

應用降雨特性評估雨量估計方法及其應用

Evaluations of Estimating Areal Hyetograph and Its Applications

致遠管理學院 休閒設施規劃與管理學系 副教授	致遠管理學院 休閒設施規劃與管理學系 助理教授	致遠管理學院 休閒設施規劃與管理學系 助理教授	經濟部水利署 科長
鄭士仁*	李正豐	謝惠紅	李如晃
Shin-jen Cheng	Cheng-feng Lee	Huey-hong Hsieh	Ju-huang Lee

摘要

本研究主要目的在評估雨量測站於推估面降雨組體圖之效應。徐昇多邊形法與區塊克利金法為本研究推估面降雨組體圖所應用與比較之方法。於降雨事件之選擇，本研究採用具有完全觀測記錄之 12 場降雨事件。於區塊克利金法之次幕半變異圖，標準化後之降雨深度所得之無因次半變異圖為取得逐時半變異圖之基本工具。研析過程中，測站權重與降雨組體圖之三個特性為本研究之評估標準。所有雨量測站依次從原有站網中抽出，以利於比較推估方法與評估現有雨量測站。研究結果發現：(1) 區塊克利金法適合應用於描述時間—空間架構之降雨歷程；(2) 區塊克利金法可獲得較精確之面與量推估值；(3) 雨量測站站網之分佈情形確實會影響平均降雨組體圖，其效應不可忽略。

關鍵詞：徐昇多邊形，區塊克利金，次幕半變異圖模式，代表性雨量測站，時間，空間降雨。

ABSTRACT

This study mainly focuses on evaluating effects of raingauges on areal hyetograph estimation. The Thiessen polygon and block Kriging methods were applied to compute areal rainfall. The twelve rainfall events having complete recordings from all observation sites were used in this study. A dimensionless power semivariogram resulting from standardized rainfall depth is a tool to obtain hourly semivariograms. In analytic processes, raingauge weight and three major characteristics of a hyetograph were used as the criteria of evaluations. All gauges were taken in turns subtracted from original raingauge network,

*通訊作者，致遠管理學院休閒設施規劃與管理學系副教授，72153 台南縣麻豆鎮南勢里 87-1 號，sjcheng@dwu.edu.tw

and then raingauge effects were compared with computations of all raingauges according three criteria. From the analytic results, this study found: (1) Block Kriging method is appropriate for describing rainfall process in spatiotemporal structure; (2) Kriging method is an excellent method for obtaining exactly mean rainfall; (3) effects of different raingauge networks indeed influence mean hyetograph and should not be neglected.

Keywords: Thiessen polygon, Block Kriging, Power semivariogram model, Raingauge significance, Mean hyetograph, Spatiotemporal rainfall.

一、前 言

水文模擬通常視集水區為一獨立系統，藉由褶合積分轉換平均雨量之輸入為集水區系統之輸出(Chow *et al.*, 1988; Maidment, 1993)。自從單位歷線理論(Sherman, 1932; Nash, 1957)與系統概念(Dooge, 1959)提出後，水文學者已經利用這些工具應用於地表逕流模擬。許多推導自瞬時單位歷線已應用於數學模式(mathematical models) (Clarke, 1973)、非線性規劃模式(non-linear programming, NLP) (Mays and Taur, 1982; Cheng and Wang, 2002)、地貌型瞬時單位歷線(geomorphologic IUHs) (Jin, 1992; Franchini and O'Connell, 1996)、貝氏法(the Bayesian method) (Rao and Tirtotjondro, 1995)、平行分佈模式(distributed parallel models) (Hsieh and Wang, 1999)與子集水區分區模式(subwatershed division) (Agirre *et al.*, 2005)。更進一步之應用有降雨—逕流過程之模擬(O'Connell and Todini, 1996; Melone *et al.*, 1998)與都市化水文效應(Cheng *et al.*, 2008b; Huang *et al.*, 2008a, Huang *et al.*, 2008b)。

由於氣候變遷之故，台灣地區大型降雨事件近年來有增多之趨勢。因此也增大下游地區產生洪氾災害之可能性，進而威脅該地區之生命與財產。為此，有必要建置一即時且精確之洪水模擬系統。某些不確定因素如降雨資訊之漏失，可能影響颱洪事件之降雨與逕流之精確推估。這些不確定因素應該納入洪水模擬系統中，即時控制與管理突發事件而精確地推估洪水歷線，予以應用於洪災防制以避免生命與財產之重大損失。

於管理區域水資源發展，蒐集氣象資訊為必要之工作。降雨資料為水文分析之基本資料，洪水模擬通常藉由平均降雨、降雨—逕流模式及其水文參數。當不考慮點降雨輸入時，集塊或分佈模式之輸入為平均雨量。推估平均雨量有許多方法如算數平均法(arithmetical averaging method)、徐昇多邊形法(Thiessen polygon method)、高度平衡多邊形法(height-balanced polygon method)與區塊克利金法(block Kriging method)(Cheng and Wang, 2002; Cheng *et al.*, 2007; Huang *et al.*, 2008a)。前述方法通常分配權重比例於可用雨量測站，再乘以這些測站觀測雨量而取得平均雨量推估值。前述所有方法皆具備所有可用測站權重和為一之無偏估推估，而區塊克利金法則進一步擁有估計變異數最小之能力且權重係數來自於空間分析(半變異圖) (spatial analysis-semivariogram) (Wackernagel, 1998; Chiles and Delfiner, 1999)。

當漏失雨量觀測值時，水文學者常因無可選擇而粗略地推估面雨量值。雨量測站所分配之權重值常來自於測站位置(如徐昇多邊形法)或空間變化關係曲線(如半變異圖)，因此對任一降雨事件而言，雨量測站之權重是固定的。當某些測站觀測漏失時，基於無偏估條件該漏失雨量觀測之測站應予以移除而重新計算無缺漏雨量觀測之測站之權重值。重新分配測站權重值所得之平均雨量應不同原來雨量站網之推估值。因此，漏失降雨資料或不足夠之雨量測站站網即有可能影響正確之降雨—逕流分析。

理論上，增強雨量測站密度，其降雨推估之精確度即增加。因為成本與設站選擇之限制，雨量測站之設置不可能毫無限制地增加。一雨量測

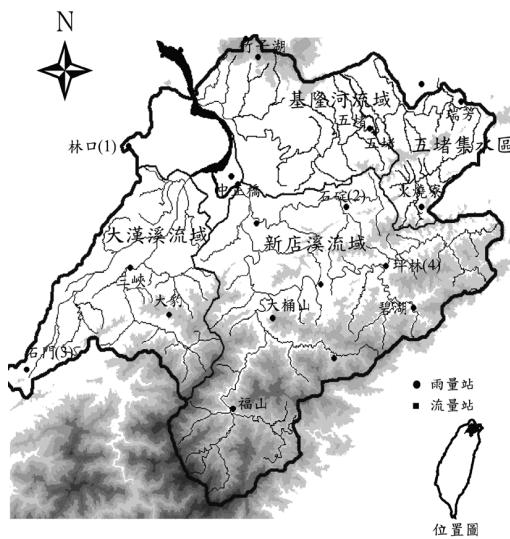


圖 1 淡水河流域及其雨量測站圖

站足夠之測站網將有助於降雨之時間—空間分析。過去水文學家關注增強雨量站網(Bastin *et al.*, 1984; Lebel *et al.*, 1987; Cheng *et al.*, 2008a)，而本研究則評估現有雨量測站於平均降雨組體圖之效應，並進一步篩選代表性之雨量測站。於研析過程中，每一個雨量測站依次假設為未知，而應用已知測站資料予以推估平均雨量值並與原始雨量站網所得之推估比較之。研究中，徐昇多邊形法與區塊克利金法之可用性亦予以比較。最後，應用這些比較結果予以篩選出重要之雨量測站以增進面雨量推估之精確度。

二、集水區描述

2.1 地理特徵

淡水河近數十年來隨著經濟蓬勃發展，沿岸人口集中，人文薈萃，下游地區土地利用大幅改變。淡水河及其主要支流基隆河、大漢溪及新店溪匯流於台北盆地內。淡水河系主流全長 159 公里，流域面積 2,726 平方公里，為台灣第三大河川。淡水河系之台北盆地屬於台北市院轄市及台北縣等台灣首善之都會區，約 500 萬人口集中於中下游平原地區。由於盆地內地勢低窪，淡水河流經台北盆地之河段，感潮情況甚為明顯，每當颱風過境，常挾帶大量豪雨，導致洪水渲洩不

表 1 淡水河流域 14 個雨量測站之基本資料

編號	測站名稱	位置		高程 (m)
		東經	北緯	
1	林口(1)	121°22'	25°04'	250
2	三峽	121°22'	24°56'	33
3	石門(3)	121°14'	23°49'	140
4	大豹	121°25'	24°53'	590
5	大桶山	121°33'	24°52'	916
6	坪林(4)	121°42'	24°56'	200
7	火燒寮	121°45'	25°00'	380
8	瑞芳	121°48'	25°07'	101
9	五堵	121°42'	25°05'	16
10	石碇(2)	121°39'	25°00'	140
11	中正橋	121°31'	25°01'	5
12	碧湖	121°44'	24°53'	360
13	福山	121°30'	24°47'	500
14	竹子湖	121°32'	25°10'	605

及，屢屢造成重大災害。由於都會區內人口密集，地勢低窪，為有效利用土地，河川沿岸大多築堤防束洪，以防範水患，市區則以下水道引導水流至抽水站從事內水排水，惟防洪排水涉及土地徵收、工程施工及管理營運等衆多因素，錯綜複雜。圖 1 為淡水河流域圖。

2.2 研究資料

本研究集水區為包含基隆河、大漢溪及新店溪等流域之淡水河集水區。集水區內共選取 14 個電傳雨量站，其位置點如圖 1 所示。表 1 為 14 個雨量測站之基本資料。於 1966 至 2005 年間淡水河流域共發生 1190 場降雨事件，其中颱風有 125 場，其餘為暴雨事件。1190 場降雨事件中，僅有 78 場事件具有 14 個雨量測站之完全記錄，其中颱風事件有 23 場，暴雨事件有 55 場。本研究計算半變異圖所使用之降雨資料為 1966 年至 2005 年間之所有降雨事件(1190 場)，另產生重大洪災且具備完整記錄之 12 場降雨事件則用以評估雨量測站於推估面降雨組體圖之效應。該 12 場降雨事件分別為莫瑞(1981)、尼爾森(1985)、韋恩(1986)、艾貝(1986)、琳恩(1987)、道格(1994)、溫妮(1997)、瑞伯(1998)、象神(2000)、海馬(2004)、馬莎(2005)與丹瑞(2005)等十二場颱洪事件。

三、研究方法

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(Wackernagel, 1998; Chiles and Delfiner, 1999)。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)。

3.1 徐昇多邊形法

徐昇多邊形法乃假設集水區內任一點降雨深度為相同。集水區內雨量測站之權重值由徐昇多邊形網對應區域面積所決定。多邊形網之邊界由正交於鄰近測站連接線之中垂線所構成(Chow et al., 1988)。

3.2 區塊克利金法

不連續點降雨深度之時序集合可視為二維變量域之表現。考慮流域內 n 個雨量測站，時間 t 之隨機變量域 n 個向量可表示為：

$$\pi(t) = \{p(t, x_1), p(t, x_2), \dots, p(t, x_n)\} \quad \dots\dots\dots(1)$$

式中， $p(t, x_n)$ 代表 t 時刻第 n 個測站之雨量測值。降雨深度 $p(t, x)$ 之內在假設如下所述：

$$m(t, x) = E[p(t, x)] \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$\gamma(t, h_{ij}) = \gamma(t, x_i, x_j) = \frac{1}{2} E[\{p(t, x_i) - p(t, x_j)\}^2] \quad \dots\dots\dots(3)$$

式中， $\gamma(t, h_{ij})$ 定義為雨量測站 x_i 與 x_j 之半變異圖(mm^2)， h_{ij} 為任意測站 x_i 與 x_j 之相對距離(m)。降雨深度之半變異圖為：

$$\gamma(t, h_{ij}) = \frac{1}{2T} \sum_{t=1}^T \left\{ [p(t, x_i) - p(t, x_j)]^2 \right\} \dots\dots\dots(4)$$

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：

$$\gamma(t, h_{ij}) = \omega(t) \gamma_d^*(h_{ij}, a) = s^2(t) \gamma_d^*(h_{ij}, a) \dots\dots\dots(5)$$

式中， $\omega(t)$ 定義為半變異圖時間 t 之閾值(sill)， 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。尺度氣候平均半變異圖可應用下式計算之。

$$\gamma_d^*(h_{ij}, a) = \frac{1}{2T} \sum_{t=1}^T \left\{ \left[\frac{p(t, x_i) - p(t, x_j)}{s(t)} \right]^2 \right\} \dots\dots\dots(6)$$

式中， T 為所有降雨事件之總延時(hours)。詳細之計算小時半變異圖可參考 Cheng and Wang (2002)。

基本實驗半變異圖可應用式(6)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：

$$\gamma(h) = \omega_0 h^a, \quad a < 2 \dots\dots\dots(7)$$

式中， ω_0 定義為尺度氣候平均半變異圖之閾值(sill)。

克利金法經由已知降雨空間架構—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：

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \bar{\gamma}(V, x_i), & i = 1, 2, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \dots\dots\dots(8)$$

式中， $\gamma(x_i, x_j)$ 為測站 x_i 與測站 x_j 之半變異圖 (mm^2)， $\bar{\gamma}(V, x_i)$ 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， μ 為 Lagrange's multipliers (mm^2)。

於應用式(8)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(8)可重寫如下：

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \gamma(V_m, x_i), & i = 1, 2, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \dots \dots \dots \quad (10)$$

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計之特性，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：

四、結果與討論

本研究目的為評估雨量測站於流域平均雨量之影響，並應用其評估結果予以確定流域內重要之雨量測站。研究方法為徐昇多邊形法與區塊克利金法。研析過程中，降雨深度視為空間分佈之二維隨機變量域，其用以架構氣候平均半變異圖。主要研析程序為分別假設每個雨量測站為未知，而應用其他可用測站推估平均雨量，並比較其與原始雨量站網所推估之平均雨量值之差異性。最後依據其差異性而決定推估地區之重要測站。

4.1 面降雨之計算

逐時降雨之半變異圖為時間 t 之函數。考慮非等向性、非零值之降雨與 T 個總時距，其為時間之平均值。應用 1966 年至 2005 年所有降雨事

件(1190場)所計算之尺度氣候平均半變異圖及以次幕理論模式(式(7))迴歸之結果，可如下式所示：

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

.....(12)

式中， ω_0 定義為氣候平均半變圖之閾值(sill)。降雨每一時刻 t 之標準偏差可容易地自降雨觀測計算獲得，然後降雨事件之逐時半變異圖即可應用式(5)與式(12)計算而得。推估區域(淡水河流域)切割成 $M = 2665 \times 1 \text{ km}^2$ 之網格以應用式(10)推估降雨事件之平均雨量。

4.2 雨量站網改變對權重值之改變

本研究採用淡水河流域內 14 個雨量測站予以推估 12 場重要降雨事件之逐時平均雨量。推估所使用之方法為徐昇多邊形法與區塊克利金法，區塊克利金法所應用之理論半變異圖模式為次幕模式。徐昇式法之權重值乃應用地理資訊資訊系統計算之，而區塊克利金法之權重值計算程序為採用尺度氣候平均半變異圖。為簡化區塊克利金法於集水區降雨空間變化之分析，本研究僅考慮與測站位置有關之半變異圖參數 a (Bastin et al., 1984)。表 2 第一列為應用徐昇多邊形法所得之 14 個雨量測站之權重值，表 3 第一列為應用區塊克利金法所得之 14 個雨量測站之權重值。

爲完成研究目的，本研究採用重覆法(the iterative method) (Cheng *et al.*, 2007)予以觀察雨量測站站網改變所造成測站權重之重新分配。重覆法之原理爲分別假設任一測站未知或不存在，而以其餘測站計算其權重值並推估逐時平均雨量。此假設測站未知之步驟，直到所有測站皆完成假設並估算，方可停止。表 2 與表 3 之第 2 列至第 15 列分別爲應用徐昇式法與區塊克利金法所計算權重值之分析結果。

徐昇多邊形法與區塊克利金法於逐時平均雨量之推估為基於無偏估計。於無偏估條件下，權重和必須等於 1。因此，若有測站資料漏失時，漏失資料測站原有之權重理應重新分配至其餘無漏失資料之雨量測站，而使得可用測站站網之權重新分配。表 2 與表 3 之第 2 列至第 15

表 2 應用徐昇式法之淡水河流域 14 個測站權重變化一覽表

雨量測站	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
雨量測站之權重值	0.056	0.064	0.021	0.089	0.120	0.040	0.058	0.033	0.087	0.067	0.110	0.063	0.123	0.071
	*	0.070	0.021	0.093	0.120	0.040	0.058	0.033	0.087	0.067	0.141	0.063	0.123	0.086
	0.058	*	0.032	0.141	0.120	0.040	0.058	0.033	0.087	0.067	0.110	0.063	0.123	0.071
	0.056	0.085	*	0.089	0.120	0.040	0.058	0.033	0.087	0.067	0.110	0.063	0.123	0.071
	0.057	0.117	0.021	*	0.135	0.040	0.058	0.033	0.087	0.067	0.125	0.063	0.128	0.071
	0.056	0.064	0.021	0.108	*	0.056	0.058	0.033	0.087	0.081	0.121	0.073	0.171	0.071
	0.056	0.064	0.021	0.089	0.122	*	0.063	0.033	0.087	0.079	0.110	0.083	0.123	0.071
	0.056	0.064	0.021	0.089	0.120	0.062	*	0.038	0.096	0.074	0.110	0.075	0.123	0.071
	0.056	0.064	0.021	0.089	0.120	0.040	0.071	*	0.106	0.067	0.110	0.063	0.123	0.071
	0.056	0.064	0.021	0.089	0.120	0.040	0.066	0.062	*	0.098	0.111	0.063	0.123	0.087
	0.056	0.064	0.021	0.089	0.124	0.067	0.064	0.033	0.104	*	0.122	0.063	0.123	0.071
	0.077	0.064	0.021	0.117	0.129	0.040	0.058	0.033	0.088	0.094	*	0.063	0.123	0.095
	0.056	0.064	0.021	0.089	0.123	0.091	0.065	0.033	0.087	0.067	0.110	*	0.123	0.071
	0.056	0.064	0.021	0.097	0.235	0.040	0.058	0.033	0.087	0.067	0.110	0.063	*	0.071
	0.074	0.064	0.021	0.089	0.120	0.040	0.058	0.033	0.099	0.067	0.150	0.063	0.123	*

*符號代表該雨量測站假設為未知。

表 3 應用克利金法之淡水河流域 14 個測站權重變化一覽表

雨量測站	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
雨量測站之權重值	0.063	0.077	0.108	0.087	0.082	0.056	0.052	0.052	0.056	0.058	0.071	0.064	0.114	0.060
	*	0.088	0.115	0.092	0.085	0.057	0.054	0.055	0.059	0.060	0.081	0.066	0.117	0.070
	0.076	*	0.120	0.106	0.088	0.057	0.053	0.054	0.058	0.060	0.078	0.066	0.120	0.064
	0.077	0.098	*	0.104	0.089	0.059	0.055	0.057	0.059	0.060	0.076	0.069	0.131	0.067
	0.070	0.098	0.119	*	0.094	0.058	0.054	0.054	0.057	0.061	0.078	0.067	0.128	0.063
	0.066	0.083	0.112	0.098	*	0.064	0.056	0.054	0.059	0.065	0.079	0.072	0.130	0.063
	0.064	0.078	0.109	0.088	0.088	*	0.062	0.055	0.059	0.067	0.073	0.079	0.117	0.062
	0.064	0.078	0.109	0.088	0.085	0.065	*	0.061	0.063	0.065	0.073	0.072	0.116	0.063
	0.065	0.078	0.110	0.088	0.084	0.060	0.062	*	0.067	0.062	0.073	0.069	0.116	0.066
	0.065	0.078	0.109	0.088	0.084	0.060	0.060	0.063	*	0.067	0.075	0.067	0.115	0.068
	0.065	0.078	0.109	0.088	0.087	0.065	0.060	0.056	0.065	*	0.077	0.069	0.116	0.064
	0.073	0.084	0.111	0.093	0.089	0.059	0.055	0.055	0.062	0.066	*	0.066	0.117	0.070
	0.064	0.078	0.110	0.089	0.089	0.074	0.062	0.057	0.059	0.063	0.073	*	0.120	0.062
	0.068	0.087	0.123	0.106	0.106	0.063	0.056	0.056	0.058	0.062	0.076	0.075	*	0.063
	0.073	0.080	0.111	0.089	0.085	0.058	0.055	0.059	0.065	0.063	0.081	0.066	0.116	*

*符號代表該雨量測站假設為未知。

列顯示其重新分配之結果。比較表 2 與表 3 之結果可發現應用徐昇多邊法時，漏失測站之權重值將重新分配至鄰近測站，而較遠之測站則無。如表 2 中，編號 10 之石碇(2)測站權重值僅重新分配至其鄰近雨量測站(如編號 6、7、9 與 11 之坪林(4)、火燒寮、五堵與中正橋)，其餘測站則維

持不動。應用區塊克利金法時，漏失測站之權重值將重新分配至所有測站，如表 3 編號 10 之石碇(2)測站為例，原本其權重值為 0.058。一旦其無記錄時，權重值 0.058 將分散至其餘測站。

應用區塊克利金法所得之表 3 結果亦可發現漏失測站之權重值重新分配至所有測站並非均

表 4 徐昇多邊形法與區塊克利法所得之平均降雨組體圖之比較

颱洪事件	降雨組體圖特性					
	降雨總量(mm)		最大降雨深度(mm)		最大降雨時刻(hrs)	
	徐昇法	克利金法	徐昇法	克利金法	徐昇法	克利金法
莫瑞(MURY, 1981)	294.0	335.0	35.8	31.5	23	23
尼爾森(NELSON, 1985)	324.5	365.2	25.4	25.9	29	29
韋恩(WAYNE, 1986)	504.3	577.4	42.9	36.7	17	16
艾貝(ABBY, 1986)	490.4	489.6	35.7	33.4	50	50
琳恩(LYNN, 1987)	748.4	681.6	34.3	27.1	64	64
道格(DOUG, 1994)	239.1	302.2	23.2	26.1	25	25
溫妮(WINNIE, 1997)	363.7	392.9	28.2	25.6	55	55
瑞伯(ZEB, 1998)	621.5	611.6	46.9	36.5	17	16
象神(XANGSANE, 2000)	504.2	512.3	36.1	34.6	24	24
海馬(HAIMA, 2004)	456.9	564.2	29.0	27.5	32	31
馬莎(MATSA, 2005)	403.0	570.1	24.8	27.6	19	19
丹瑞(DAMREY, 2005)	178.3	259.9	14.9	15.5	53	53

一分配，而為鄰近漏失測站之雨量測站可分配得較多之權重值，距其較遠之測站則僅取得少許權重值。例如表 3 編號 10 之石碇(2)測站，原本其權重值為 0.058。一旦其無記錄時，權重值 0.058 將分散至其餘測站。由圖 1 之測站位置圖可知，鄰近於石碇(2)測站之雨量站(如編號 6、7、9 與 12 之坪林(4)、火燒寮、五堵與碧湖測站)將可分配得較多之值，而距其較遠之測站(如編號 1、2 與 3 之林口(1)、三峽與石門(3)測站)則僅取得少許值。比較區塊克利金法與徐昇多邊形法於雨量資料漏失之權重值重新分配結果可知，兩者皆有能力重新調整雨量站網。只是調整方式不一樣。

除了無偏估條件外，估計誤差變異數最小也是區塊克利金法之另一特性，徐昇多邊形法並無此特性。徐昇多邊形法於雨量測站站網改變之權重值取得必須經由地圖之重新繪製。因此徐昇多邊形法不適用於水文預測系統之即時模擬。

4.3 徐昇多邊形法與區塊克利金法之初步比較

不同推估方法所得之逐時平均雨量推估值可能會不一樣，亦可能產生不同之平均降雨組體圖。若將之輸入降雨—逕流模式亦可能會輸出不同之逕流歷線。有鑑於此，本研究比較徐昇多邊形法與區塊克利法所得之降雨組體圖，並比較兩

者之降雨總量、最大降雨深度與最大降雨時刻等三種特性。本研究採用前述所提之 12 場重要且具完全記錄之降雨事件。表 4 顯示應用徐昇多邊形法與區塊克利法所得 12 場降雨事件之平均降雨組體圖之降雨總量、最大降雨深度與最大降雨時刻等三種特性。由表 4 得知，除了艾貝(1986)、琳恩(1987)與瑞伯(1998)颱洪外，徐昇多邊形法所得之平均降雨總量小於區塊克利法之計算結果。除了道格(1994)、馬莎(2005)與丹瑞(2005)，徐昇多邊形法所得之平均最大降雨量大於區塊克利法之計算結果。至於最大降雨時刻，兩個方法所計算結果相同。

4.4 降雨總量推估值之進階比較

當可用雨量測站改變時，逐時平均降雨之計算值隨之改變，其可能錯估降雨組體圖與降雨—逕流演算。因此，本研究應用重覆法、徐昇多邊形法與區塊克利法評估 12 場重要降雨事件因雨量測站站網改變所導致平均降雨組體圖之推估。

一般而言，降雨組體圖之形狀可由降雨總量、最大降雨深度與最大降雨時刻決定之。本研究應用該三種特性為評估標準予以評估徐昇多邊形法與區塊克利法之可用性與漏失雨量資料所帶來之影響。表 5 為區塊克利金法與重覆法所

表 5 重覆法與區塊克利金法所推估之降雨總量

Unit: mm

颱洪事件	假設未知測站之編號													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
莫瑞(1981)	-4.1	-9.2	-0.2	-7.7	2.3	-0.6	8.3	0.2	0.5	-0.5	-0.9	8.9	1.1	-9.8
尼爾森(1985)	4.4	8.3	1.4	0.0	-0.4	-6.5	-29.3	4.7	-0.7	11.4	-4.4	3.4	5.3	-7.1
韋恩(1986)	6.6	9.2	7.3	-3.6	1.3	-2.7	-18.7	-6.5	5.1	14.0	-4.1	5.3	2.9	-17.9
艾貝(1986)	13.6	13.9	5.5	3.6	-15.6	2.5	-10.1	-5.6	-0.2	15.4	0.4	14.0	-6.9	-17.9
琳恩(1987)	23.5	27.6	14.9	1.2	11.2	21.5	13.8	9.1	6.3	25.3	-19.4	3.8	-32.1	-72.9
道格(1994)	0.7	3.5	2.0	4.9	1.1	-7.7	-28.6	7.9	2.8	7.7	1.5	4.0	1.0	-16.2
溫妮(1997)	7.2	16.8	7.3	8.9	-7.9	-6.7	-45.3	6.1	2.8	16.0	-4.4	12.1	0.4	-31.1
瑞伯(1998)	7.9	27.2	14.8	5.7	-0.5	-11.9	-29.7	-3.0	4.0	12.4	-12.5	10.4	5.3	-23.4
象神(2000)	19.8	10.9	3.1	-4.2	-2.6	-4.7	5.5	-3.6	-3.5	11.1	-9.5	4.0	-1.4	-15.4
海馬(2004)	9.0	1.8	11.1	2.2	16.2	3.1	1.8	2.8	-5.5	-31.8	-0.8	-2.2	-6.3	3.5
馬莎(2005)	9.6	13.7	-0.9	0.7	11.6	-30.8	-49.5	-7.2	10.2	11.6	4.4	12.6	8.6	-11.5
丹瑞(2005)	3.4	13.2	5.8	9.2	4.9	-2.6	-56.1	-2.3	5.5	2.4	-4.7	2.7	4.1	3.5

- 符號代表低估

表 6 徐昇多邊形法與區塊克利法應用於 12 場降雨事件之所推估降雨總量與最大降雨之統計結果

統計量	降雨總量		最大降雨深度	
	徐昇法	克利金法	徐昇法	克利金法
降雨事件總和 (mm)	5128.3	5662.0	377.2	348.0
低估次數	84	65	72	60
最大低估 (mm)	-99.6	-72.9	-7.2	-2.6
總低估量 (mm)	-1015.8	-801.6	-105.9	-61.7
低估百分比 (%)	-19.8	-14.2	-28.1	-17.7

- 符號代表低估

得之降雨總量推估結果。該計算結果(表 5)顯示重覆法所得之不同降雨總量，其可與原始站網(14 個雨量測站)計算所得之降雨總量(表 4 第 3 行)比較。比較結果顯示當某一測站漏失資料時，降雨總量之推估可能高於或低於原始站網之計算值。對洪水預報與洪災防治工作而言，低估較高估為有可能導致嚴重之災害，因此本研究僅討論降雨總量低估之效應。降雨總量低估之定義為漏失一測站應用其他 13 測站所得之降雨總量小於所有測站(14 個測站)所得之推估值。應用相同程序，重覆法與徐昇多邊形法所得之不同降雨總量亦有相似之比較結果(表 6)。

表 6 之第 2 與 3 行為徐昇多邊形法與區塊克利法應用於 12 場降雨事件之所推估降雨總量之統計結果。降雨事件總和(mm)為 12 場事件之降

雨總量累計；低估次數為 168 個可能性(12 場事件 × 14 個雨量測站)之低估次數；最大低估(mm)為 168 個可能性之最大低估值；總低估量(mm)為所有產生低估之總和；低估百分比(%)為總低估量相對於降雨事件總和之比值。

由表 6 可知，徐昇多邊形法產生 84 次之降雨總量低估，區塊克利金法有 65 次。計算自區塊克利金法對降雨總量之最大低估為 -72.9 mm，其小於徐昇多邊形法之 -99.6 mm。於 12 場事件之總低估量，徐昇多邊形法為 -1015.8 mm，區塊克利金法為 -801.6 mm。徐昇多邊形法之低估百分比為 -19.8%，而區塊克利金法為 -14.2%。應用徐昇多邊形法所產生之最大低估誤差(-13.31%)為琳恩颱洪假設福山測站未知，而區塊克利金法則為琳恩颱洪假設竹子湖測站未知產生最大低

估誤差-10.7% (表 5)。由前述比較結果得知，應用區塊克利金法所產生之各項低估統計皆小於徐昇多邊形法。因此，對降雨總量之精確推估，區塊克利金法優於徐昇多邊形法。

4.5 最大降雨深度推估值之進階比較

最大降雨量亦為降雨組體圖之一重要特性，其代表集水區降雨瞬間最大值。因此，最大降雨深度為本研究所應用兩個方法之第二個評估標準。與降雨總量推估之相同計算程序，應用徐昇多邊形法與區塊克利金法推估 12 場降雨事件之最大降雨深度。針對最大降雨深度之五個統計結果如表 6 之第 4 與 5 行所示。

表 6 之第 4 與 5 行顯示徐昇多邊形法與區塊克利金法所推估平均降雨組體圖之最大降雨深度推估統計結果。類似地，降雨事件總和(mm)為 12 場事件之最大降雨深度累計。應用區塊克利金法所得最大降雨深度之低估次數(60 次)少於徐昇多邊形法之 72 次。應用區塊克利金法所得最大降雨深度之最大低估量為-2.6 mm，其小於徐昇多邊形法之-7.2 mm。12 場降雨事件之總低估量，區塊克利金法(-61.7 mm)遠小於徐昇多邊形法(-105.9 mm)。區塊克利金法所得之低估百分比為-17.7%，而徐昇多邊形法為-28.1%。徐昇多邊形法所得之最大低估量為-15.35% (中正橋測站假設未知，瑞伯颱洪)，區塊克利金法為-5.54% (火燒寮測站假設為知，尼爾森颱洪)。比較最大降雨深度之統計結果，再次顯示區塊克利金法於推估平均降雨組體圖較徐昇多邊形法為精確。

4.6 最大降雨時刻之進階比較

最大降雨時刻為降雨組體圖之第三個重要特性，其為最大降雨深度所發生之時間。應用推估降雨總量與最大降雨深度之相同計算程序，以 13 個雨量測站所推估而得之最大降雨時刻可能較原始雨量站網所得為早或晚。兩種誤差皆可能影響洪災防制工作，故本研究採取最大降雨時刻誤差之絕對值予以比較徐昇多邊形法與區塊克利金法之優劣。表 7 為徐昇多邊形法與區塊克利

表 7 徐昇多邊形法與區塊克利法應用於 12 場降雨事件之所推估最大降雨時刻之比較結果

統計量	徐昇法	克利金法
誤差次數	17	15
絕對總誤差時數 (hrs)	29	17
平均誤差時數 (hrs)	1.7	1.1

金法所推估最大降雨時刻之比較結果，其中誤差次數定義為 168 個可能性中所發生與應用原始站網所推估之最大降雨時刻之誤差產生次數；絕對總誤差為誤差總和之絕對值；平均誤差為絕對總誤差除以誤差次數。

表 7 顯示最大降雨時刻之誤差次數遠少於降雨總量與最大降雨深度。徐昇多邊形法所推估最大降雨時刻之誤差次數為 17 次，其與區塊克利金法所推估最大降雨時刻之誤差次數(15 次)差異不大。區塊克利金法所推估最大降雨時刻之絕對總誤差時數(17 小時)少於徐昇多邊形法之 29 小時。平均誤差時數方面，區塊克利金法略小於徐昇多邊形法。因此，於最大降雨時刻特性之比較結果，區塊克利金法仍舊優於徐昇多邊形法。

4.7 雨量測站於平均降雨組體圖之效應分析

由前述以降雨總量、最大降雨深度與最大降雨時刻之比較結果得知，應用區塊克利金法推估平均降雨較傳統方法為精確。雨量測站常常於暴雨侵襲時漏失資料，降雨推估發生錯誤之機率亦隨之提升。任一測站漏失雨量資料，其偏估值當然不會一樣，亦即由重要雨量測站所得之平均降雨組體圖不同於由不重要測站所得之平均降雨組體圖。因此，當重要測站無法參與推估時，其偏估情形應較為嚴重。

為了確定平均降雨推估時，本研究應用區塊克利金法所計算之平均降雨組體圖予以評估哪些雨量測站較為重要。依據前述之比較結果，降雨總量與最大降雨深度之差異性較最大降雨時刻為大，本研究即採用降雨總量與最大降雨深度之比較結果評估雨量測站之效應。因為每一測站分別假設為未知，個別測站於 12 場颱洪事件之低估總量與平均低估量可予以評估之。圖 2 為降

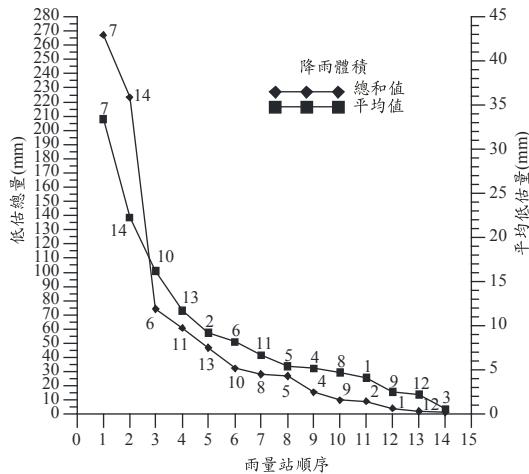


圖 2 依據降雨總量之低估總量與平均低估量統計之雨量測站排序

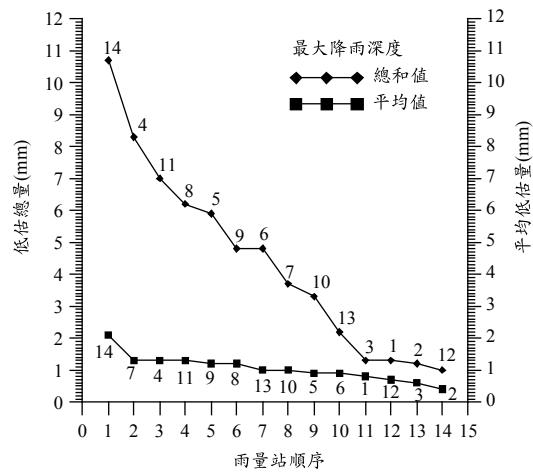


圖 3 依據最大降雨深度之低估總量與平均低估量統計之雨量測站排序

雨總量之低估總量與平均低估量依序大小之結果圖。其中，降雨總量之低估總量為 12 場颱洪事件分別假設任一測站未知所推估降雨總量小於原始站網所推估降雨量之總低估量；降雨總量之平均低估量定義為總低估量與低估次數之比例，其代表平均每次之低估量。

由圖 2 得知，最大與第二大低估總量分別為火燒寮(編號 7)與竹子湖測站(編號 14)。此兩個雨量測站之低估總量遠高於其他 12 個測站之低估總量。坪林(4)測站(編號 6)為第三大，中正橋測站(編號 11)為第四，其他依序為福山(編號 13)與石碇(2)(編號 10)等測站。火燒寮(編號 7)、竹子湖(編號 14)、石碇(2)(編號 10)與福山測站(編號 13)具有比其餘 10 個測站較高之平均低估量。本研究綜合降雨總量之低估總量與平均低估量統計比較，重要雨量測站之排序為火燒寮(編號 7)、竹子湖(編號 14)、坪林(4)測站(編號 6)、石碇(2)(編號 10)、福山測站(編號 13)、中正橋測站(編號 11)與三峽測站(編號 2)。這些雨量測站於推估平均降雨總量具有代表性之意義。

圖 3 為降雨總量之低估總量與平均低估量依序大小之結果圖。圖 3 可知，最大降雨深度之低估總量遠大於平均低估量。圖 3 之低估總量與平均低估量與圖 2 定義一樣。假設任一雨量測站未

知於 12 場颱洪事件所推估最大降雨深度之低估總量之雨量測站大小排序分別為竹子湖測站(編號 14)、大豹測站(編號 4)、中正橋測站(編號 11)、瑞芳測站(編號 8)、大桶山測站(編號 5)、五堵測站(編號 9)與坪林(4)測站(編號 6)。而依據最大降雨深度之平均低估量，重要雨量測站大小排序依序為竹子湖測站(編號 14)、火燒寮測站(編號 7)、大豹測站(編號 4)、中正橋測站(編號 11)、五堵測站(編號 9)、瑞芳測站(編號 8)與福山測站(編號 13)。綜合最大降雨深度之低估總量與平均低估量統計比較，重要雨量測站之排序為火燒寮測站(編號 7)、竹子湖測站(編號 14)、林口(1)測站(編號 1)、大豹測站(編號 4)、碧湖測站(編號 12)、中正橋測站(編號 11)與五堵測站(編號 9)。

先前研究(表 5)顯示，有些低估量相當於台灣地區一般降雨事件之總量。某些如琳恩颱洪(竹子湖測站(編號 14)假設未知)、溫妮颱洪與丹瑞颱洪(火燒寮測站(編號 7)假設未知)，其降雨總量之低估皆超過原有之十分之一。因此，確認重要與不重要雨量測站將有助於平均雨量之正確推估，其亦可幫助概念化水文模式於逕流量之模擬與預測。理論上，雨量測站愈多當能更精準地計算平均降雨。一平面最少須由三點所構成，故雨量站網至少應由三個雨量測站組成。依據本研究

於降雨總量與最大降雨深度之研析結果，火燒寮測站(編號 7)、竹子湖測站(編號 14)與中正橋測站(編號 11)為淡水河流域雨量站網之最重要之三個測站。此三個雨量測站於降雨事件發生時，應盡量保持其資料之完整性以降低降雨偏估之可能性。

五、結 論

氣候平均半變異圖隨時間變化而變化，其可計算自尺度氣候平均半變異圖與閾值。尺度氣候平均半變異圖僅與雨量測站有關且其為非時變性，閾值則為時變性。因此，氣候平均半變異圖可以用以描述降雨之時間—空間變化特性。本研究所應用之程序可容易地建立理論半變異圖模式。

當暴雨進行中雨量測站漏失資料時，測站權重分佈必須改變。本研究發現徐昇多邊形法僅改變鄰近測站之權重值，離漏失測站較遠之測站則維持相同之權重值。區塊克利金法改變所有可用測站之權重值，鄰近漏失資料測站之測站分配得較多之權重值，較遠之測站則分配得較少之權重值。因此，本研究確定區塊克利金法可自動修正可用雨量測站之權重值而輕易地推估逐時平均雨量。由於傳統方法需仰賴地圖之重新繪製才得以重新分配權重，故區塊克利金法較徐昇多邊形法為有效率。亦即，傳統方法於測站漏失資料時無法快速地處理雨量測站權重，而區塊克利金法則可於某些雨量測站漏失降雨資訊時，應用於推估時間—空間之降雨分佈。

當雨量測站漏失資訊時，降雨量可能被低估，其可能增加災害之風險。本研究發現降雨總量之低估量可能接近 100 mm，其低估百分比超過原有總量之 10%。分析結果顯示水文學者與工程師應重視洪水量低估之可能性。根據降雨總量與最大降雨之總低估量與低估百分比，區塊克利金法低於徐昇多邊形法，故區塊克利金法之推估值較徐昇多邊形法為精確。

區塊克利金法於 168 個可能性(14 個雨量測站 \times 12 場颱洪事件)所推估平均降雨組體圖，每個雨量測站根據降雨總量與最大降雨深度之比較結果，淡水河流域雨量測站之重要性分別為火燒寮測站(編號 7)、竹子湖測站(編號 14)、林口(1)測站(編號 1)、大豹測站(編號 4)、碧湖測站(編號 12)、中正橋測站(編號 11)與五堵測站(編號 9)。這些測站將使得雨量站網有效地推估平均降雨。

參考文獻

1. Agirre, U., Goñi, M., López, J. J. and Gimena, F. N.: 2005, Application of a unit hydrograph based on subwatershed division and comparison with Nash's instantaneous unit hydrograph, *Catena* **64**, 321-332.
2. Bastin, G., Lorent, B., Duque, C. and Gevers, M.: 1984, Optimal estimation of the average rainfall and optimal selection of raingauge locations, *Water Resources Research* **20**, 463-470.
3. Cheng, K. S., Lin, Y. C. and Liou, J. J.: 2008a, Rain-gauge network evaluation and augmentation using geostatistics, *Hydrological Processes* **22**, 2554-2564.
4. Cheng, S. J. and Wang, R. Y.: 2002, An approach for evaluating the hydrological effects of urbanization and its application, *Hydrological Processes* **16**, 1403-1418.
5. Cheng, S. J., Hsieh, H. H. and Wang, Y. M.: 2007, Geostatistical interpolation of space-time rainfall on Tamshui River Basin, Taiwan, *Hydrological Processes* **21**, 3136-3145.
6. Cheng, S. J., Hsieh, H. H., Lee, C. F. and Wang, Y. M.: 2008b, The storage potential of different surface coverings for various scale storms on Wu-Tu watershed, Taiwan, *Natural Hazards* **44**, 129-146.
7. Chiles, J. P. and Delfiner, P.: 1999, *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*, Wiley, New York.
8. Chow, V. T., Maidment, D. R. and Mays, L. W.: 1988, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill Book Company, New York.
9. Clarke, R. T.: 1973, A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use, *Journal of*

- Hydrology* **19**, 1-20.
10. Dooge, J. C. I.: 1959, A general theory of the unit hydrograph, *Journal of Geophysical Research* **64**, 241-256.
 11. Franchini, M. and O'Connell, P. E.: 1996 'An analysis of the dynamic component of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph, *Journal of Hydrology* **175**, 407-428.
 12. Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology* **228**, 113-129.
 13. Hsieh, L. S. and Wang, R. Y.: 1999, A semi-distributed parallel-type linear reservoir rainfall-runoff model and its application in Taiwan, *Hydrological Processes* **13**, 1247-1268.
 14. Huang, H. J., Cheng, S. J., Wen, J. C. and Lee, J. H.: 2008a, Effect of growing watershed imperviousness on hydrograph parameters and peak discharge, *Hydrological Processes* **22**, 2075-2085.
 15. Huang, S. Y., Cheng, S. J., Wen, J. C. and Lee, J. H.: 2008b, Identifying peak-imperviousness-recurrence relationships on a growing-impervious watershed, Taiwan, *Journal of hydrology* **362**, 320-336.
 16. Jin, C. X.: 1992, A deterministic gamma-type geomorphologic instantaneous unit hydrograph based on path types, *Water Resources Research* **28**, 479-486.
 17. Lebel, T. and Bastin, G.: 1985. Variogram identification by the mean squared interpolation error method with application to hydrologic field. *Journal of Hydrology* **77**, 31-56.
 18. Lebel, T., Bastin, G., Obled, C. and Creutin, J. D.: 1987, On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study, *Water Resources Research* **23**, 2123-2134.
 19. Maidment, D. R. (ed.): 1993, *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill Book Company, New York.
 20. Mays, L. W. and Taur, C. K.: 1982, Unit hydrographs via nonlinear programming, *Water Resources Research* **18**, 744-752.
 21. Melone, F., Corradini, C. and Singh, V. P.: 1998, Simulation of the direct runoff hydrograph at basin outlet, *Hydrological Processes* **12**, 769-779.
 22. Nash, J. E.: 1957, The form of the instantaneous unit hydrograph, *IAHS Publications* **45**, 112-121.
 23. O'Connell, P. E. and Todini, E.: 1996, Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview, *Journal of Hydrology* **175**, 3-16.
 24. Rao, A. R. and Tirtotjondro, W.: 1995, Computation of unit hydrographs by a bayesian method, *Journal of Hydrology* **164**, 325-344.
 25. Sherman, L. K.: 1932, Streamflow from rainfall by the unit-graph method, *Engineering News Record* **108**, 501-505.
 26. 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.
 27. Wackernagel, H.: 1998, *Multivariate Geostatistics*, Springer-Verlag, Berlin.

收稿日期：民國 98 年 9 月 22 日

修正日期：民國 98 年 10 月 29 日

接受日期：民國 98 年 11 月 11 日