量值。應用這些重要雨量測站所推估之面雨量通常可視為該區域之降雨特性。傳統常用之平均雨量推估方法有如徐昇多邊形法等方

法。近年來，區塊克利金法亦常應用於平均雨量計算。該方法具有一空間關係之半變異圖，半變異圖可描述降雨之空間與時間之變化，且可與區塊克利金系統結合，進而決定點或面雨量值。許多學者已應用克利金法於不同領域，如雨量站網設計(Bastin *et al.*, 1984; Cheng *et al.*, 2008a)、半變異圖之決定(Lebel and Bastin, 1985)、降雨空間內插(Goovaerts, 2000; Syed *et al.*, 2003)及降雨之時間-空間內插(Cheng *et al.*, 2007)。

2.1 氣候平均半變異圖

尺度氣候平均半變異圖為一基本半變異圖(Bastin *et al.*, 1984)，該基本半變異圖乃由無因次之降雨資料所計算(Cheng *et al.*, 2007)。實驗半變異圖與尺度氣候平均半變異圖之關係如下所述：

$$\gamma(t, h_{ij}) = \omega(t)\gamma_d^*(h_{ij}, a) = s^2(t)\gamma_d^*(h_{ij}, a) \dots (1)$$

式中， $\gamma(t, h_{ij})$ 定義為雨量測站 x_i 與 x_j 之小時半變異圖(mm²)； h_{ij} 代表任意雨量站 x_i 與 x_j 間之相對距離； $\omega(t)$ 定義為半變異圖時間 t 之閾值(sill)，其為時變性； a 為尺度氣候平均半變異圖之影響半徑(range)，其為非時變性； $s(t)$ 為所有測站降雨量測值於時間 t 之標準偏差(mm)。尺度氣候平均半變異圖可應用下式計算之。

$$\gamma_d^*(h_{ij}, a) = \frac{1}{2T} \sum_{t=1}^T \left\{ \left[\frac{p(t, x_i) - p(t, x_j)}{s(t)} \right]^2 \right\} \dots (2)$$

基本實驗半變異圖可應用式(2)予以計算。因為該半變異圖乃由不連續之點降雨觀測值所計算，其非為空間連續。於克利金法之實際應用，本研究應用次幕理論之半變異圖模式予以取得降雨變化之空間連續性。該次幕模式如下所示：

$$\gamma_d^*(h_{ij}, a) = \omega_0 h_{ij}^a, \quad a < 2 \dots (3)$$

式中， ω_0 定義為尺度氣候平均半變異圖之閾值(sill)。

2.2 區塊克利金系統

克利金法經由已知降雨空間架構一半變異

圖與克利金系統取得各個雨量測站之最佳權重值。克利金系統如下所示：

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \bar{\gamma}(V, x_i), & i = 1, 2, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \dots (4)$$

$$\sigma_K^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \bar{\gamma}(V, x_i) + \mu \dots (5)$$

式中， $\gamma(x_i, x_j)$ 為測站 x_i 與 x_j 之半變異圖(mm²)； $\bar{\gamma}(V, x_i)$ 代表估計區域 V 與測站 x_i 之平均半變異圖； λ_i 為雨量測站權重； σ_K^2 為克利金估計變異數； μ 為 Lagrange's multipliers (mm²)。

2.3 區塊克利推估子

於應用式(4)推估暴雨事件之小時平均雨量前，估計區域 V 必須切割為 M 個格子點。因此，式(4)可重寫如下：

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \gamma(V_m, x_i), & i = 1, 2, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \dots (6)$$

式中， V_m 為估計區域內第 m 格點。克利金法具有最佳線性無偏估估計(Best Linear Unbias Estimation, BLUE)之特性，小時平均雨量 Z_K^* 之推估值為 n 個可用點降雨記錄 $Z(x_i)$ 與其權重值 λ_i 之線性結合。推估值 Z_K^* 之計算方程式如下所示：

$$Z_K^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \dots (7)$$

三、線性串聯水庫模式

本研究所用模式架構為三個線性水庫之序列之連結。這些線性水庫依循水文循環概念，分別地視為獨立系統。線性系統之輸入與輸出類比於逕流分量與入滲等天然流動。褶合積分用以描述獨立系統於輸入輸出間之內部轉換。

3.1 單位歷線與折合積分

單位歷線(Unit Hydrograph, UH)定義為某特定降雨延時之單位有效降雨所形成之直接歷線。實際應用時，藉由單位歷線之線性正比與線性疊加將有效降雨組體圖轉換成洪水歷線。於適當轉換下，單位歷線延時應與降雨組體圖之區間單位相同。若為不同則S歷線可用以改變單位歷線延時，以期與降雨組體圖相同。單位歷線之形狀特性為歷線尖峰與延遲時間(time lag)，其可用以量測逕流於流域之擴散量(amount of runoff diffusion)。坡度較陡流域具有較小之逕流擴散現象，而緩坡集水區可能具有一定之擴散量。擴散行為使得逕流流動具有時間與空間因次。小逕流擴散(less diffusion)意義著歷線形狀較為細長且尖銳，寬扁之歷線形狀則意味著逕流擴散較大(more diffusion)。因此，小/大之逕流擴散反應延遲時間之短/長(Ponce, 1989)。

褶合積分定義為直接逕流於時間 $t - \tau$ 對時間函數輸入 $I(\tau)$ 之響應，其可經由相對脈衝響應積分而得：

$$Q(t) = \int_0^t I(\tau)u(t-\tau)d\tau \dots\dots\dots(8)$$

式中， τ 為啞默變數； $\mu(t - \tau)$ 為集水區核心函數； $I(\tau)$ 為系統之輸入； $Q(t)$ 為系統之輸出函數。

3.2 模式架構及其流動機制

本研究所應用之模式為單輸入與多輸出之集塊降雨-逕流模式。平均雨量為整體模式系統之單一輸入，多輸出為集水區出口之地表逕流、地表下逕流與地下水逕流。地表下逕流可進一步分為快速地表下逕流(rapid subsurface runoff)與緩慢地表下逕流(delayed subsurface runoff)。快速地表下逕流為接近地表土壤層之地表下逕流流動，緩慢地表下逕流則為遠離入滲表面之地表下逕流流動。因此，模式架構為序列串聯之三個線性水庫。圖1為模式架構示意圖。

圖1所示之模式架構，上層水庫有兩個水平開口與一個垂直開口，中層與下層水庫則各有一個水平與垂直開口。三個水庫水平開口大小定義

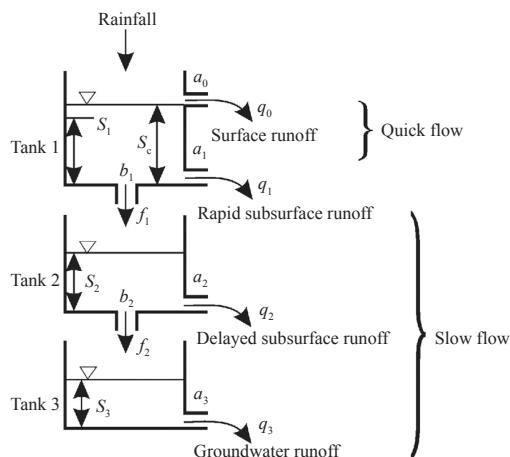


圖1 三序列串聯水庫模式之架構圖

為 a_0 、 a_1 、 a_2 與 a_3 ， b 與 b_2 為上層與中層水庫之垂直開口係數。位於三個水庫底部水平開口之流量 q_1 、 q_2 與 q_3 分別模擬快速地表下逕流、緩慢地表下逕流與地下水逕流。地表逕流之類比意義為距上層水庫底部 S_c 高度之水平開口流量 q_0 。高度 S_c 可描述降雨前之臨前土壤濕潤狀態。入滲量 f_1 為水流自上層水庫垂直開口流至中層水庫。流量 f_2 代表深層土壤之滲漏量，其為自中層水庫垂直開口流至下層水庫之流量。

降雨 r 首先落至上層水庫而開始貯蓄雨水(即 $S_1 > 0$)。此時，快速地表下逕流 q_1 與入滲 f_1 同時產生並流出上層水庫。當上層水庫貯蓄高度高於 S_c 高度時地表逕流 q_0 隨之產生，即 $S_1 > S_c$ 。入滲量 f_1 進入中層水庫而貯蓄，緩慢地表下逕流 q_2 與滲漏 f_2 開始產生($S_2 > 0$)。最後，滲漏 f_2 流入下層水庫，其貯蓄狀態與中層水庫相同，地下水逕流因而產生自下層水庫。

3.3 貯蓄時間函數

依據模式流動機制，逕流分量 q_1 、 q_2 、 q_3 ，入滲 f_1 與滲漏 f_2 為水庫貯蓄高度之時間函數，而地表逕流 q_0 為上層水庫貯蓄高度 S_1 減 S_c 高度之差(當 S_1 大於 S_c)。這些出流量可如下式所示：

$$q_i(t) = a_i S_i(t), \quad i = 1, 2, 3 \quad (\text{mm/hr}) \dots\dots (9)$$

$$f_i(t) = b_i S_i(t), \quad i = 1, 2 \quad (\text{mm/hr}) \dots\dots (10)$$

$$q_0(t) = \begin{cases} a_0[S_1(t) - S_c], & S_1(t) > S_c \\ 0, & S_1(t) \leq S_c \end{cases} \quad (\text{mm/hr}) \dots (11)$$

每一線性水庫皆視為獨立之輸入—輸出系統；因此，其皆滿足連續方程式(式 12)：

$$I(t) - Q(t) = \frac{dS(t)}{dt} \dots (12)$$

藉由連續方程式與折合積分之結合，可獲得特定輸入之貯蓄函數。亦即，單位輸入之瞬時單位歷線。上層水庫之單位輸入為發生於 0 與 Δt 間之降雨輸入，其他時刻為零降雨。 Δt 值視降雨資料記錄間距而定，本研究為 1 小時。因此，瞬時輸入

$I_1(t)$ 等於 $1/\Delta t$ ， $C_1 = a_1 + b_1$ ；上層水庫單位輸入之貯蓄高度(瞬時單位歷線) $S_1(t)$ 可推導如下：

$$S_1(t) = \frac{1}{\Delta t} \frac{(1 - e^{-C_1 t})}{C_1}, \quad 0 < t \leq \Delta t \dots (13)$$

$$S_1(t) = \frac{1}{\Delta t} \frac{(e^{C_1 \Delta t} - 1)e^{-C_1 t}}{C_1}, \quad t > \Delta t \dots (14)$$

同樣地，中層水庫之單位輸入 $I_2(t)$ 為上層水庫之入滲輸出 $f_1(t)$ ，即 $I_2(t) = f_1(t) = b_1 S_1(t)$ ， $C_2 = a_2 + b_2$ ；中層水庫單位輸入之貯蓄高度 $S_2(t)$ 如下所示：

$$S_2(t) = \frac{1}{\Delta t} \frac{b_1}{C_1 C_2} \left[1 + \frac{C_2}{C_1 - C_2} e^{-C_1 t} - \frac{C_1}{C_1 - C_2} e^{-C_2 t} \right], \quad 0 < t < \Delta t \dots (15)$$

$$S_2(t) = \frac{1}{\Delta t} \frac{b_1}{C_1 C_2} \left[\frac{-C_2(e^{C_1 \Delta t} - 1)}{C_1 - C_2} e^{-C_1 t} + \frac{C_1(e^{C_2 \Delta t} - 1)}{C_1 - C_2} e^{-C_2 t} \right], \quad t > \Delta t \dots (16)$$

最後，下層水庫之單位輸入為 $I_3(t) = f_2(t) = b_2 S_2(t)$ 且 $C_3 = a_3$ ；因此，下層水庫貯蓄高度 $S_3(t)$ 之數學表示式為：

$$S_3(t) = \frac{1}{\Delta t} \frac{b_1 b_2}{C_1 C_2 a_3} \left[1 - \frac{C_2 a_3}{(C_1 - C_2)(C_1 - a_3)} e^{-C_1 t} + \frac{C_1 a_3}{(C_1 - C_2)(C_2 - a_3)} e^{-C_2 t} - \frac{C_1 C_2}{(C_1 - a_3)(C_2 - a_3)} e^{-a_3 t} \right], \quad 0 < t \leq \Delta t \dots (17)$$

$$S_3(t) = \frac{1}{\Delta t} \frac{b_1 b_2}{C_1 C_2 a_3} \left[\frac{C_2 a_3 (e^{C_1 \Delta t} - 1)}{(C_1 - C_2)(C_1 - a_3)} e^{-C_1 t} - \frac{C_1 a_3 (e^{C_2 \Delta t} - 1)}{(C_1 - C_2)(C_2 - a_3)} e^{-C_2 t} - \frac{C_1 C_2 (e^{a_3 \Delta t} - 1)}{(C_1 - a_3)(C_2 - a_3)} e^{-a_3 t} \right], \quad t > \Delta t \dots (18)$$

3.4 參數限制

基於水文循環、土壤入滲與逕流生成原理之物理意義，模式參數應予以作如下所示之七個限制：

- (1) $a_0 > a_1$ ：地表逕流量 q_0 應大於快速地表下逕流量 q_1 ；
- (2) $a_1 \geq a_2$ ：快速地表下逕流量 q_1 應大於緩慢地表下逕流量 q_2 ；
- (3) $a_2 > a_3$ ：緩慢地表下逕流量 q_2 應大於地下水逕

流量 q_3 ；

- (4) $b_1 > b_2$ ：來自於上層水庫之入滲量 f_1 應大於來自於中層水庫之滲漏量 f_2 ；
- (5) $1 - (a_0 + a_1 + b_1) \geq 0$ ：上層水庫之三個開口比例和應小於或等於 1；
- (6) $1 - (a_2 + b_2) \geq 0$ ：中層水庫之兩個開口比例和應小於或等於 1；
- (7) $1 - a_3 \geq 0$ ：下層水庫之開口比例應小於或等於 1。

四、與其他類似模式之比較

過去許多水文學者致力於發展以物理現象為基礎之降雨－逕流模式，如 Nash 模式(Nash, 1957)、水筒模式(Sugawara, 1979)、TOPMODEL 模式(Beven and Kirkby, 1979)與概念化模式(Ponce, 1980; Ponce *et al.*, 1997)。一般而言，褶合積分與連續方程式之近似常用於推導以物理現象為基礎之降雨－逕流模式，其亦用於集水區出口逕流之生成。這些概念化水文模式已有許多於水文學之應用。模式推導自特定連結架構之流動機制而應用褶合積分與連續方程式模擬集水區逕流，其統稱為以物理為基礎之逕流模擬(physically-based modelling)。基本上，以物理為基礎之逕流模擬(例如 Nash 模式)，其所採用之資料為降雨與河川水流記錄。除了這些基本降雨－逕流資料外，TOPMODEL 模式整合重要分佈效應－分佈土壤濕潤度(distributed moisture accounting for soil elements within segments of hillslope)及結合流域土壤水貯蓄之平均反應之簡易集塊模式。TOPMODEL 模式亦應用可變逕流貢獻面積(variable contributing area)與河川網路效應之概念。水筒模式之臨前土壤濕潤度決定於結合降雨與蒸發散之一參數(Yue and Hashino, 2000)。本研究， S_0 參數代表臨前土壤濕潤條件，其由優選方法取得適當之值。

以單位歷線為基礎之概念化水文模擬(conceptual UH-based hydrological modelling)通常考慮集水區為線性串聯水庫，用以概念化地描述集水區對超滲降雨之反應。Nash 模式為一簡單串聯模式，即上游水庫之輸出為下游水庫之輸入。Nash 模式僅需檢定兩個參數即可模擬直接逕流。TOPMODEL 之架構確實反應包含地形、入滲率、漫地流速、渠道流速等水文特性之形式及流量與土壤水文特性之量測。快速響應流動(Quick response flow)經由貯蓄/貢獻面積關係(storage/contributing area relationship)獲得，該貯蓄/貢獻面積關係推導自流域單位地形架構(topographic structure of a unit)分析。平均土壤水響應(Average soil water response)代表常數入滲

貯蓄與指數地表下水貯蓄。簡單非線性演算程序相關於河渠網路之連結分佈頻率，其允許模式於流域子單位之建立，如分別模擬河源上游(headwater)與邊坡面積(sideslope area)。TOPMODEL 模式具有漫地流、截流、入滲、地表下水貯蓄與渠道演算等 9 個模式參數需予以檢定。TOPMODEL 模式之變形－TOPURBAN 模式(Valeo and Moin, 2000)則需檢定 4 至 5 個參數。TOPMODEL 模式與及變形已有許多應用於地表下傳輸剖面(subsurface transmissivity profiles, Duan and Miller, 1997)、地表下暴雨流動(subsurface storm flows, Scanlon *et al.*, 2000)與其他研究(Camplung *et al.*, 2002; Freer *et al.*, 2004)。

水筒模式(tank model)首先由 Sugawara (1979, 1995)所推導，其為概念化水筒之一系列串聯。水筒模式中，整個時間期距分成數個子期距，每個子期距皆扮演其重要部分。每個子期距可計算體積與形狀，其應用於相對水筒之調整。水筒模式由兩種不同型式之水筒組成，藉由側邊出流或出流至水筒底部之距離組成線性模式。降雨形成第一個水筒之貯蓄，下一個較低水筒之貯蓄為上層水筒之入滲。每一水筒貯蓄部分經由側邊開口排出流量，部分經由底部開口入滲至下一個較低水筒。經由開口之逕流量與入滲量線性正比於開口水頭。每一水筒代表一特定逕流分量。例如第一個水筒出流為地表逕流分量，第二個水筒出流為中間流，第三個水筒出流代表地下水逕流分量(或基流)。

逕流孔口高度反應逕流過程物理概念，換言之，第一個水筒之入滲現象於降雨開始時立即發生，而地表逕流則延遲一段時間才產生。較低水筒逕流與入滲過程亦類似第一個水筒。因此，側邊開口出流水頭(水筒貯蓄水頭減開口高度)反應個別逕流分量之產生。體積平衡方程式(即連續方程式)考慮於三個水筒組成之水筒模式，第一個水筒之貯蓄來自於降雨，而第二與第三個水筒則來自於第一與第二個水筒之入滲。逕流計算值為每個水筒逕流分量之加總。當逕流計算值(高度單位)乘以流域面積即可獲得流量。出口之逕流與入滲流率線性正比於出口水頭。此外，長

短程水筒模式亦為相同之概念，上層水筒流出(地表逕流)為其貯蓄量之 2/3 次方。水筒模式與其修正模式至少需檢定 8 個參數，其已有許多應用。(Lee and Singh, 1999; Hashino *et al.*, 2002; Chen *et al.*, 2003)。

關於線性水庫串聯概念，亦有兩個水文模式。一為推導自數值擴散理論(theory of numerical diffusion, Ponce, 1980)之線性水庫串聯概念化模式，另一為概念化無因次漫地流模式(conceptual dimensionless overland flow model, Ponce *et al.*, 1997)。線性水庫串聯概念化模式為 Muskingum 演算方程式之特例，該模式藉由非中心之衍生而模擬擴散歷程，其為 synchronous send-asynchronous receive (SSAR)演算方程式之離散型式與線性水庫假設之聯結。因為延伸至線性水庫串聯，模式提供額外參數於逕流模擬。概念化線性水庫串聯模式仍維持系統確認之問題；已知之刺激(降雨)與系統反應(集水區流出)，系統特徵(模式參數)由檢定程序獲得。概念化無因次漫地流模式應用於率定指數(rating exponent)之特定值，該特定值介於 1 與 3 之間。模式中，貯蓄微分方程式(連續方程式)說明漫地流平面之逕流，流出則由質量平衡產生，其乃根據流量－貯蓄關係。流量－貯蓄關係可利用傳統 Horton-Izzard 方法針對率定指數之範圍產生。無因次漫地流歷線之上昇段與退水段由下述率定指數計算：(1)線性水庫， $m = 1$ ，漫地流流速為定值條件；(2) 100% turbulent 蔡司亂流摩擦(turbulent Chezy friction)， $m = 3/2$ ；(3) 100% 曼寧亂流摩擦(turbulent Manning friction)， $m = 5/3$ ；(4) 67%蔡司亂流摩擦(等值於 75%曼寧亂流)， $m = 2$ ；(5) 100%層流(laminar flow)， $m = 3$ 這些概念化漫地流歷線顯示有限之逕流擴散量，其隨著遞減之率定指數而增加，不似於無擴散行為考慮之運動波歷線。

本研究應用之模式架構為線性水庫串聯架構，其較 Nash 模式為複雜。模式有 7 個待檢定參數且其連結架構與水筒模式類似，即三線性水庫序列串聯。模式中，每一線性水庫皆有其獨立且各自之單位歷線表示式以描述不同於 Nash 模式所定義之河川逕流分量。三序列串聯線性水

庫模式不僅可模擬降雨－逕流歷程之快速流與慢速流，其兩者亦有清楚之定義。快速逕流即為地表逕流，慢速逕流則為快速地表下逕流、緩慢地表下逕流與地下水逕流之總和。

傳統 Nash 型式之單位歷線代表河川逕流之直接逕流分量。於模擬直接逕流前，基流與有效降雨組體圖必須事先決定。各種推估有效降雨之分離方法有不同模擬結果。例如，Horton 方程式(Horton, 1940)、Philip 公式(Philip, 1957)與 Green-Ampt 方法(Green and Ampt, 1911)為模擬入滲之非線性模式，推估基流量之簡單方法(Potter, 2001; Ponce and Lindquist, 2007)。根據前述理由，Nash 型式單位歷線不適用於模擬季節或年之連續歷線。(水筒模式與 TOPMODEL 可用於模擬日降雨－逕流事件之模擬，因其將超滲降雨之推估整合於模式中)。本研究所應用之模式可取代傳統單位歷線模式，其單位歷線代表河川總逕流，因此跳脫於確定單位歷線前必須推估直接逕流分量之工作。歷線分離藉由應用轉換空間平均降雨為超滲降雨/有效降雨之線性降雨過濾器。清楚地定義快速逕流為地表逕流與分離慢速逕流為快速地表下逕流、緩慢地表下逕流與地下水逕流。河川逕流之快速與慢速響應分量與超滲降雨對序列線性水庫關係模組相關。三序列線性水庫串聯模式可模擬季節或年之連續歷線(單一事件亦可模擬)。三序列線性水庫串聯模式亦將臨前土壤濕潤度納入模式考量而不需大量水文地文資料即可應用線性水庫各自之單位歷線函數予以模擬快速逕流與慢速逕流分量。

五、參數優選與評估標準

5.1 目標函數

於參數優選進行時，必須配置一目標函數。該目標函數用以最小化模擬值與觀測值間之誤差。本研究採用下列表示式(Ford *et al.*, 1980)為參數優選之目標函數：

$$F_{obj} = \left\{ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T [Q_{obs}(t) - Q_{est}(t)]^2 \cdot W(t) \right\}^{\frac{1}{2}} + \Delta Q_p \dots (19)$$

式中， F_{obj} 為目標函數值； T 為觀測歷線總延時；

$Q_{obs}(t)$ 為逕流歷線於時刻 t 之觀測值； $Q_{est}(t)$ 為逕流歷線於時刻 t 之模擬值； $W(t)$ 代表時刻 t 之權重值，其如下表示：

$$W(t) = \frac{Q_{obs}(t) + \bar{Q}_{obs}}{2\bar{Q}_{obs}} \dots\dots\dots(20)$$

式中， \bar{Q}_{obs} 代表觀測歷線之平均值。 ΔQ_p 定義如下：

$$\Delta Q_p = \begin{cases} \frac{Q_{obs,p} - Q_{est,p}}{D^2}, & Q_{est,p} < Q_{obs,p} \dots\dots(21) \\ 0, & Q_{est,p} \geq Q_{obs,p} \end{cases}$$

式中， $Q_{est,p}$ 與 $Q_{obs,p}$ 分別代表模擬歷線與觀測歷線之尖峰流量； D 為觀測總延時。方程式(19)等號右邊第一項為均方差，第二項為觀測與模擬尖峰流量之誤差。

5.2 評估標準

本研究採用三個標準評估研究集水區降雨－逕流模式之適用性。該評估標準為效率係數 (coefficient of efficiency, CE) (Nash and Sutcliffe 1970)、洪峰誤差 (error of peak discharge, EQ_p) 與洪峰到達時間誤差 (error of the time for peak to arrive, ET_p)。效率係數目前常用於量測水文模式效率 (Nayak *et al.*, 2005)，其與線性迴歸分析之相關係數 (R^2) 類似。一般而言，效率係數值遠小於相關係數值。與相關係數相較之下，效率係數於模式吻合度驗證較優 (Legates and McCabe, 1999)。

洪峰流量與洪峰到達時刻亦為重要之洪水歷線特性。因此，觀測歷線與模擬歷線間之洪峰誤差與洪峰到達時間誤差亦為本研究之檢驗對象之一。洪峰誤差與洪峰到達時間亦常應用於模擬結果之檢驗 (Chen *et al.*, 2003; Moramarco *et al.*, 2005)。三種評估標準分述如下：

(1) 效率係數， CE ，定義如下

$$CE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T [Q_{est}(t) - Q_{obs}(t)]^2}{\sum_{t=1}^T [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}]^2} \dots\dots\dots(22)$$

式中， $Q_{est}(t)$ 為模擬歷線於時刻 t 之流量； $Q_{obs}(t)$ 為觀測歷線於時刻 t 之流量； \bar{Q}_{obs} 代表為觀測流量之平均值。當 CE 值愈趨近於 1 時，表示模擬結果與實際資料愈密合，精確度愈高。

(2) 洪峰流量誤差， $EQ_p(\%)$ ，定義為

$$EQ_p(\%) = \frac{Q_{est,p} - Q_{obs,p}}{Q_{obs,p}} \times 100\% \dots\dots\dots(23)$$

式中， $Q_{est,p}$ 代表模擬歷線洪峰流量； $Q_{obs,p}$ 為觀測歷線洪峰流量。

(3) 洪峰到達時刻誤差， ET_p 定義為

$$ET_p = T_{est,p} - T_{obs,p} \dots\dots\dots(24)$$

式中， $T_{est,p}$ 為模擬歷線洪峰到達時間； $T_{obs,p}$ 為觀測歷線洪峰到達時間。

六、研究集水區

6.1 地理特徵

基隆河為淡水河流域 (圖 2) (淡水河為台灣第三大之河川) 主要河川之一，其發源於台北縣之菁桐山，流經瑞芳鎮、基隆市、汐止市，即流入台北市轄區內，包括內湖、南港、台北市舊市區，最後沿士林、北投南側，在關渡附近與淡水河匯流，主流長 86 公里，流域面積為 501 平方公里，為大台北地區主要河川之一。當其流經台北市轄區內，河床坡度逐漸平緩，河道蜿蜒，為一流況複雜之感潮河川。基隆河流域位於亞熱帶氣候區，冬季時受大陸性冷氣團籠罩，東北季風盛行，寒冷且多地形雨；夏季西南風吹襲，燠熱而時有陣雨。流域內東北部及北部因受東北季風之影響大，其雨量多於南部與西部，長年平均雨量以瑞芳附近為最高，各月雨量平均分配，為台灣其他地區罕見之現象，平均年雨量為 2,865 mm，年平均逕流深度 2,177 mm，平均年逕流係數 0.76。

五堵集水區位於基隆河之中上游 (圖 2 右)，該集水區為本研究探討降雨－逕流模式之產輸－逕流分量特性。五堵集水區大部分為高山型態之透水區域，下游地區為小部分之都市型態不透水區域。亦即颱風暴雨來臨時，貢獻地表逕流之

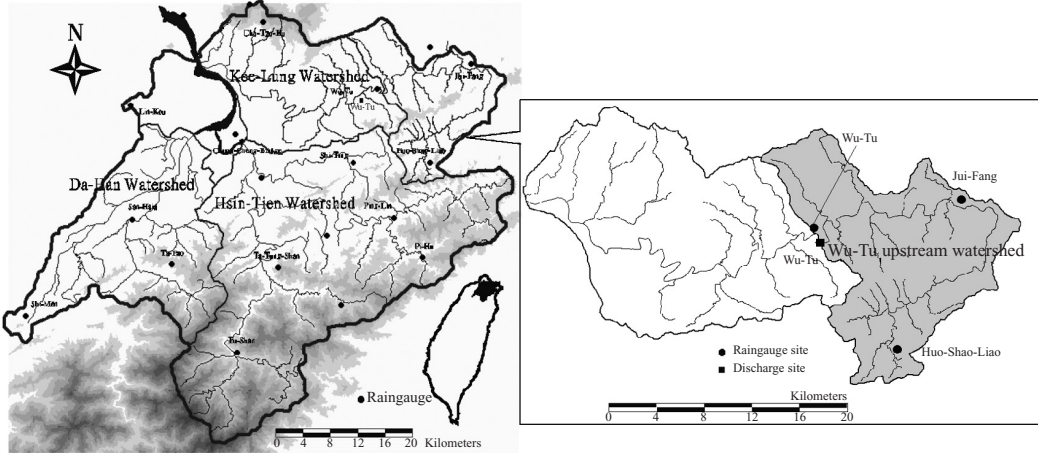


圖 2 淡水河流域與五堵上游集水區位置圖

區域為高山型態之透水地區。五堵上游集水區面積約為 204 km²，其平均年降雨深度與逕流深度分別為 2,865 mm 與 2,177 mm。由於集水區高低不平地形之故，逕流路徑短且深，降雨變化於時間與空間均為非均勻分佈。大量洪水迅速地由中游往下游地區侵襲，進而產生一系列災害。

6.2 水文資料

五堵上游集水區有三個雨量測站(瑞芳、五堵與火燒寮測站)與一個流量測站。該集水區有 68 場發生於 1966 年與 2002 年間之降雨事件可資應用，其中 54 場事件(1966-1996)為參數檢定用，其餘 14 場次(1997-2002)用以驗證檢定參數之適用性。本研究亦採用位於淡水河流域之 14 個雨量測站(包括瑞芳、五堵與火燒寮等測站)分析降雨變化之空間架構(半變異圖)。模式所需之逐時平均雨量，應用理論半變異圖、克利金系統與瑞芳、五堵與火燒寮等 3 個雨量測站予以估算。

七、結果與討論

研究主要目的為藉由逕流歷線之模擬瞭解河川逕流分量間關係。一般，一降雨—逕流事件之河川逕流分量可區分為地表逕流、地表下逕流與地下水逕流。地表下逕流可進一步分離為快速地表下逕流與緩慢地表下逕流。地表逕流即為快速逕流，地表下逕流與地下水逕流總和為慢速逕

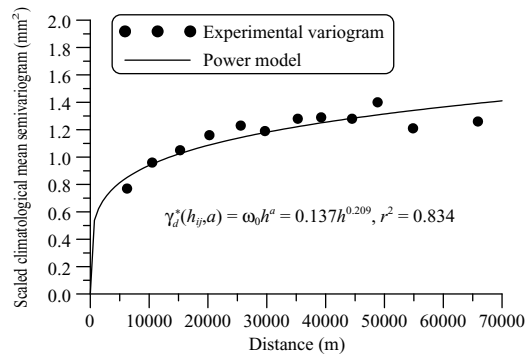


圖 3 五堵集水區尺度氣候平均半變異圖

流。此外，逕流分量與臨前土壤濕潤度間之關係亦為本研究所探討。根據研析結果，模式適用性評估與模擬結果可應用於研究地區水資源規劃之參考。

7.1 逐時平均雨量

逐時半變異圖為時間 t 之函數、等向性、非零之時間平均形式。應用淡水河流域 14 個雨量測站之 68 場案例之尺度氣候平均半變異圖，其次幂模式型式(圖 3)如下所示：

$$\gamma_d^*(h_{ij}, a) = \omega_0 h^a = 0.137 h^{0.209}, R^2 = 0.834 \dots (25)$$

式中， ω_0 為尺度氣候平均半變異圖之尺度參數 (mm²)。每一時刻 t 之變異數 $s^2(t)$ 可由逐時降雨

表 1 三序列線性水庫串聯模式與以非線性規劃降雨輸入 Nash 模式之檢定結果

事件名稱(時間)	三序列線性水庫串聯模式			非線性規劃降雨輸入 Nash 模式		
	CE	EQ _p (%)	ET _p (hrs)	CE	EQ _p (%)	ET _p (hrs)
寇拉 (1966-09-06)	0.97	-1.60	-2	0.99	-0.94	0
艾爾西 (1966-09-13)	0.67	-6.24	-3	0.97	-12.35	1
吉達 (1967-11-16)	0.87	-6.95	-2	0.98	-4.92	0
艾琳 (1968-09-29)	0.91	0.99	-3	0.96	-1.80	-1
暴雨 (1969-09-09)	0.94	-12.52	1	0.96	-20.59	3
艾爾西 (1969-09-26)	0.95	4.32	1	0.87	-7.73	-1
芙安 (1970-09-05)	0.91	-9.37	-4	0.92	-27.85	0
艾妮絲 (1971-09-18)	0.96	-1.57	-4	0.99	-4.76	0
貝絲 (1971-09-22)	0.99	3.72	0	0.97	-2.44	0
貝蒂 (1972-08-16)	0.98	-5.91	-1	0.95	-20.34	1
暴雨 (1973-09-20)	0.83	1.94	1	0.99	1.95	1
貝絲 (1974-10-11)	0.87	12.36	-4	0.98	-1.99	-1
暴雨 (1974-10-19)	0.69	-7.26	-2	0.95	-6.50	0
暴雨 (1974-10-28)	0.89	-1.92	-1	0.91	-12.79	0
妮娜 (1975-08-03)	0.88	3.57	0	0.85	-8.27	1
暴雨 (1975-08-04)	0.78	-14.27	-2	0.97	-11.65	1
暴雨 (1976-07-03)	0.94	12.32	0	0.87	-16.49	1
暴雨 (1976-09-16)	0.77	-23.42	-3	0.78	-16.29	1
薇拉 (1977-07-31)	0.99	-0.73	0	0.98	-3.30	1
黛納 (1977-09-20)	0.68	1.89	0	0.96	-7.97	0
暴雨 (1977-11-15)	0.98	-2.79	-1	0.97	-1.69	0
姍拉 (1978-10-12)	0.97	-5.15	-2	0.99	-0.53	0
歐敏 (1979-08-14)	0.91	-3.62	-1	0.92	-24.86	2
暴雨 (1980-11-19)	0.95	-1.08	-2	0.95	-9.18	0
安迪 (1982-07-29)	0.96	-0.63	-1	0.95	-8.84	0
西仕 (1982-08-09)	0.81	-7.11	-2	0.99	-0.94	1
暴雨 (1983-10-14)	0.95	-3.31	-2	0.96	-9.00	-3
芙瑞達 (1984-08-06)	0.69	-18.16	-3	0.93	-20.16	0
暴雨 (1984-08-14)	0.72	-20.02	-3	0.67	-39.72	0
暴雨 (1984-11-18)	0.95	-0.65	-1	0.96	-1.24	-1
暴雨 (1985-02-08)	0.94	1.77	-3	0.87	-4.81	-1
尼爾森 (1985-08-22)	0.95	-7.84	-2	0.86	-18.39	-1
白蘭黛 (1985-10-03)	0.96	-12.05	-2	0.77	-8.78	0
韋恩 (1986-08-22)	0.92	-8.15	0	0.99	-5.18	2
亞力士 (1987-07-27)	0.92	-7.12	1	0.97	-8.42	0
琳恩 (1987-10-23)	0.80	-11.69	-3	0.95	-12.88	1
暴雨 (1988-09-16)	0.74	-3.27	-2	0.95	-12.78	1
暴雨 (1988-09-24)	0.66	-17.64	-4	0.90	-8.27	1
暴雨 (1988-09-29)	0.95	-4.24	2	0.78	-28.88	1
莎拉 (1989-09-10)	0.70	-16.69	-1	0.95	-10.19	-2
歐菲莉 (1990-06-22)	0.85	-11.63	-4	0.99	-2.79	0
揚希 (1990-08-19)	0.97	-6.07	0	0.99	-4.73	0
亞伯 (1990-08-30)	0.92	-8.47	-2	0.75	14.76	-1
暴雨 (1990-09-02)	0.90	-6.91	0	0.93	-9.52	2
耐特 (1991-09-29)	0.84	-10.73	-2	0.97	-4.95	1

表 1 三序列線性水庫串聯模式與以非線性規劃降雨輸入 Nash 模式之檢定結果(續)

事件名稱(時間)	三序列線性水庫串聯模式			非線性規劃降雨輸入 Nash 模式		
	CE	EQ_p (%)	ET_p (hrs)	CE	EQ_p (%)	ET_p (hrs)
暴雨 (1992-08-29)	0.71	-12.99	-3	0.98	-2.96	1
暴雨 (1993-06-05)	0.81	-11.75	0	0.96	-6.86	0
暴雨 (1994-06-18)	0.77	-20.92	2	0.97	-12.87	0
道格 (1994-08-07)	0.81	-9.25	-2	0.96	-6.10	0
弗雷特 (1994-08-20)	0.97	-1.50	0	0.96	5.82	-1
葛拉絲 (1994-09-01)	0.91	-14.38	-2	0.97	-0.79	-2
席斯 (1994-10-09)	0.91	-9.83	0	0.96	-2.55	-2
賀伯 (1996-07-31)	0.97	-8.56	-2	0.95	-7.69	2
薩恩 (1996-09-27)	0.96	-5.53	0	0.95	-5.80	2
平均值	0.87	-6.27	-1.39	0.93	-8.68	0.20

量測值計算而得。因此，逐時半變異圖可應用式(1)與式(25)直接計算取得。

於應用式(6)計算暴雨事件之逐時面雨量前，推估區域(五堵上游集水區)必須切割為 M 個網格點。該推估區域切割成 $2665 \times 1\text{-km}^2$ 網格點。本研究應用五堵上游集水區內之三個雨量測站推估逐時平均雨量以應用於降雨－逕流事件之檢定工作。

7.2 參數檢定

一般於求解最佳化問題時，可針對待處理問題之目標，以數學函數型態訂定一目標函數(objective function)，而不同優選法則可依所設定之目標函數，求取最佳目標函數時之各參數值，亦即表示經過優選後所得之參數將會獲致最佳之目標函數值；但因各種求解方式及其特性之不同，所獲致之目標函數即有可能為區域最佳值(local optimum)而非整體最佳值(global optimum)。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, SCE) (Duan *et al.* 1993)以求取整體最佳化值。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。

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, CCE)等二部份。SCE 參數優選法具有下列四個觀點，故其具有搜尋得整體最佳值之能力：(1) SCE 參數優選法結合機率與定率之概念，其中，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；(2) SCE 參數優選法擁有特殊之群聚技巧，因此能集中於最有可能之區域間進行搜尋；(3)於優選過程中，各個分組於全區改善方向上成系統演進，此可避免落入區域最佳值；(4) SCE 參數優選法採用演進觀念，其可以較佳值取代原值。

藉由三線性水庫序列串聯模式之應用，超滲降雨與直接逕流之計算不須事先完成。當輸入區塊克利金法所推估之逐時平均雨量，逕流分量模擬值從模式系統輸出。於降雨逕流轉換過程中，每一事件之模式參數由優選方法－洗牌複演進法決定之。檢定參數反應複雜之降雨－逕流過程與當時之氣候特性。表 1 顯示應用三個評估標準(CE、 EQ_p 與 ET_p)於模擬歷線與觀測歷線之比較結果，圖 4 至圖 8 為降雨－逕流事件之檢定結果。

依據模式檢定之 CE 結果，31 場檢定事件高於 0.9，11 場案例介於 0.9 與 0.8 之間，7 場案例介於 0.8 與 0.7 之間，其餘 5 場低於 0.7(表 1)。關於 EQ_p 之檢定結果，除了 3 場颱風/暴雨事件略微超過 20%外，所有之案例皆小於 20%。降

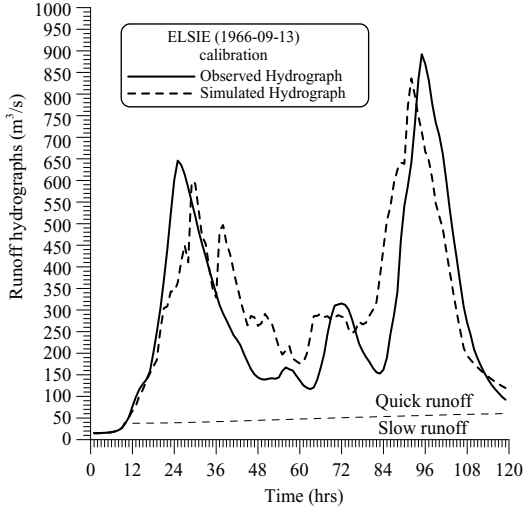
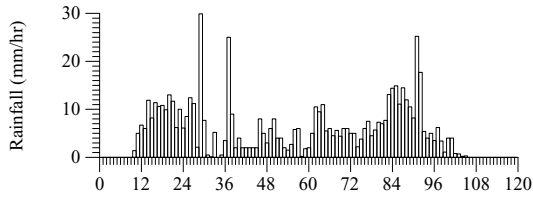


圖 4 艾爾西颱風洪之逕流歷線檢定

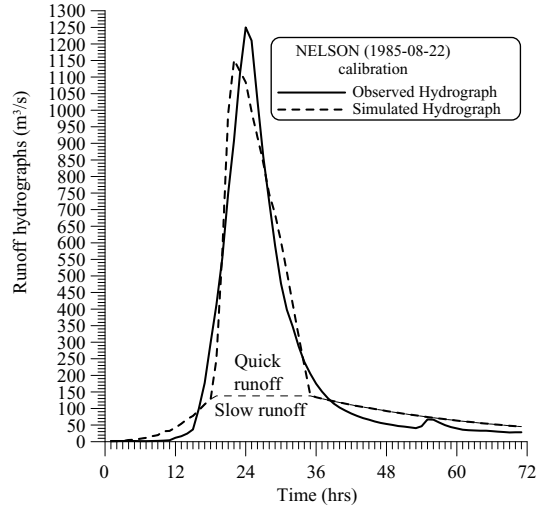
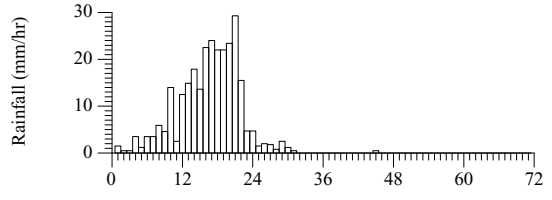


圖 6 尼爾森颱風洪之逕流歷線檢定

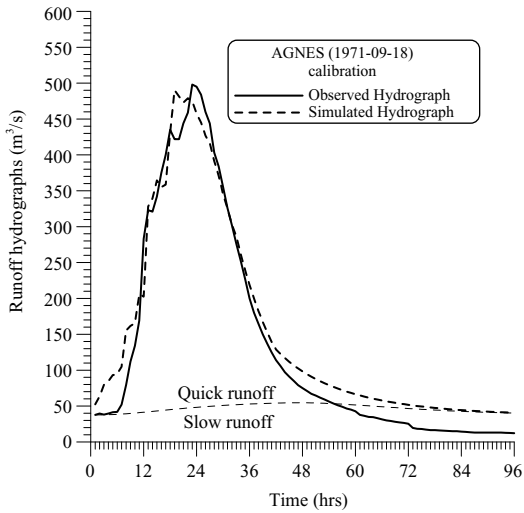
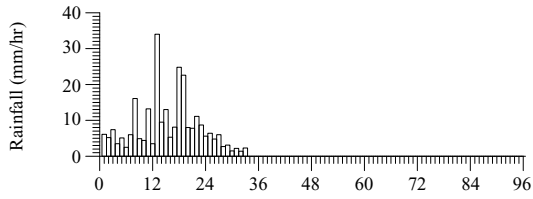


圖 5 艾妮絲颱風洪之逕流歷線檢定

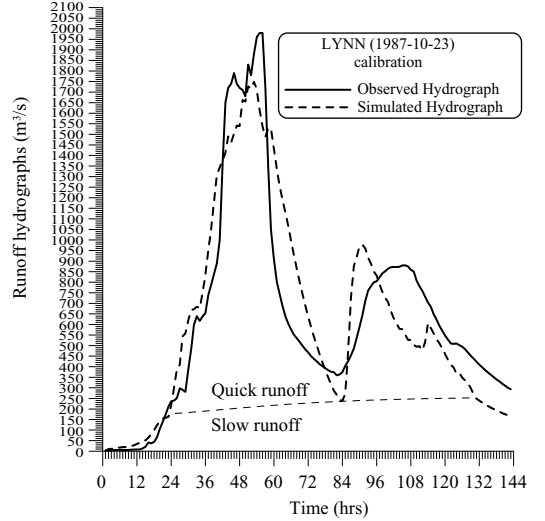
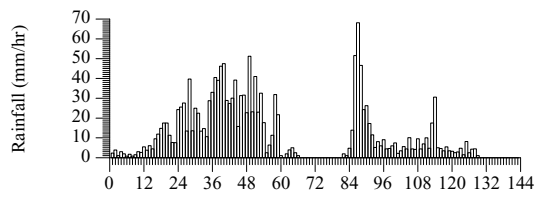


圖 7 琳恩颱風洪之逕流歷線檢定

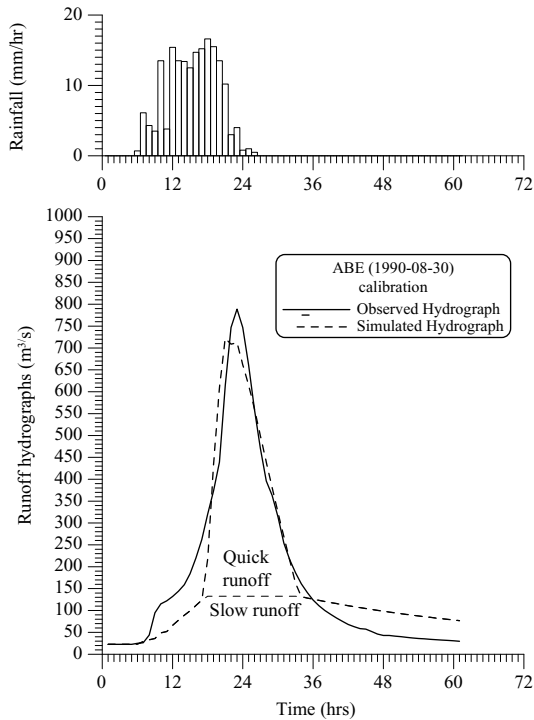


圖 8 亞伯颱風之逕流歷線檢定

雨—逕流事件之評估標準 ET_p 值，所有事件皆短於或等於 3 小時，僅有 5 場事件長於 4 小時。三個評估標準 CE ， EQ_p 與 ET_p 之平均值分別為 0.87、-6.27% 與 -1.39 小時。此一檢定比較結果顯示模式於降雨—逕流歷程之產輸模擬為滿意之結果。應用三個評估標準於模式參數檢定亦證實參數檢定結果可應用瞭解研究集水區於降雨—逕流歷程發生時之狀態與條件。

7.3 三序列線性水庫模式與 Nash 模式模擬結果之比較

Nash 單位歷線代表河川逕流之直接逕流分量。一事件之直接逕流由歷線分離方法直觀地合理推估(雖然有點武斷)。類似地，其有效降雨亦為降雨組體圖分離方法(例如 Φ -index)直觀地合理估算。然後透過直接逕流與有效降雨即可確定單位歷線。Nash 模式並不適用於模擬季節性或年之連續歷線。三序列線性水庫模式之單位歷線代表河川總逕流，因此於確定單位歷線前可避免

直接逕流之推估。經由線性水庫出口之河川逕流分量或入滲量線性正比於線性水庫貯蓄量。歷線分離於河川總逕流模擬時即可取得其河川逕流分量。三序列線性水庫模式亦可模擬年或季節連續歷線(單一事件亦可)。

入滲現象已知為一非線性行為，其有許多方法可資以應用，例如 Horton 方程式(Horton, 1940)、Philip 公式(Philip, 1957)、Green-Ampt 模式(Green and Ampt, 1911)與其他方法(Poulovassilis *et al.*, 1989; Parhi *et al.*, 2007; Venkata *et al.*, 2008)。但這些方法皆獨立於降雨—逕流模式且不適用於即時預測。此外，計算有效降雨或超滲降雨前，局部地區土壤特性(如 Philip 公式之吸附係數)必須先予以確定。本研究，入滲推估整合於三序列線性水庫串聯模式中，其入滲量假設為線性正比於上層水庫垂直開口出流。雖然該假設不符合實際入滲現象，依據三評估標準比較結果，其模擬精度可接受。

為了更進一步提供入滲線性假設之可靠證據，本研究比較三序列線性水庫串聯模式與以非線性規劃(Non-linear programming, NLP)為雨量輸入之 Nash 模式(Nash model with NLP)之模擬結果(Mays and Taur, 1982; Cheng and Wang, 2002)。應用非線性規劃所推估之降雨損失為非線性與時變性之降雨分佈。該計算值輸入 Nash 模式後，轉換有效降雨為直接逕流。因為 Nash 模式之輸出為直接逕流，其流量定義不同於三序列線性水庫串聯模式之輸出一河川總逕流與其逕流分量(快速逕流與慢速逕流)，本研究不予比較兩模式所輸出逕流間之特性差異。本研究乃比較兩模式之模擬精度，表 1 顯示 Nash 模式與三序列線性水庫串聯模式模擬結果之三種評估標準(CE 、 EQ_p 與 ET_p)。

依據 CE 評估標準，三序列線性水庫串聯模式模擬結果優於或等於 Nash 模式之統計結果，54 場事件中有 18 場，略差於但接近 Nash 模式模擬結果有 15 場(兩者 CE 差小於 0.05)。有關於 EQ_p 評估標準，54 場事件中有 23 場三序列線性水庫串聯模式模擬結果優於或等於 Nash 模式，有 13 場事件較差但近似於 Nash 模式(兩者 EQ_p

表 2 三序列線性水庫串聯模式與以非線性規劃降雨輸入 Nash 模式於三評估標準分離區間之之模擬結果

CE 評估標準			EQ _p 評估標準(%)			ET _p 評估標準(hrs)		
區間	The model	Nash	區間	The model	Nash	區間	The model	Nash
≥ 0.9	31	44	≤ ±10	37	36	0	12	21
0.8-0.9	11	5	±10-20	14	11	±1	11	23
0.7-0.8	7	4	±20-30	3	6	±2	18	8
0.6-0.7	5	1	±30-40	0	1	±3	8	2
< 0.6	0	0	> ±40	0	0	±4	5	0

表 3 三序列線性水庫串聯模式之驗證結果

事件名稱(時間)	CE	EQ _p (%)	ET _p (hrs)
安珀 (1997-08-29)	0.87	-8.37	0.00
暴雨 (1998-10-04)	0.67	4.16	-3.00
暴雨 (1998-11-27)	0.63	-18.39	4.00
暴雨 (1999-12-13)	0.85	-29.59	4.00
暴雨 (2000-02-27)	0.69	2.73	2.00
暴雨 (2000-06-12)	0.88	-17.24	-3.00
暴雨 (2000-06-17)	0.76	-35.09	-2.00
啓德 (2000-07-08)	0.70	-43.36	-1.00
巴比倫 (2000-08-28)	0.69	-4.60	-5.00
暴雨 (2000-10-17)	0.83	-18.91	-1.00
暴雨 (2000-11-04)	0.71	-10.60	-5.00
暴雨 (2000-11-16)	0.84	-23.63	0.00
納莉 (2001-09-16)	0.96	-4.12	6.00
娜克莉 (2002-07-08)	0.84	-4.23	0.00

差小於 5%)。三序列線性水庫串聯模式之 ET_p 值優於或等於 Nash 模式有 22 場案例。此第一個比較結果顯示 Nash 模式模擬結果似乎優於三序列線性水庫串聯模式。但當考慮所有檢定事件(加入考量較差但近似於 Nash 模式, CE 評估標準有 15 場, EQ_p 評估標準有 13 場), 三序列線性水庫串聯模式之模擬結果並不差。再者, 三序列線性水庫串聯模式之物理架構亦較 Nash 模式為複雜。第二個比較分析為將兩模式之三個評估標準結果區分為數個區間而列示每個區間之事件數目於表 2。表 2 顯示 Nash 模式於 CE 與 ET_p 兩評估標準之模擬結果優於三序列線性水庫串聯模式, 而於 EQ_p 評估標準, 三序列線性水庫串聯模式優於 Nash 模式。第二個比較分析顯示三序列線性水庫串聯模式仍然有一評估標準(EQ_p)優於 Nash 模式。雖然三序列線性水庫串聯模式僅具有少許優勢。此外, 三序列線性水庫串聯模式與

Nash 模式之模擬結果顯示線性入滲假設亦有可取之處。

7.4 檢定參數之驗證

其餘 14 場發生於 1997 至 2002 年之事件用以測試與檢驗檢定參數之適用性。相同地, 降雨與河川總逕流記錄不需事先分離。轉換降雨成逕流之機制不變。於驗證過程中, 本研究予以平均 54 場案例之檢定參數, 7 個模式參數(S_c 、 a_0 、 a_1 、 a_2 、 a_3 、 b_1 與 b_2)之平均值分別為 113.38 mm、0.2519、0.0313、0.0074、0.0042、0.0232 與 0.0020。這些參數分別代表研究地區逕流分量、入滲與滲漏之特性。貯蓄高度 S_c 為逕流產生歷程之起始降雨損失與臨前土壤濕潤度。每場事件之起始降雨損失相異, 臨前土壤濕潤度亦是。因為臨前土壤濕潤度難以量測或近似, 因此該值於本研究假設為常數。表 3、圖 9 與圖 10

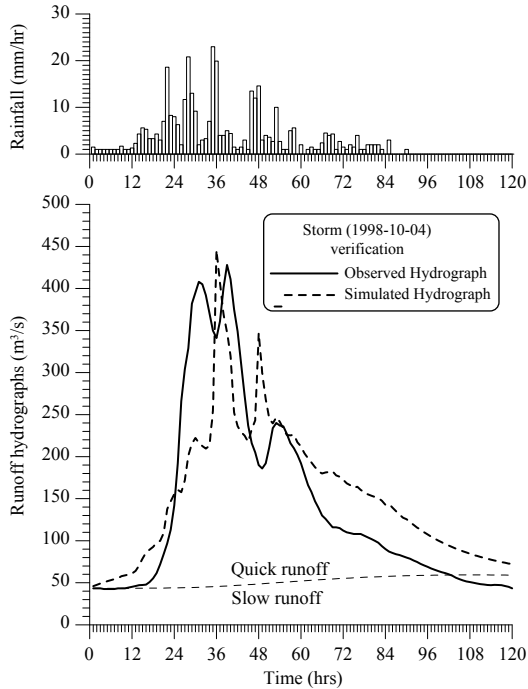


圖 9 暴雨事件(1998-10-04)之逕流歷線驗證

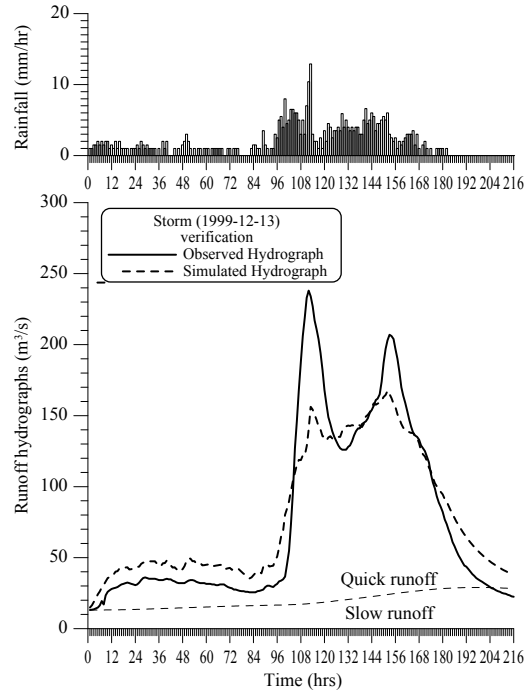


圖 10 暴雨事件(1999-12-13)之逕流歷線驗證

顯示合理之驗證結果。

模式驗證之效率係數值，除了 1 場事件(暴雨事件，1998-11-27)外其餘皆大於或接近 0.7。洪峰流量誤差皆低於 30%，兩場事件例外(暴雨事件，2000-06-17 與啓德颱風洪，2000-07-08) (表 3)。除了巴比倫颱風與暴雨事件(2000-11-04)，所有驗證事件之洪峰到達時刻誤差為 4 小時或更短。比較結果顯示觀測值與模擬值吻合度為合理的。雖然兩者關係非為完全關係，檢定與驗證結果仍然可應用確定模式適用性，並進一步應用之。

7.5 快速逕流與慢速逕流之脈衝響應

本研究個別平均模式之 7 個參數，並將之應用於驗證其餘 14 場降雨－逕流事件。滿意之檢定與驗證結果顯示三序列線性水庫串聯模式於降雨－逕流歷程之模擬良好。因此，該模式可模擬降雨轉換為逕流分量之歷程，而其平均參數可應用於表示來自單位降雨輸入之快速逕流與慢速逕流。來自 1 公分降雨之快速逕流與慢速逕流

脈衝響應繪如圖 11 所示。

圖 11 顯示：(1)單位降雨輸入之快速逕流尖峰流量為 $14.5326 \text{ m}^3/\text{s}$ ，其遠高於慢速逕流尖峰流量($0.3110 \text{ m}^3/\text{s}$)；(2)慢速逕流歷線基期為 96 小時，其遠長於快速逕流歷線基期(66 小時)；(3)快速逕流洪峰到達時刻(1 小時)遠快於慢速逕流洪峰到達時刻(20 小時)。快速逕流瞬間單位歷線與單一線性水庫 Nash 模式類似，其因降雨之瞬間脈衝而於短時間內立即響應。慢速逕流之響應則類比於多線性水庫串聯 Nash 模式，逐漸產生而終止於長時距之後。快速逕流之瞬間單位歷線形狀較慢速逕流更為尖聳且前移。

7.6 不同降雨－逕流事件之逕流分量

藉由模式架構與其對應之響應方程式，7 個模式參數可有效率地決定自降雨與逕流記錄。分別代表地表逕流、地表下逕流與地下水逕流之三線性水庫水平出流可由檢定參數決定之。因此，降雨－逕流事件之逕流分量可基於模擬結果而研析，不同事件逕流分量之差異性亦可觀察之。

表 4 快速逕流與慢速逕流之基期與逕流特性及其對應之臨前土壤濕潤度

事件名稱(時間)	S_c (mm)	慢速逕流(Slow runoff)				快速逕流(Quick runoff)			
		基期 (hrs)	尖峰流量到達時間 (hrs)	尖峰流量 (m^3/s)	總量 (m^3/s)	基期 (hrs)	洪峰流量到達時間 (hrs)	洪峰流量 (m^3/s)	總量 (m^3/s)
艾爾西(1966-09-13)	60.85	1-120	120	60.2	5513.2	10-120	92	781.1	31111.7
艾妮絲(1971-09-18)	30.33	1-96	48	54.6	4518.2	1-96	20	444.6	10349.7
尼爾森(1985-08-22)	156.44	1-72	34	138.0	5968.4	20-36	23	1014.0	9237.2
琳恩(1987-10-23)	105.94	1-144	131	252.4	28065.6	24-130	54	1538.5	62059.1
亞伯(1990-08-30)	125.47	1-60	24	132.5	5853.6	19-34	22	589.7	5408.7

S_c 代表臨前土壤濕潤度

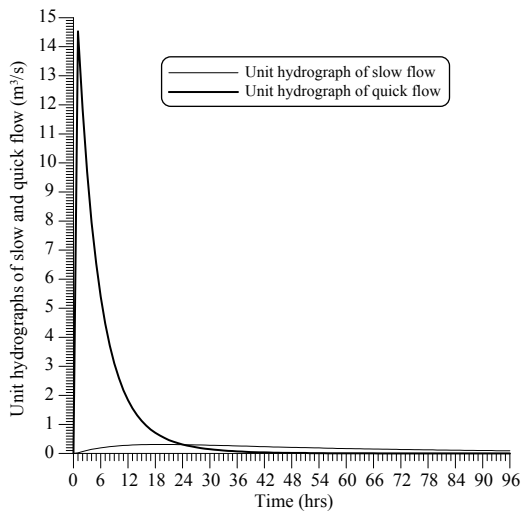


圖 11 快速逕流與慢速逕流於 1 公分降雨輸入之響應函數(瞬時單位歷線)

研究中，地表逕流為快速逕流，地表下逕流與地下水逕流統稱為慢速逕流。

從檢定與驗證結果得知(圖 4 至圖 10)，快速逕流尖峰流量遠大於慢速逕流尖峰流量，快速逕流尖峰流量到達時間亦早於慢速逕流尖峰流量到達時間。此外，慢速逕流歷線基期長於快速逕流歷線基期。這些模擬結果與預期符合。降雨一逕流事件中，大部分河川逕流為地表逕流(快速逕流)，而其餘小部分由地表下逕流(快速地表下逕流與緩慢地表下逕流)與地下水逕流所組成。地表逕流流動速度快於地表下逕流。慢速逕流量之增加乃因降雨事件之雨水入滲效應。視不同之降雨一逕流條件而定，慢速逕流歷線形狀可能為線

性或曲線。

為了進一步瞭解慢速逕流與快速逕流於不同降雨一逕流事件之相異，本研究重新檢視圖 4 至圖 8 之檢定結果。圖 4 至圖 8 之慢速逕流與快速逕流之逕流特性列表於表 4。表 4 顯示 5 場檢定降雨一逕流事件之慢速逕流便及整個歷程，僅有一場事件(艾妮絲颱風，1971-09-18)因低臨前土壤濕潤度($S_c = 30.00$ mm)，快速逕流亦與整個歷程時間相同。大部分快速逕流產生時間短於降雨一逕流歷程時距。此一分析結果顯示慢速逕流歷線基期通常長於快速逕流歷線基期，快速逕流產生期距與臨前土壤濕潤度有關。較高之臨前土壤濕潤度，其快速逕流產生期距較為短。

表 4 亦顯示 5 場檢定事件之洪峰流量到達時間、洪峰流量與逕流總量。快速逕流之洪峰到達時間總是早於慢速逕流，其洪峰流量與逕流總量亦大於慢速逕流。此外，大型河川總逕流歷線易產生大量之快速逕流，而除琳恩颱風外(1987-10-23)，其餘 4 場之慢速逕流總量相近。此亦即為，總逕流量與快速逕流量間具有高相關，而除極端事件外，事件間之慢速逕流量相近。快速逕流與慢速逕流其他特性(洪峰到達時間與洪峰流量)似乎與臨時土壤濕潤度及總逕流歷線無明顯關係，其有待後續研究進一步確認。

模式架構可適度地分離河川逕流為數個部分，然後確定其逕流特性。研究結果顯示快速逕流因降雨開始而激烈快速地響應產生於一短時間內，慢速逕流具有較小尖峰流量且流動於一較長之時間。一般而言，快速逕流歷線具有高洪峰

流量與短基期，而慢速逕流歷線則具相對較小之尖峰流量與長基期。本研究亦發現快速逕流之短基期與臨前土壤濕潤度有關，濕潤土壤表面(低 S_e 值)，快速逕流產生期距較長，乾燥土壤表面(高低 S_e 值)則較短。當土壤濕潤條件低於門檻值(本研究為 30.33 mm)，快速逕流之產生遍及整個降雨—逕流事件。一般而言，大量之快速逕流產生自大型降雨事件，於不同降雨—逕流歷程間，慢速逕流量相近，除極端事件外。

八、結 論

本研究採用三序列連結線性水庫模式與其 7 個具物理意義參數，模擬河川出口之逕流量。區塊克利金法之應用有助於取得最佳參數，該參數可代表研究集水區之水文與地文條件。根據檢定與驗證之研析結果，檢定可提供有效率之協助於集水區出口河川逕流量之觀察。依據三序列連結線性水庫模式與非線性降雨輸入 Nash 模式之比較，整合於三序列線性水庫串聯模式之線性入滲行為假設為可接受。逕流生成與比較結果顯示三序列線性水庫串聯模式適用於評估研究地區或其他地區之水文條件，其可進一步應用於台灣集水區水資源管理。

三序列線性水庫應用集水區出口各種逕流量出流架構。每一線性水庫貯蓄高度代表不同之瞬時單位歷線。每一瞬時單位歷線之數學表示式為推導自褶合積分與連續方程式之指數型式函數。逕流量出流量來自特定開口比例，其反應快速逕流(地表逕流)與慢速逕流之生成(地表下逕流與地下水逕流)。基於良好之驗證結果，模擬自 7 個平均參數之快速逕流與慢速逕流響應函數(IUH)，快速逕流瞬時單位歷線尖峰流量($14.5326 \text{ m}^3/\text{s}$)遠大於慢速逕流瞬時單位歷線尖峰流量($0.3110 \text{ m}^3/\text{s}$)；慢速逕流歷線基期(96 hrs)遠長於快速逕流歷線基期(66 hrs)；快速逕流歷線尖峰流量到達時間(1 hr)遠早於慢速逕流歷線尖峰流量到達時間(20 hrs)。快速逕流與慢速逕流之瞬時單位歷線類似於單一線性水庫與多線性水庫串聯之 Nash 模式。快速逕流因降雨輸入立即反應且終止於一較短時刻，而慢速逕流於降雨期間

逐漸產生且停止於一較長時刻。快速逕流瞬時單位歷線形狀較為尖聳且前移於慢速逕流之瞬時單位歷線。

生成自三序列線性水庫串聯模式之快速逕流與慢速逕流歷線顯示逕流量之合理特性，即快速逕流歷線具有高洪峰流量與短基期，而慢速逕流歷線具低尖峰流量與長基期。本研究亦發現(1)慢速逕流歷線基期與河川總逕流歷線基期相同；(2)快速逕流歷線基期具反向關係於臨前土壤濕潤度，即長基期快速逕流發生於濕潤土壤地表(低臨前土壤濕潤度)，而於乾燥地表土壤(高臨前土壤濕潤度)則具有短基期歷線。此外，快速逕流量正比於河川總逕流。

參考文獻

1. Agirre U, Goñi M, López JJ, Gimena FN (2005) Application of a unit hydrograph based on sub-watershed division and comparison with Nash's instantaneous unit hydrograph. *Catena* 64: 321-332.
2. Ahmad MM, Ghumman AR, Ahmad S (2009) Estimation of Clark's instantaneous unit hydrograph parameters and development of direct surface runoff hydrograph. *Water Resources Management* 23: 2417-2435.
3. Bastin G, Lorent B, Duque C, Gevers M (1984) Optimal estimation of the average rainfall and optimal selection of raingauge locations. *Water Resources Research* 20: 463-470.
4. Beven KJ, Kirkby MJ (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin* 24: 43-69.
5. Bhadra A, Bandyopadhyay A, Singh R, Raghuvanshi NS (2010) Rainfall-Runoff Modeling: Comparison of Two Approaches with Different Data Requirements. *Water Resources Management* 24: 37-62.
6. Campling P, Gobin A, Beven K, Feyen J (2002) Rainfall-runoff modelling of a humid tropical

- catchment: the TOPMODEL approach. *Hydrological Processes* 16: 231-253.
7. Chen RS, Pi LC, Huang YH (2003) Analysis of rainfall-runoff relation in paddy fields by diffusive tank model. *Hydrological Processes* 17: 2541-2553.
 8. Cheng KS, Lin YC, Liou JJ (2008a) Rain-gauge network evaluation and augmentation using geostatistics. *Hydrological Processes* 22: 2554-2564.
 9. Cheng SJ, Hsieh HH, Lee CF, Wang YM (2008b) The storage potential of different surface coverings for various scale storms on Wu-Tu watershed, Taiwan. *Natural Hazards* 44: 129-146.
 10. Cheng SJ, Hsieh HH, Wang YM (2007) Geostatistical interpolation of space-time rainfall on Tamshui River Basin, Taiwan. *Hydrological Processes* 21: 3136-3145.
 11. Cheng SJ, Wang RY (2002) An approach for evaluating the hydrological effects of urbanization and its application. *Hydrological Processes* 16: 1403-1418.
 12. Chow VT, Maidment DR, Mays LW (1988) *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York.
 13. Clarke RT (1973) A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of Hydrology* 19: 1-20.
 14. Dooge JCI (1959) A general theory of the unit hydrograph. *Journal of Geophysical Research* 64: 241-256.
 15. Duan J, Miller NL (1997) A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL. *Water Resources Research* 33: 2559-2562.
 16. Duan Q, Gupta VK, Sorooshian S (1993) Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory Application* 76: 501-521.
 17. Ford DT, Morris EC, Feldman AD (1980) Corps of Engineers experience with automatic calibration of precipitation-runoff model. In: Y. Haimes and J. Kindler, Editors, *Water and Related Land Resources Systems*, Pergamon, New York, pp. 467-476.
 18. Franchini M, O'Connell PE (1996) An analysis of the dynamic component of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. *Journal of Hydrology* 175: 407-428.
 19. Freer JE, McMillan H, McDonnell JJ, Beven KJ (2004) Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures. *Journal of Hydrology* 291: 254-277.
 20. Geetha K, Mishra SK, Eldho TI, Rastogi AK, Pandey RP (2008) SCS-CN-based continuous simulation model for hydrologic forecasting. *Water Resources Management* 22: 165-190.
 21. Goovaerts P (2000) Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology* 228: 113-129.
 22. Green WH, Ampt GA (1911) Studies on soil physics. *Journal of Agricultural Science* 4: 1-24.
 23. Hashino M, Yao H, Yoshida H (2002) Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model. *Journal of Hydrology* 255: 1-11.
 24. Hashino M, Yao H, Yoshida H (2002) Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model. *Journal of Hydrology*: 1-11.
 25. Horton RE (1940) An approach toward physical interpretation of infiltration capacity. *Proceedings of the Soil Science of America* 5: 399-417.
 26. Hsieh LS, Wang RY (1999). A semi-distributed parallel-type linear reservoir rainfall-runoff model and its application in Taiwan. *Hydrological Processes* 13: 1247-1268.

27. Huang HJ, Cheng SJ, Wen JC, Lee JH (2008a) Effect of growing watershed imperviousness on hydrograph parameters and peak discharge. *Hydrological Processes* 22: 2075-2085.
28. Huang SY, Cheng SJ, Wen JC, Lee JH (2008b) Identifying peak-imperviousness- recurrence relationships on a growing-impervious watershed, Taiwan. *Journal of Hydrology* 362: 320-336.
29. Jin CX (1992) A deterministic gamma-type geomorphologic instantaneous unit hydrograph based on path types. *Water Resources Research* 28: 479-486.
30. Kadoya M, Tanakamara H (1988) Flood runoff forecasting with long and short terms runoff model. 6th APD Congress, International Association for Hydraulic Research, Kyoto, Japan, July, pp. 20-22.
31. Kliment Z, Matoušková M (2009) Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and the Foothill Regions: extent of influence by human impact and climate Change. *Water Resources Management* 23: 1813-1834.
32. Lebel T, Bastin G (1985) Variogram identification by the mean squared interpolation error method with application to hydrologic field. *Journal of Hydrology* 77: 31-56.
33. Lee YH, Singh VP (1999) Tank Model using Kalman Filter. *Journal of Hydrologic Engineering* 4: 344-349.
34. Lee YH, Singh VP (2005) Tank model for sediment yield. *Water Resources Management* 19: 349-362.
35. Legates DR, McCabe Jr GJ (1999) Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35: 233-241.
36. Madsen H (2000) Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* 235: 276-288.
37. Maidment DR (ed.) (1993) *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York.
38. Mays LW, Taur CK (1982) Unit hydrographs via nonlinear programming. *Water Resources Research* 18: 744-752.
39. Melone F, Corradini C, Singh VP (1998) Simulation of the direct runoff hydrograph at basin outlet. *Hydrological Processes* 12: 769-779.
40. Moramarco T, Melone F, Singh VP (2005) Assessment of flooding in urbanized ungauged basins: a case study in the upper Tiber area, Italy. *Hydrological Processes* 19: 1909-1924.
41. Nash JE (1957) The form of the instantaneous unit hydrograph. *IAHS Publications* 45: 112-121.
42. Nash JE, Sutcliffe JV (1970) River flow forecasting through conceptual models: 1. a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10: 282-290.
43. Nayak PC, Sudheer KP, Ramasastri KS (2005) Fuzzy computing based rainfall-runoff model for real time flood forecasting. *Hydrological Processes* 19: 955-968.
44. Nourani V, Singh VP, Delafrouz H (2009) Three geomorphological rainfall-runoff models based on the linear reservoir concept. *Catena* 76: 206-214.
45. O’Connell PE, Todini E (1996) Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview. *Journal of Hydrology* 175: 3-16.
46. Parhi PK, Mishra SK, Singh R (2007) A Modification to Kostikov and Modified Kostikov Infiltration Models. *Water Resources Management* 21: 1973-1989.
47. Philip JR (1957) The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science* 83: 345-357.
48. Ponce VM (1980) Linear reservoirs and numerical diffusion. *Journal of The Hydraulics Division* 106: 691-699.

49. Ponce VM (1989) Engineering Hydrology: Principles and Practices. Prentice Hall. Englewood Cliffs, New Jersey.
50. Ponce VM, Cordero-Brana OI, Hasenin SY (1997) Generalized conceptual modeling of dimensionless overland flow hydrographs. *Journal of Hydrology* 200: 222-227.
51. Ponce VM, Hawkins RH (1996) Runoff curve number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engineering*: 1, 11-19.
52. Ponce VM, Lindquist DS (2007) Management of baseflow augmentation: a review. *Journal of the American Water Resources Association* 26: 259-268.
53. Potter KW (2001) A simple method for estimating baseflow at ungaged locations. *Journal of American Water Resources Association* 37: 177-184.
54. Poulouvalissis A, Elmaloglou S, Kerkides P, Argyrokastritis I (1989) A variable sorptivity infiltration equation. *Water Resources Management* 3: 287-298.
55. Rao AR, Tirtotjondro W (1995) Computation of unit hydrographs by a Bayesian method. *Journal of Hydrology* 164: 325-344.
56. Scanlon TM, Raffensperger JP, Hornberger GM (2000) Shallow subsurface storm flow in a forested headwater catchment: Observations and modeling using a modified TOPMODEL. *Water Resources Research* 36: 2575-2586.
57. Sherman LK (1932) Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Engineering News Record* 108: 501-505.
58. Sohail A, Watanabe K, Takeuchi S (2008) Runoff analysis for a small watershed of Tono Area Japan by back propagation artificial neural network with seasonal data. *Water Resources Management* 22: 1-22.
59. Sugawara M (1979) Automatic calibration of the tank model. *Hydrological Science Bulletin* 24: 375-388.
60. Sugawara M., (1995) 'Tank model', in V. P. Singh, (ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado.
61. Syed KH, Goodrich DC, Myers DE, Sorooshian S (2003) Spatial characteristics of thunderstorm rainfall fields and their relation to runoff. *Journal of Hydrology* 271: 1-21.
62. Valeo C, Moin SMA (2000) Variable source area modelling in urbanizing watersheds. *Journal of Hydrology* 228: 68-81. (TOPURBAN 4-5 paramters)
63. Venkata RK, Eldho TI, Rao EP, Chithra NR (2008) A distributed kinematic wave-Philip infiltration watershed model using FEM, GIS and remotely sensed data. *Water Resources Management* 22: 737-755.
64. Yue S, Hashino M (2000) Unit hydrographs to model quick and slow runoff components of streamflow. *Journal of Hydrology* 227: 195-206.
65. Zhang Q, Werner AD (2009) Integrated surface-subsurface modeling of Fuxianhu Lake Catchment, Southwest China. *Water Resources Management* 23: 2189-2204.

收稿日期：民國 99 年 9 月 21 日

修正日期：民國 99 年 10 月 15 日

接受日期：民國 99 年 10 月 20 日