

台灣地區豪雨及暴雨量分佈之研究

曲克恭

劉廣英

摘要

本研究乃針對台灣特殊地形影響豪雨及暴雨量之分佈，但分析短時間內小範圍之狀況，以明瞭豪雨或暴雨中心及其範圍內雨量分佈特性與雨區之逐時變化。此外，並以較多之逐時雨量資料分析比較僅利用少數測站資料所獲結果間之差異。本研究共選取 1976-1981 年台灣地區 15 次大雨(豪雨或暴雨)，總計 118 個測站(其中 5 個測站在測定區域以外，以做參攷)之逐時雨量資料，並按地形與地理環境分為四個分區及石門與曾文二水庫區，以個案及統計方法分析研究。

一、前言

晚近各種建設與防洪措施多需要小範圍而短時間之雨量分析，在豪雨時，以少數測站之雨量資料代表一定範圍內之平均狀況或用以解釋此範圍內之豪雨特性，其可代表之真實程度首應明瞭，尤其雨量分佈受地形影響極大之台灣地區，似乎會產生較大之誤差。按世界氣象組織所定降水量測站網之最低密度(Wiesner, 1970)，每測站可代表之面積在氣候溫和之山區為 100-250 km²，雨量不均勻之山丘小島為 25 km²。Linsley (1958) 曾研究美國 Ohio 州 Wilmington 附近 220 平方哩範圍內雨量器密度與真實平均雨量(以 55 個測站之平均為標準)間之平均誤差，指出平均誤差隨真實平均雨量之增加而增大，同時隨雨量器密度之減少而增大，後者之影響較前者為大，而且雨量器密度增大時，則真實平均雨量之增加所生之誤差逐漸減小。換言之，一地區豪雨時以少數測站所獲之平均雨量其代表性極差。此外，美國 Muskingum 流域之研究結果，指出如欲獲得相同之準確度，則對小範圍之雨區需要大密度之雨量站資料。Huff (1970) 曾利用美國 Illinois 州兩組分佈均勻而且密度甚大之雨量器紀錄研究風暴雨量之分佈及雨量器代表面積，除獲與 Linsley 等之

研究有相同之結果外，並且發現抽樣誤差隨風暴雨量之延時(duration)而降低，尤其在暖季中，雨量器之密度對不穩定性之降雨系統需要二倍於穩定性降雨者，始能獲得相等之準確度，當然對氣團性之雷陣雨量需要更大之密度。曲克恭(1979, 1980)並發現台灣地區發生豪雨時，測站間之雨量有顯著之差異，初步分析認為可能是地形與降雨雲中突出細胞雲之所致，尤其在大雨中心附近之雨量梯度極大，分佈不均勻及密度不大之測站網常遺漏此大雨量或僅測到此大雨量，因而使小範圍中之真實平均雨量發生極大之誤差。Cheng and Houze (1979) 分析 GATE 雷達回波更發現在大西洋之雨雲中含有許多積雲幅度(1-10 km²)之細胞雲，有時上沖至 15-16 km 高，較大範圍之對流雲區(~10² km²)之雨量已較中幅度之降雨量約大三倍上沖之積雲，其高度越高則降雨率將更大。Sims (1981) 亦研究英國 Narrator Brook 水庫流域雨量隨高度之增加，發現濕空氣在山谷中輻合急速上升冷卻而雨量有顯著之增加；Browning and Hill (1981) 亦曾研究英國 South Wales 之地形雨，並指出該區域山地與平地之雨量差別亦極顯著，而且風向風速為山區雨量增加之指數，用以校正山區雨量效果良好。

台灣地區之豪雨分佈特性，周根泉(1964)

曾分析台灣地區有關測站一小時、四小時及廿四小時之最大降雨量與連續數日最大降雨量，但僅限於單點測站紀錄之分析。周明德(1964)曾分析台北市 1900-1960 年每年最大日雨量與台北大橋最高水位之關係。王鴻賓(1966)曾分析選擇颱風個案在淡水河流域暴雨總雨量之分佈。1959 年八七水災後，台灣銀行編印之台灣研究叢刊第 91 種，特定名為「台灣水災之研究」，從土壤、地質及氣象各方面探討，其中陳正祥(1967)對八七水災之日雨量及總雨量之分析與少數自記雨量站之延時雨量皆有詳盡之分析。徐明同(1969)較有系統的分析各類颱風路徑之總降雨量分佈。徐晉淮(1971)分析 1907~1970 年台北日雨量等於及大於 100 mm 之資料，定為豪雨，並研究梅雨形成之豪雨及颱風路徑與台北豪雨之關係。最近，吳宗堯及陳正改(1978)主要分析台北(代表平地)及竹子湖(代表山區)之日雨量在各不同路徑之颱風與其他氣壓系統影響下之豪雨逐時雨量(且定日雨量達 100 mm 以上時為豪雨)時間分佈狀況，並以各類颱風最接近台北之時間為參攷點以研究颱風逐時雨量分佈型態。楊任徵(1980)分析台灣北部鋒面通過後之豪雨乃受重力波槽導致對流運動或抬升運動所致。綜觀過去對豪雨之研究多着重於颱風(或其他氣壓系統)影響下之日雨量或總雨量之分佈，或者僅分析單站之狀況，對逐時豪雨量受台灣特殊地形影響下之分佈尚無較完整之分析研究，而且山區與平地間之雨量差異極大，如果僅用少數之雨量站紀錄，所獲結果可能不會有較佳之代表性。本研究乃針對以上之缺失，盡最大努力蒐集各機構雨量測站之逐時雨量資料，分析豪雨時之雨量分佈狀況，並分析比較用少數測站資料所獲結果間之差異。

二、大雨豪雨及暴雨之等級標準

過去大多數的氣象學者專家們依據日雨量定標準(如吳宗堯等(1970)定日雨量達 100 mm 者為豪雨，徐晉淮(1971)定日雨量超過 100 mm 者為暴雨)，且對名稱尚無一定的準則，周根泉(

1964)稱之為暴雨，徐寶箴(1969)亦稱之為暴雨。曲克恭(1981)曾按一小時、三小時及六小時之雨量定大雨、豪雨及暴雨之等級標準，但經應用後亦發現有其缺點，為適應本研究取捨雨量資料及分析目的起見，特另以每小時雨量另訂標準如下：

- (1) 大雨 R $10\text{mm/h} \leq R < 20\text{mm/h}$
- (2) 豪雨 R* $20\text{mm/h} \leq R < 40\text{mm/h}$
- (3) 暴雨 R** $40\text{mm/h} \leq R$

在一延時中之每小時雨量皆合於(1)，則為大雨 R；但在一延時中之逐時雨量皆合於(1)而其中有任一小時或以上之 R 合於(2)，則此降雨延時之降雨稱為豪雨；如果有任一小時或以上之 R 合於(3)則此降雨稱為暴雨。換言之，大雨僅包括合於其標準之逐時雨量，但豪雨可包括大雨在內，而暴雨亦可包括其他二者在內，我們在一降雨延時中($R \geq 10\text{mm/h}$)以發生嚴重之時雨量等級稱之。

一地受某種氣壓系統之影響而發生降雨且合於大雨等級，常非連續每小時皆有大雨，而是三者或者低於大雨標準之降雨相替發生，故在一降雨延時中可有很多狀況發生，為便於辨認及分析資料，特以下之符號：

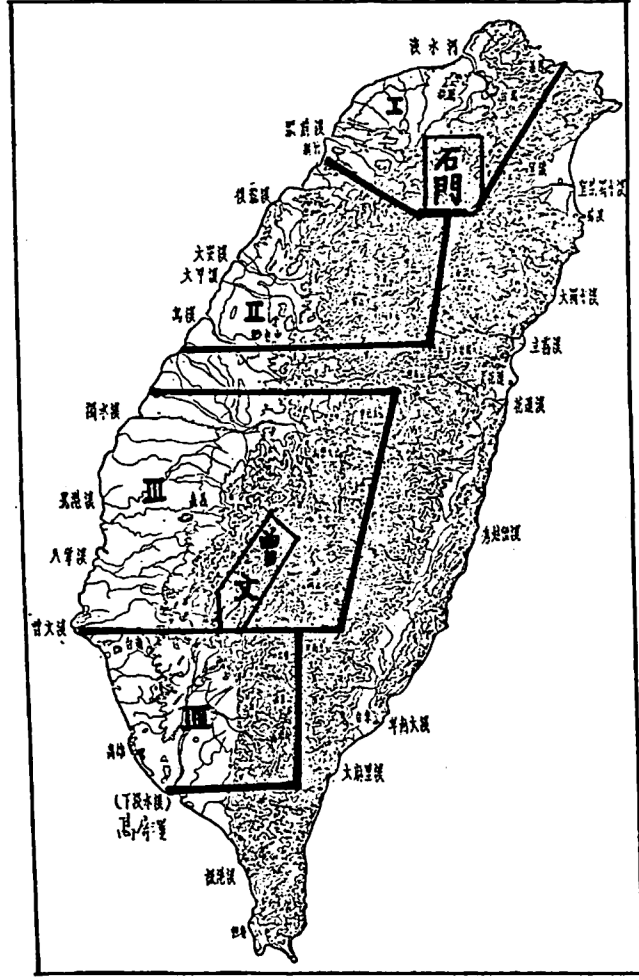
大雨	R_d^M
豪雨	$R_{d(t)}^{**}$
暴雨	$R_{d(t)}^{***}$

其中 d 為延時，M 為延時中之最大時雨量，t 為延時中最高等級雨量發生之小時數。如 $R_{d(t)}^{***}$ 之意義為豪雨，在時雨量等於及大於 10 mm，小於 40 mm 之連續八小時降雨中，最大雨量紀錄為 35.8 mm/h，而合於豪雨標準者為四小時。

如果在一降雨延時中有低於大雨 R 標準之降雨發生(此為經常發生之狀況)，亦即大雨稍減而後又有大雨發生，則可連續記為：

$$R_d^M + R_{d(t)}^{**} + \dots$$

三、研究區域之劃分及雨量資料



圖一 研究區域之劃分

根據台灣山脈及河川分佈，劃分為四個區及石門與曾文二水庫區（如圖一）。

I區大約在後龍溪以北，包括淡水河流域，所取分析圖面積約為6845 km²。

II區為大甲溪及烏溪流域，所取分析圖面積約為4790 km²。

III區為濁水溪及曾文溪流域，所取分析圖面積約為8815 km²。

IV區為高屏溪流域，所取分析圖面積約為5475 km²。

二水庫區所取分析圖面積均約為940 km²。

我們所取面積之計算乃根據所用圖繪成直線範圍內之面積，與實際之面積有差異，如石門水庫集水區之面積為763.4 km²（李瑞霖，1970）。以上之分區皆以中央山脈東西分水嶺為東方之界限

，凡雨量測站資料位於分水嶺以東者皆未蒐集，僅有五個測站資料在區域外列為參考資料。

我們共蒐集15次大雨（及以上）之資料，除1979年6月8-9日及1981年5月28日之降雨為鋒面促成外，其他13次皆為颱風之直接侵襲或由其引致之西南氣流（佔大部份個案）所形成。各區發生大雨強度等級之降雨個案（以「√」表示）如表一所示。表中所列發生大雨（等級以上）之日期雖然有一天至五天，長短不等，但大雨等級發生之延時却較短，而且非連續長時間大雨不停，常為間斷發生者。

所蒐集各區時雨量測站數量如表二所示。

測站之分佈雖仍不均勻，但各區皆有其測站分佈特性（如圖二）第I區石門水庫及該區之東北部密度較大；而平地測站太少；第II區分佈較均勻，但仍有空隙；第III區則曾文水庫及其鄰近山區密度及分佈較佳，但西北部密度較小；第IV區分佈尚均勻，但密度不夠大。此外，在每區廣大範圍有大雨（及以上）發生時，並非在每一雨量涵蓋面積內之測站皆有資料，其原因有三：第一，根本未下雨；第二，儀器故障；第三，未合水利局選取時雨量之標準而未曾在自記紙上選出資料。以上三種原因很難分辨，造成時雨量填圖分析時之一些困難，即臨近二測站，一下大雨，一無雨，而無法判斷究係何原故，我們只有研判後決定取捨。

四、各區大雨強度等級與大雨中心及大雨軸之變化

我們定以下的標準選繪各區之每小時雨量圖，即在一個氣壓系統影響之下，一區內廣大範圍降雨，其中任一測站及以上發生大雨強度標準之時雨量（ $R \geq 10 \text{ mm/h}$ ），且連續二小時及以上，即認該區域中有大雨開始；大雨發生後，經一延時將逐漸減小，至所有測站之時雨量 $R < 10 \text{ mm/h}$ ，定為該區之大雨終止。終止以後如果又發生局部性之大雨，則不再計及。根據以上標準所繪各個案之每小時雨量圖數如表三所示，總計蒐集1474小時之118個測站之逐時雨量資料（其中有部份缺資料），繪成1200張逐時雨量圖。經分析後，我們定「大雨中心區」為時雨量圖中等雨量綫所圍一區域

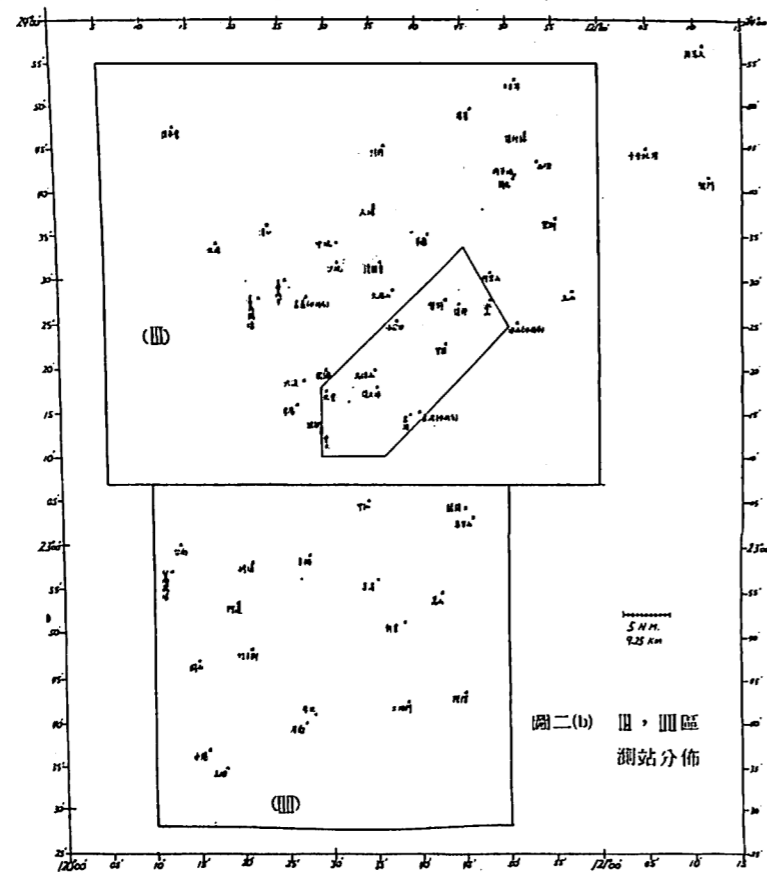
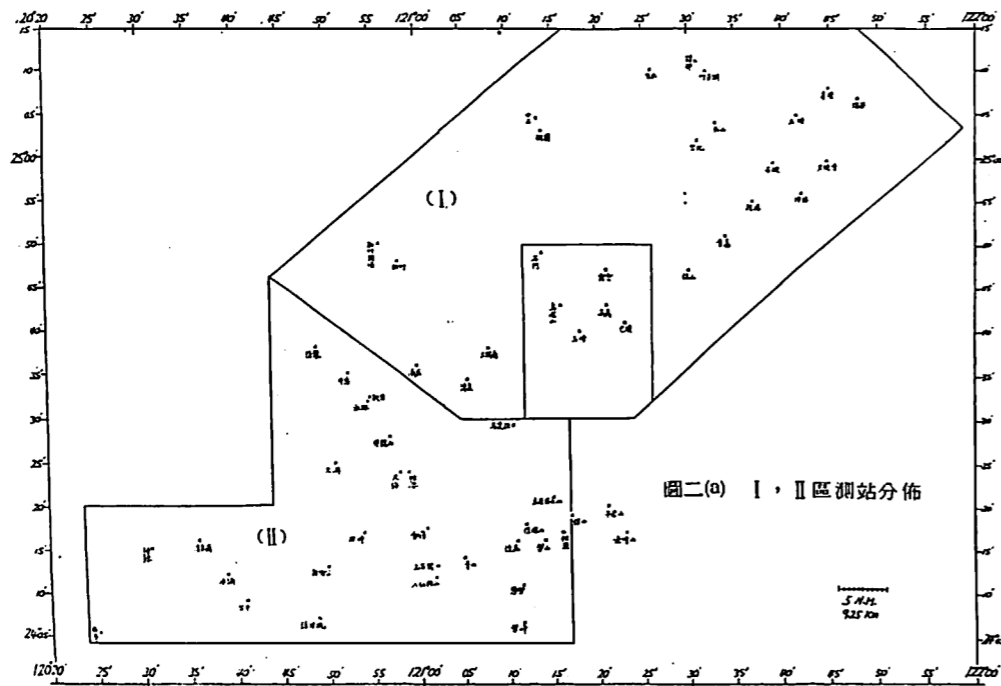
（表一）：選擇發生大雨（及以上）各區個案及日期

個案	年 月 日			區 域	I	II	III	IV	氣 系	統 統
	年	月	日							
1	1976	8	9-10	9-10	√	√	√	√	颱風	Billie
2	1977	8	25-26	25-26			√	√	颱風	The Ina
3	1977	7-8	31-1	31-1	√	√	√		颱風	Vera
4	1977	8	22-23	22-23		√	√	√	颱風	Amy
5	1978	8	1-2	1-2		√	√	√	颱風	Wendy
6	1978	8	18-19	18-19			√		颱風	Carmen
7	1978	9	11-13	11-13	√	√	√	√	颱風	Irma
8	1978	10	12-14	12-14	√				颱風	Ora
9	1979	6	8-9	8-9	√	√	√	√	鋒面	
10	1979	8	14-17	14-17	√	√	√	√	颱風	Irving
11	1979	8	24-25	24-25		√	√	√	颱風	Judy
12	1980	8	27-28	27-28	√	√	√	√	颱風	Norris
13	1981	5	28	28	√	√			鋒面	
14	1981	7	19-20	19-20	√	√	√	√	颱風	Maury
15	1981	8-9	31-4	31-4		√	√	√	颱風	Agnes

（表二）：選擇測站資料數

機構區域	I	II	III	IV	合計
中央氣象局	6	2	4	2	14
空軍	2	2	1	4	9
軍台	3	9(2)	(1)		12(3)
電台	3	9(2)	(1)		12(3)
水利局	9	16	27(2)	12	64(2)
石門水庫	5				5
文庫			6		6
民航局	2			1	3
合計	27	29(2)	38(3)	19	113(5)

（ ）內之數字為區域以外之測站數，繪圖時作為參攷。



(表三)：各個案每小時雨量時間數及選繪圖數

區	個案時間	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	合*			
I	時間	0910 1006		3101 3124					1202 1323	1209 1409	0810 0815	1407 1518		2713 2805	2801 2824	1903 2002		計		
	時數	21		24					46	49	6	36		17	24	24		247		
	繪時圖數	18		20					33	47	6	35		16	16	17		208		
II	時間	0913 1009		3105 0115	2215 2306	0104 0122			1205 1214		0811 0919	1401 1515	2403 2509	2713 2819	2801 2819	1910 2002	3101 0312			
	時數	21		35	16	19			10		9	39	31	31	19	17	84	331		
	繪時圖數	21		32	16	17			5		8	38	30	31	8	19	**	225		
III	時間	0915 1024	2510 2620	3107 0112	2207 2302	3108 0217	1816 1918	1113 1211		0811 0911	1412 1509 1621 1720	2401 2509	2717 2818			1918 2005	3101 0424			
	時數	34	35	30	20	58	27	23		25	46	33	26			12	120	489		
	繪時圖數	33	34	29	20	33	17	23		24	24	33	24			11	72	377		
IV	時間	0912 1021	2504 2624		2123 2307	3120 0209			1116 1208		0905 0915	1621 1720	2324 2413	2722 2812			2213 2324	3101 0424		
	時數	34	45		33	38			17		11	24	14	15			36	120	407	
	繪時圖數	30	44		33	33	17	14			7	24	14	15			36	103	390	

* 總計蒐集各區測站每小時雨量資料 = 247 + 331 + 489 + 407 = 1474
 應用此 1474 時數之各測站資料所繪之圖 = 208 + 225 + 377 + 390 = 1200
 其中有部份時間不合標準，未繪圖，但統計降雨強度等級時應用全部資料。

** 第 II 區個案 15 因資料過少，未繪圖。

中，最高值一條綫所圍之範圍。大雨中心之最大雨量以所圍範圍內測站之最大值定之，當然此值僅可能等於及小於實際值，是其缺點。

我們就各區先行選定大雨中心區，由於大雨中

心區之發生隨時空變化，故定一區域內有大雨中心區發生，此中心區在一個案內（即受一氣壓系統影響之下）之大雨延時中至少有五小時（並不一定是連續時間）曾發生大雨強度標準之降雨。應用此標

(表四)：大雨(及以上)中心區發生次數及平均時數

區域	個案數	發個數 生案	相次 對數 (%)	平大延 均雨時	平相時 均對數 (%)	中心區位置
I	8	* (a) 7 * (b) 6 * (c) 6 (d) 2	88 75 75 25	25	60 55 44 38	(a)竹子湖、鞍部 (b)福山、孝義、乾藪、火燒寮 (c)石門水庫 (d)大閣南、清泉、南庄
II	10	* (a) 9 * (b) 5 (c) 4 (d) 2 (e) 2 (f) 1	90 50 40 20 20 10	22	39 46 32 42 35 26	(a)青山、雪嶺 (b)明德、新店、橫龍山、大湖、後龍、和興 (c)台中、清泉崗、水滴 (d)馬達拉 (e)翠巒、翠峯、佳陽山、梨山 (f)新伯公、頭汴坑
III	12	* (a) 11 * (b) 10 * (c) 8 (d) 5 (e) 4 (f) 3 (g) 3 (h) 1	92 83 67 42 33 25 25 8	31	44 39 30 30 26 37 30 8	(a)小公田、里佳、馬頭山、後大埔 (b)阿里山、邦達、樂野、水山 (c)大湖山、樟腦寮、草嶺、大埔、沙坑 (d)神龍橋、日月潭、集集 (e)嘉義、溪口、北港 (f)望鄉、西巒、開化、內茅埔 (g)東原、關子嶺、六溪 (h)後安寮
III	11	* (a) 9 * (b) 8 * (c) 6 (d) 3 (e) 3 (f) 1	82 73 55 27 27 9	35	49 33 21 26 25 6	(a)三地門、阿禮 (b)美濃、萬山 (c)藤枝、馬里山 (d)崎頂、阿蓮、竹子腳 (e)屏東 (f)木柵

* 為取相對發生次數等於及大於 50% 者，定為最易發生大雨(及以上)中心區。

準我們分析之個案數為：

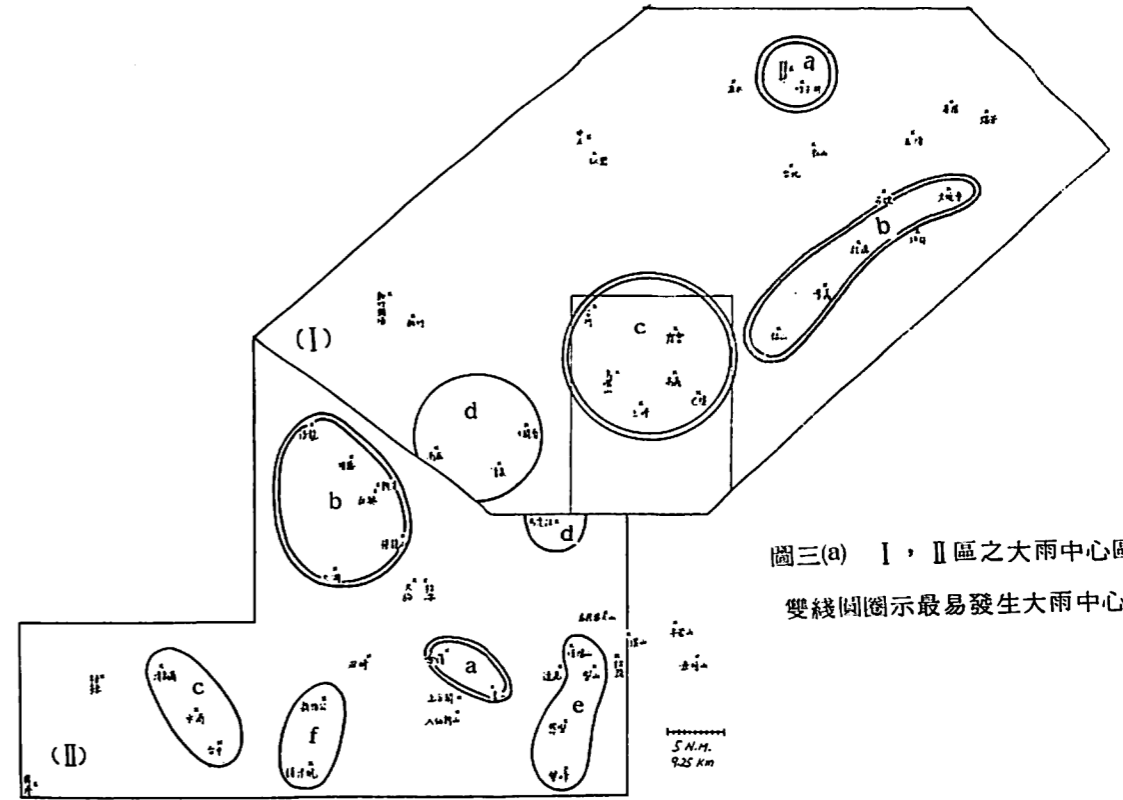
I 區個案 8 個(其中有一個案之大雨中心區不合標準)

II 區個案 10 個(其中有二個案之大雨中心區不合標準)

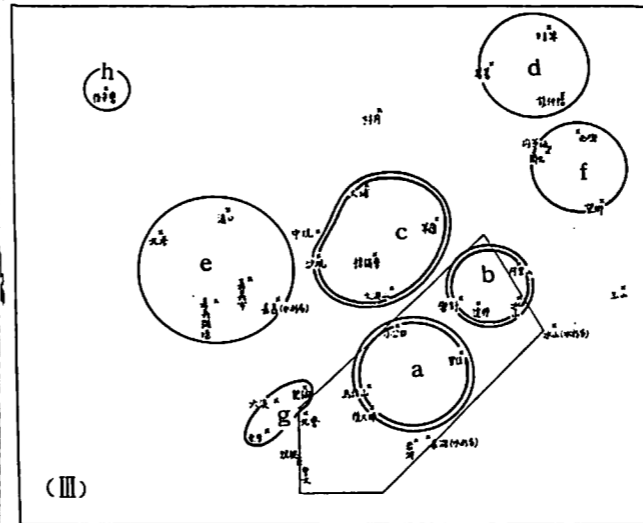
III 區個案 12 個(其中有一個案之大雨中心區不合標準)

III 區個案 11 個(皆合標準)

各區大雨中心區按其發生相對次數(因為我們所取之個案不夠大，故未稱之為機率，只做我們選取最易發生大雨中心區之標準)之大小排列及中心區內之測站如表四所示，圖三為中心區之位置。表四中平均大雨延時為各區全部個案之大雨延時之算術平均，平均相對時數為每一大雨中心區在全部個案



圖三(a) I, II 區之大雨中心區，雙綫圓圈示最易發生大雨中心區

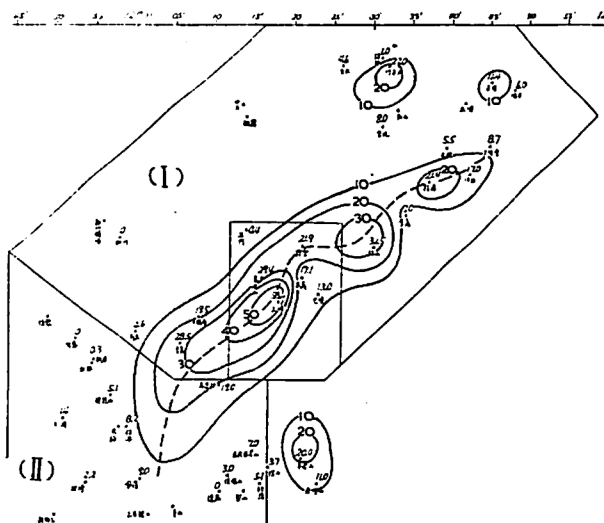


圖三(b)

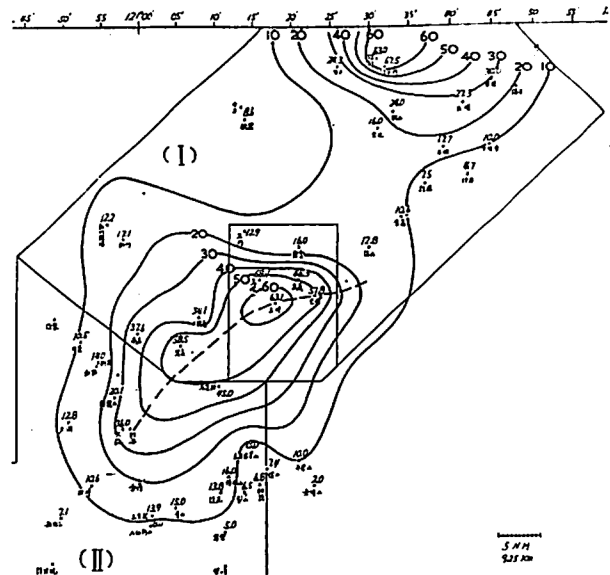
III, III 區之大雨中心區，雙綫圈示最易發生大雨中心區

中發生之平均時數(不必為連續時間)與平均大雨延時之比值。由表四大雨中心之發生數可知 II III 區最多，因為該區地形最為複雜，I 區最少，乃地形單純所致。我們選相對次數等於及大於 50% 之大雨中心區為最易發生大雨(及以上)中心區，如圖三中之雙綫圓圈所示之範圍。研討各區大雨中心區之位置，地形影響之作用異常顯著及重要，茲說明如下：

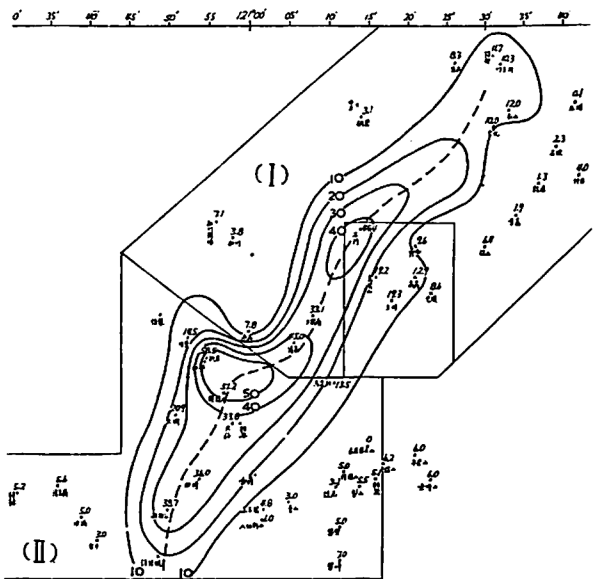
I 區中大屯山區常成一孤立的大雨中心，而居首位，其他三個皆與山脈走向相平行，值得注意的是石門水庫流域區，其地形坡度雖略呈南北走向，西南方之分水嶺平均高度為 2~3 km，但在深厚強勁之西南氣流侵襲下，仍可成為大雨中心區，若西南氣流不夠強勁，則大雨中心區發生在 d 區。圖四至圖六為 I 區之三次實例，圖五之大雨中心軸偏於石門水庫之西北方。(我們定大雨中心軸為連接各大雨中心之綫，使綫兩旁之時雨量皆小於軸上者)，故 c 大雨中心區(石門水庫)無大雨。圖六為圖五 10 小時以後之情況，雖然在此延時內各地雨量皆增加，但是大雨中心仍侷限於石門水庫及大屯山區。



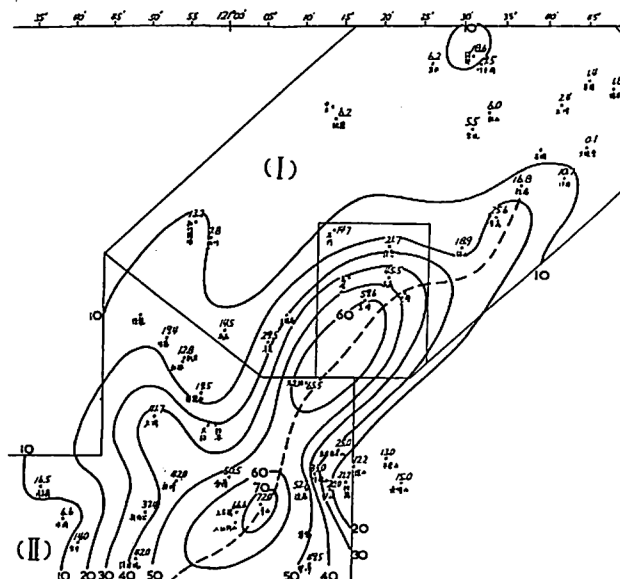
圖四 1979年8月14日 1900 L大雨中心分佈，中心連線為大雨中心軸



圖六 同圖四，1977年7月31日 1900 L



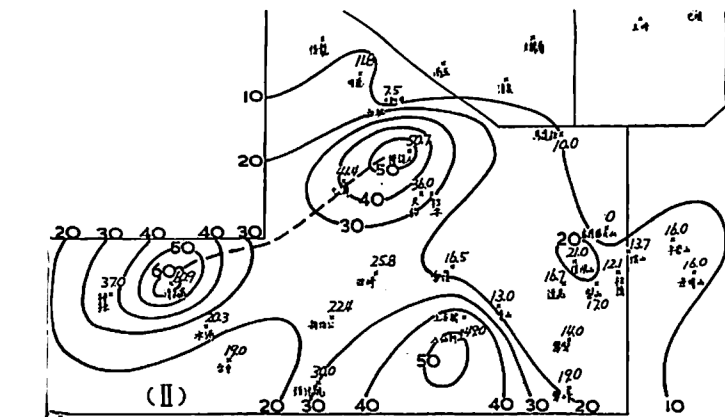
圖五 1977年7月31日 0900 L大雨中心分佈



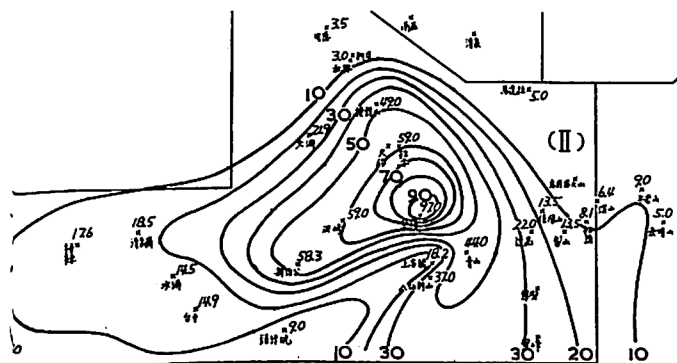
圖七 同圖四，1976年8月9日 2400 L

II區中有六個大雨中心區，但以a、b、c三區發生相對次數較高。此區之大雨中心軸線，似乎有兩條，一為IIa至IId，一為IIc至IIb，皆成西南至東北之走向，IIa及IIb且常與IIc連成一條大雨軸線，圖五及圖七為二實例。IIb大雨中心區為苗栗丘陵地所形成，可能為I及II區之明顯分界線(區)，此特殊地形造成該區在西南氣流下之大雨中

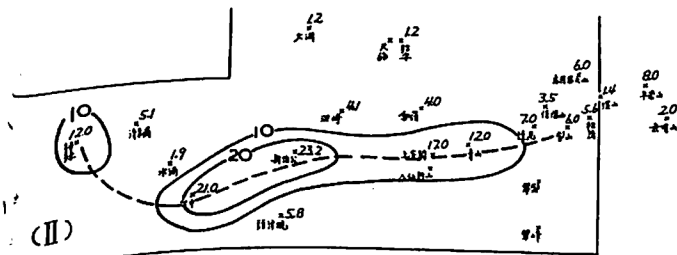
心，而由北向南移動之鋒面系統所形成之大雨中心則先形成於新竹地區，再越過此丘陵地至後龍流域(參見圖十六(b)及圖十六(c))。圖八為該區有四個中心，但主軸仍在IIc至IIb，圖九為一個中心之實例，圖十為一特例，軸呈東西向，此種形成特殊大雨中心之例將於以後探討形成大雨中心之氣象原因時再予研究。



圖八 四個大雨中心之例，1977年8月22日 2000 L

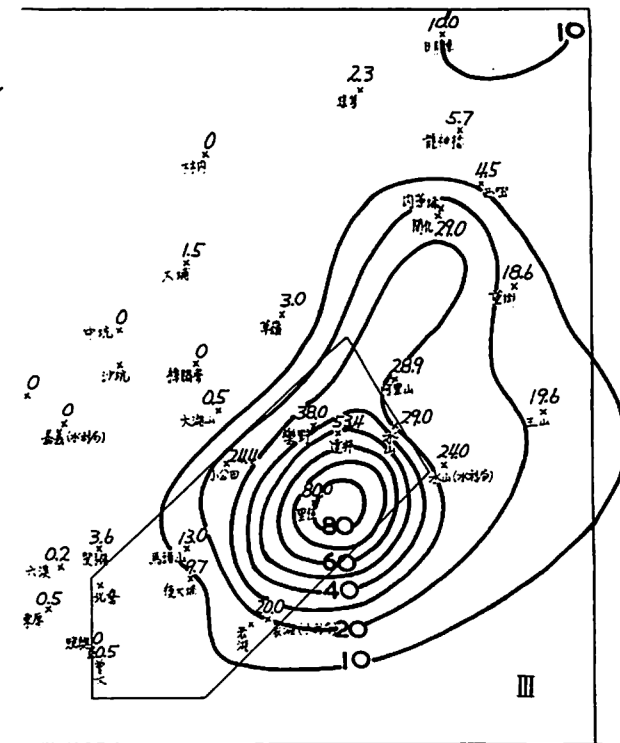


圖九 單一大雨中心之例，1980年8月28日 0700 L

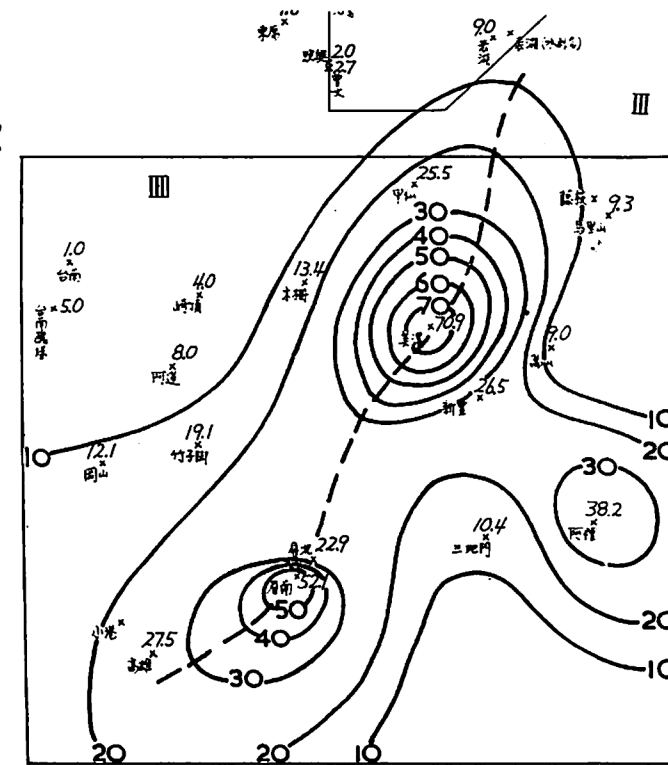


圖十 東西軸線之特例，1979年8月25日 0300 L

III區有八個大雨中心區，後安寮(h)乃由於1981年九三暴雨而形成者，可視之為特例。此區以曾文水庫區最為突出，水庫之坡度正朝向西南氣流，IIIc及III d之情況亦相似，當西南氣流深厚而強勁時，大雨中心區向東北移向III b及III d區，較弱時則發生於III a或III c區。嘉義地區為另一中心區，似乎與嘉義東方之山脈有關，九三水災時嘉義有一小時降140mm暴雨之紀錄。圖十一為曾文水庫大雨中心區之實例。



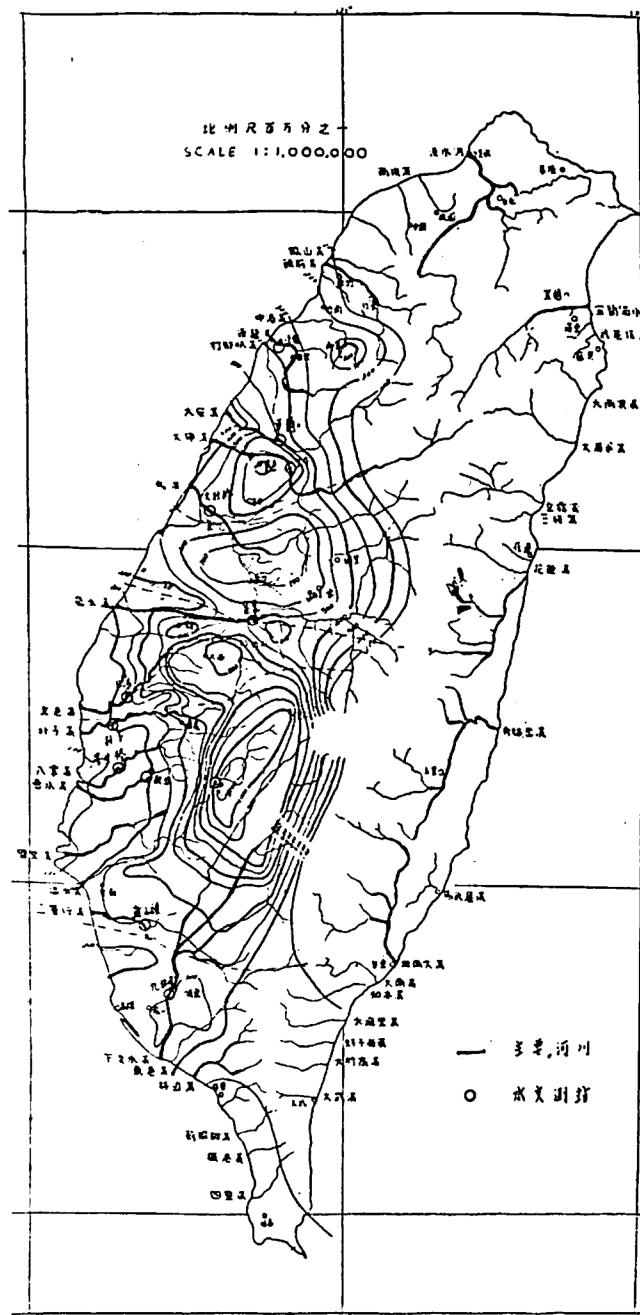
圖十一 曾文水庫大雨中心，1979年8月24日 1000 L



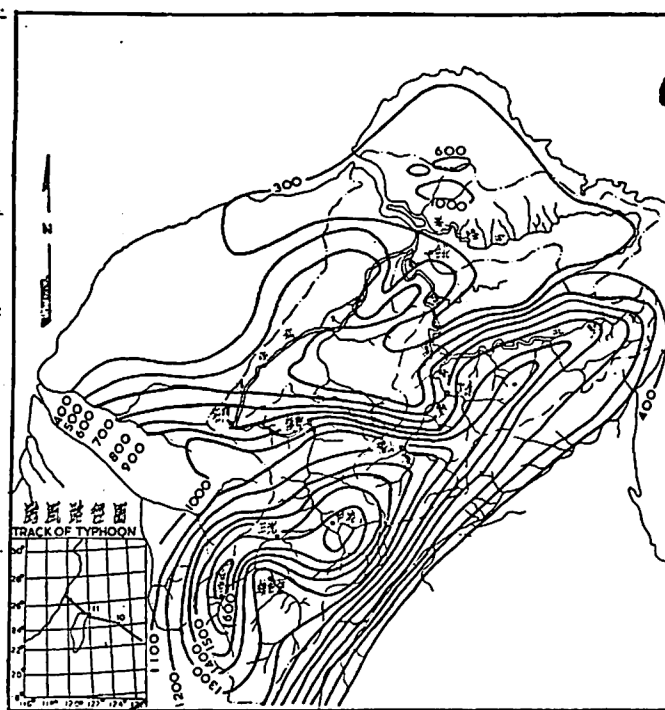
圖十二 1977年8月22日 1400 L大雨中心分佈

Ⅲ區有六個大雨中心區，仍以山區之大雨中心區最為顯著，阿禮及三地門區居首位，美濃及萬山區次之，三個最顯著的大雨中心沿山脈呈南北向。屏東區之大雨中心常由Ⅲa之大雨向西伸展而形成，但Ⅲd却常為獨立的中心區，如果擴展，則使台南、岡山地區發生大雨（或以上）。圖十二為實例之一。

最易發生大雨中心之地區以沿中央山脈西側及二水庫地區最顯著，而Ⅰa及Ⅱb為大屯山及苗栗台地之作用。陳正祥（1967）所統計八七水災二日等雨量圖及王鴻賓（1966）所統計颱風 Gloria 在1963年9~11日在淡水河流域之總雨量圖與本研究Ⅰ、Ⅱ及Ⅲ區大雨中心之分佈甚為相近（參見圖十三及圖十四）。



圖十三 台灣省中南部八月七、八日（二天）等雨量線圖，（陳正祥，1967）

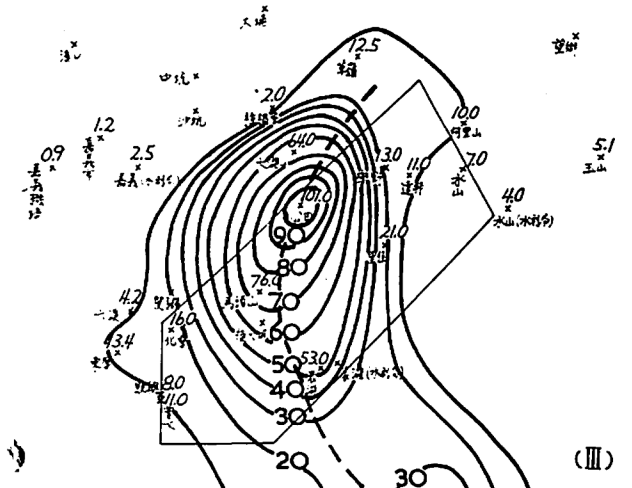


圖十四 葛樂禮颱風與淡水河流域暴雨等雨量線圖，1963年9月9~11日，（王鴻賓，1966）

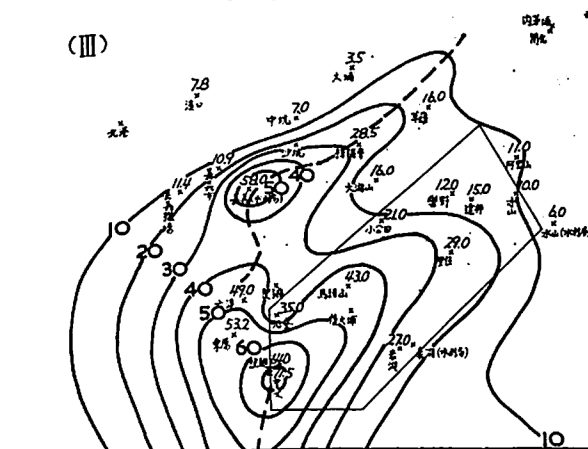
大雨中心雨量強度及其範圍在各區隨時間而變化，此為雨量分佈之特性，但亦有其一般之通性：

1 大雨中心之範圍及形狀多隨地形及西南氣流而呈西南向東北或南北之走向，如果擴展，在一區中可有數個中心區，第Ⅲ區常有品字形之大雨中心區分佈（如圖十二）。

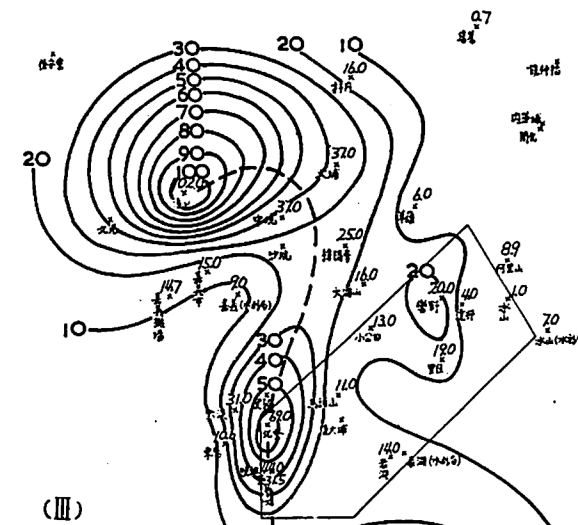
2 曾文水庫流域之坡度正朝向西南氣流之來向，故常有最大雨中心區在該處產生；而石門水庫亦不受其西南方高山之阻擋，常有西南向東北分佈之大雨軸，當然如果是西北颶（如颱風 Gloria）則石門水庫區可能為最大之中心區。



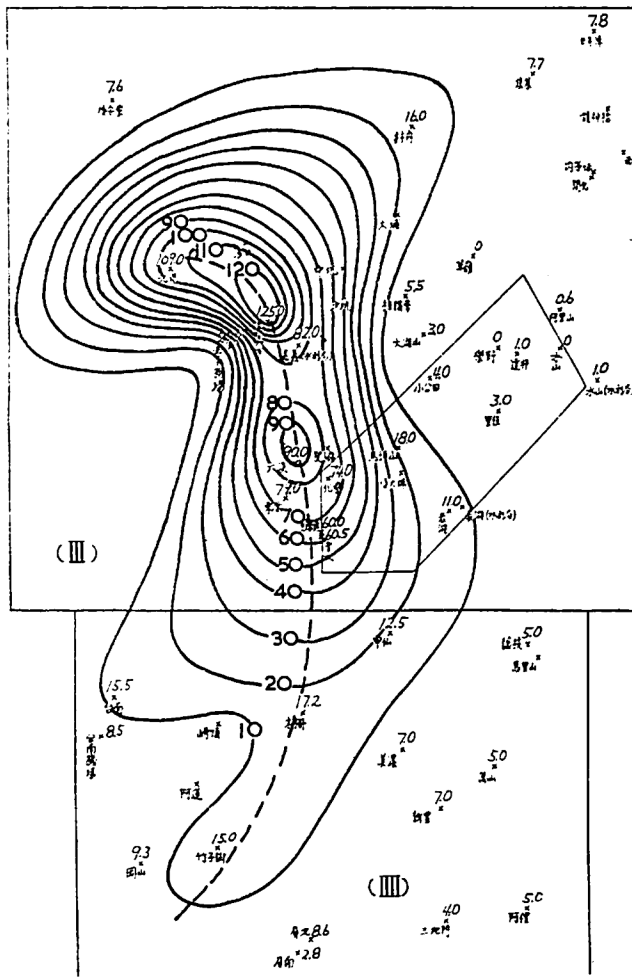
圖十五(a) 大雨中心區之移動與大雨軸之變化，1981年9月3日 0100 L



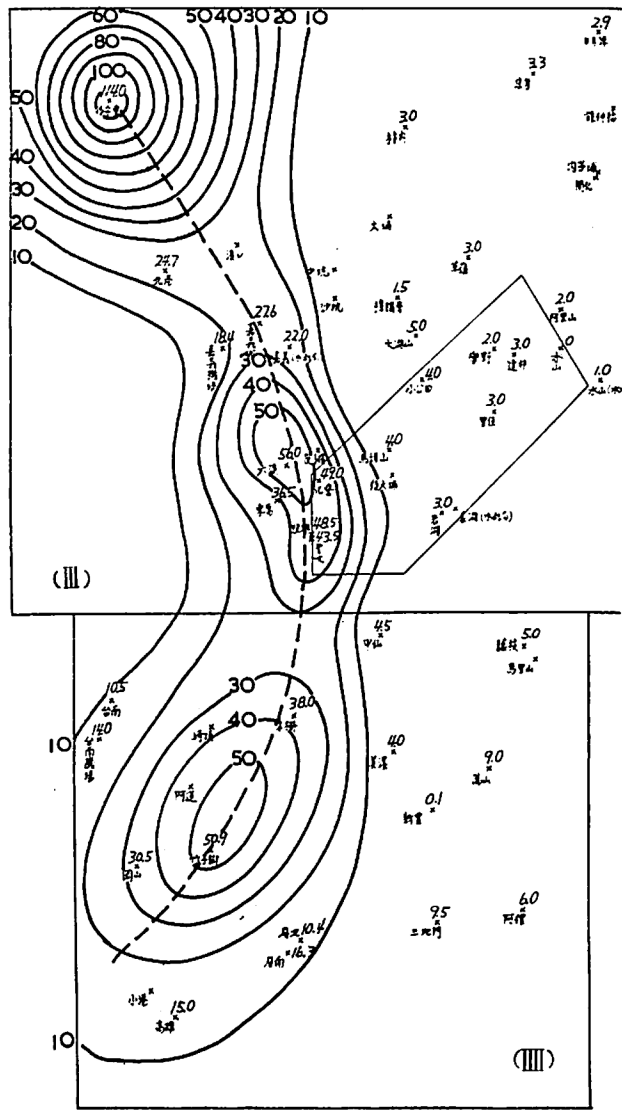
圖十五(b) 同圖十五(a)，1981年9月3日 0200 L



圖十五(c) 同圖十五(a)，1981年9月3日 0300 L



圖十五(d) 同圖十五(a), 1981年9月3日
0400 L



圖十五(e) 同圖十五(a), 1981年9月3日
0600 L

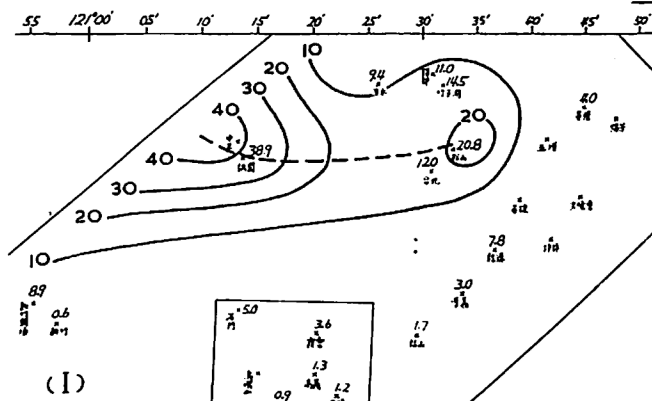
3 大雨中心多在最易發生之地區先行產生，如果氣流不變則常不會擴展或移出，如果氣流改變（或受其他氣象因素之作用，此點將需更進一步的研究），則大雨中心區可能伸長、擴展或向平地移出。

4 大雨範圍（以 $R = 10 \text{ mm/h}$ 等值綫所圍面積為準）乃一變化極大之因子，大者可涵蓋分區之大部份（如圖九），小者僅有數十平方公里（見圖四）。

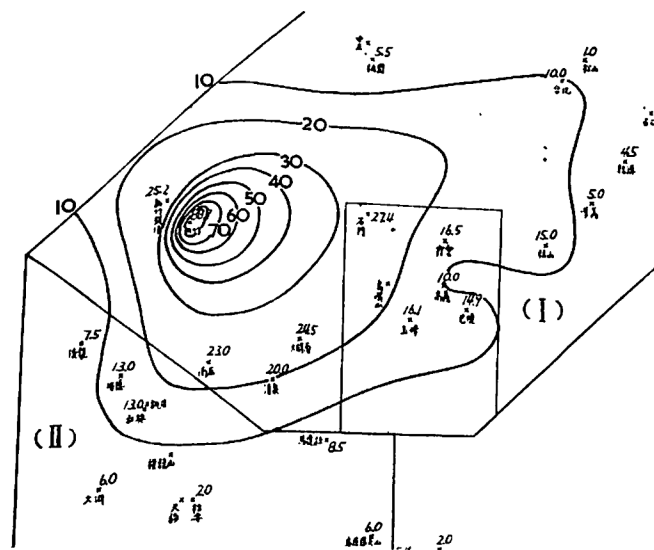
5 大雨軸隨大雨中心區之移動可顯示其移動後之概況，但不易由大雨軸判斷軸上個別大雨中心區

之移動與擴展狀況，因為個別中心區之變化差異極大，使軸綫亦無定型可循。圖十五(a)至圖十五(e)為1981年9月3日0100-0600 L大雨中心區由曾文水庫區及藤枝、馬里山區向西及西北移動之標準狀況，如果我們能找出其移動之原因，則由每小時雨量圖可以逐時守視大雨中心區之變化，而於數小時前提出嘉南地區暴雨之警告。

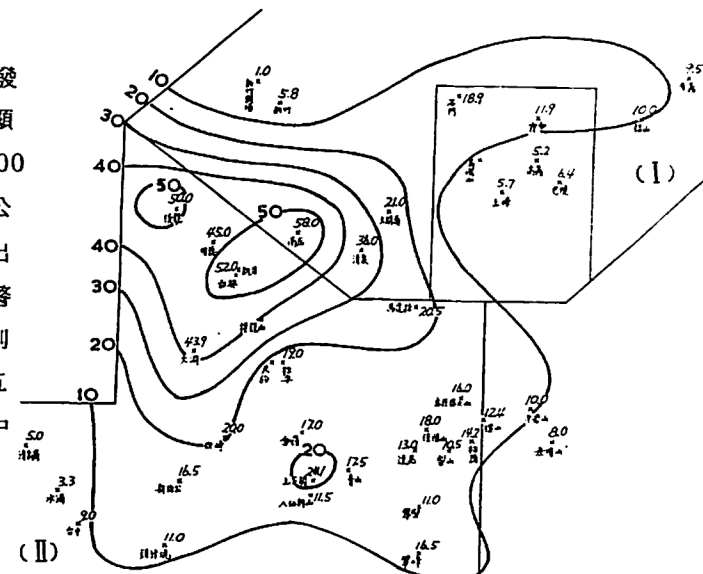
6 鋒面向南移動，在春季常會伴有豪雨，如1981年5月28日之新竹地區與中部之暴雨，發生在本研究之I與II區（圖十六(a)至(d)），很明顯的可以看出向南移動之狀況，其速度甚快，從0600 L-1400 L，8小時中，由桃園經新竹至新伯公，平均移速為 12.7 km/h 。所經之處如果要發出豪雨預警，並且採取防洪措施，則僅有數小時預警時間，以天氣圖時間（每隔6小時）發佈警告，則時效盡失。以九三暴雨為例，由圖十五(c)至圖十五(e)，第III區之大雨中心由溪口至後寮，三小時中平均移速約為 9.3 km/h ，而時雨量突增至 114 mm 。



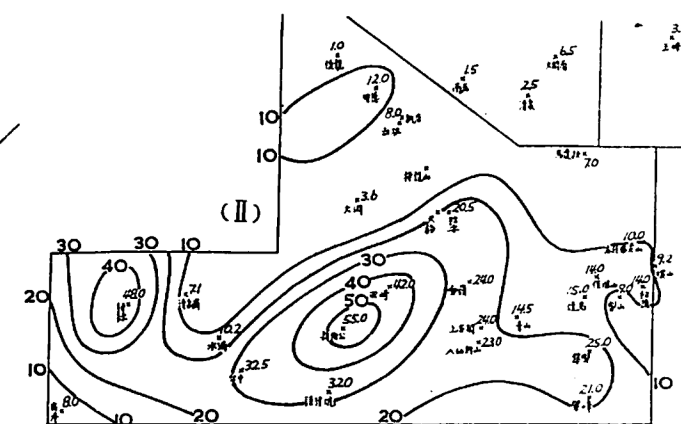
圖十六(a) 鋒面南移之大雨中心變化狀況，1981年
5月28日0600 L



圖十六(b) 同圖十六(a), 1981年5月28日
1000 L



圖十六(c) 同圖十六(a), 1981年5月28日
1200 L



圖十六(d) 同圖十六(a), 1981年5月28日
1400 L

五、各區個別測站大雨等級之發生概況

根據第二節中我們之大雨、豪雨及暴雨等級標準，將每一區按大雨中心區之順序及個案號數，並依各中心區內測站分別列出各個別測站大雨等級之發生狀況（如附錄），附錄中各符號之解釋見第二節，在符號之後有一數字，表示發生之總時數，資料不全者不做計算。此表之優點為簡化大雨以上之紀錄，可以簡要的顯示一測站大雨發生之重要性質，較逐時雨量紀錄為簡明扼要。每一符號代表在降

(表五)：各區大雨等級最大值概況

區域	中心區	大雨等級最大時數		最大連續時數		最大暴雨率 mm/h
		時數	總延時	時數	總延時	
I	(a)	45	49	36	49	119.5
	(b)	23	49	13	23	71.9
	(c)	23	36	19	36	100.2
	(d)	17	24	16	24	102.0
II	(a)	27	84	18	21	97.0
	(b)	18	21	15	17	109.5
	(c)	11	31	8	16	64.2
	(d)	26	39	18	39	109.0
	(e)	16	21	16	21	57.0
	(f)	16	31	12	31	86.0
III	(a)	38	120	15	26	101.0
	(b)	33	58	19	26	108.3
	(c)	22	120	19	26	92.0
	(d)	13	33	12	26	89.5
	(e)	13	120	15	35	140.0
	(f)	15	34	15	34	84.9
	(g)	23	120	9	35	90.0
	(h)*	8	120	5	120	114.0
III	(a)	59	120	19	120	83.5
	(b)	43	120	12	33	80.0
	(c)	49	120	19	36	91.8
	(d)*	11	45	4	33	82.8
	(e)	23	120	8	36	83.1
	(f)*	15	45	8	120	76.3

* 該中心區之測站資料不全 ** 表中所列數值為測站之最大值

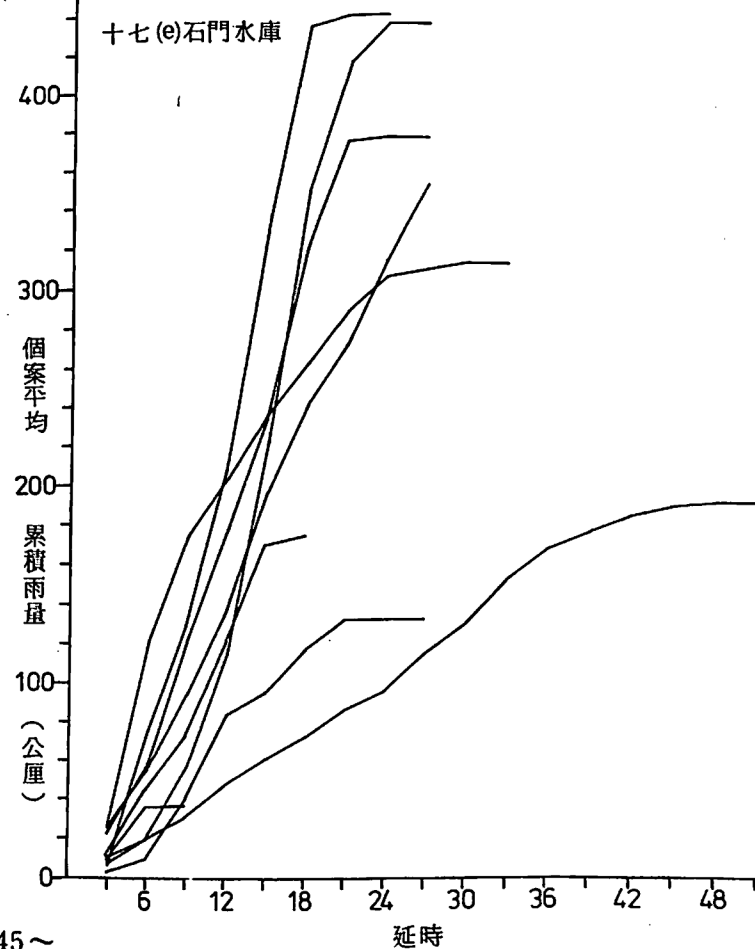
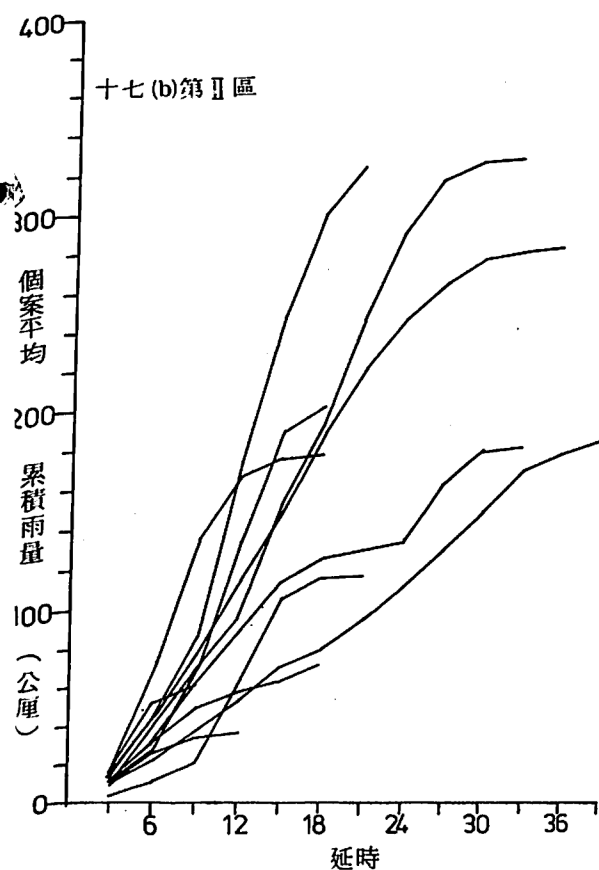
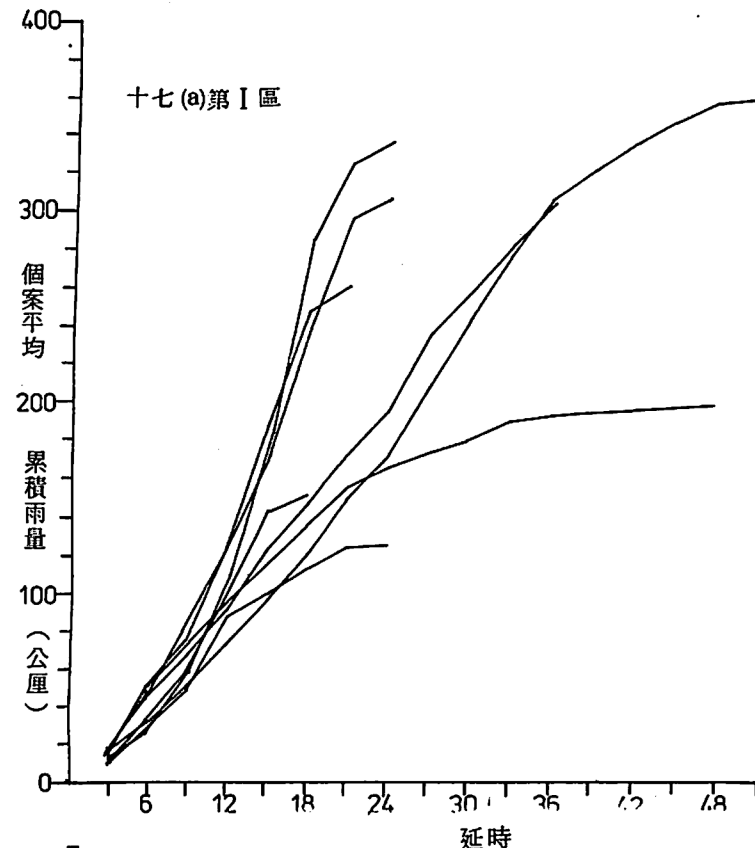
雨延時中之一次高峯，然後降至大雨以下之數值 (R < 10mm/h)。由表中連續的強度等級符號，可知大雨強度隨時間之變化異常複雜，在大雨總延時中可以有一次高峯，同時亦可有數次高峯，而每一等級持續之時間更是不同，如果試圖分析此時間之變率，實在困難。由表中各大雨等級之差異顯示一測站之逐時雨量變化極大，同時測站間之差異亦大。如果想用時間數列之解析方法推估未來之逐時雨量可能誤差較大。表五中之資料乃由附錄中選出一些最大值，以示各區在我們所選 15 個個案中所發生之極端值，可見台灣地區大雨、豪雨及暴雨在山區中是多麼的驚人。表中所列大雨等級時數乃指發生大雨 (及以上) 之總時數，包括大雨、豪雨或暴雨在內，但非連續發生者；最大連續時數乃指連

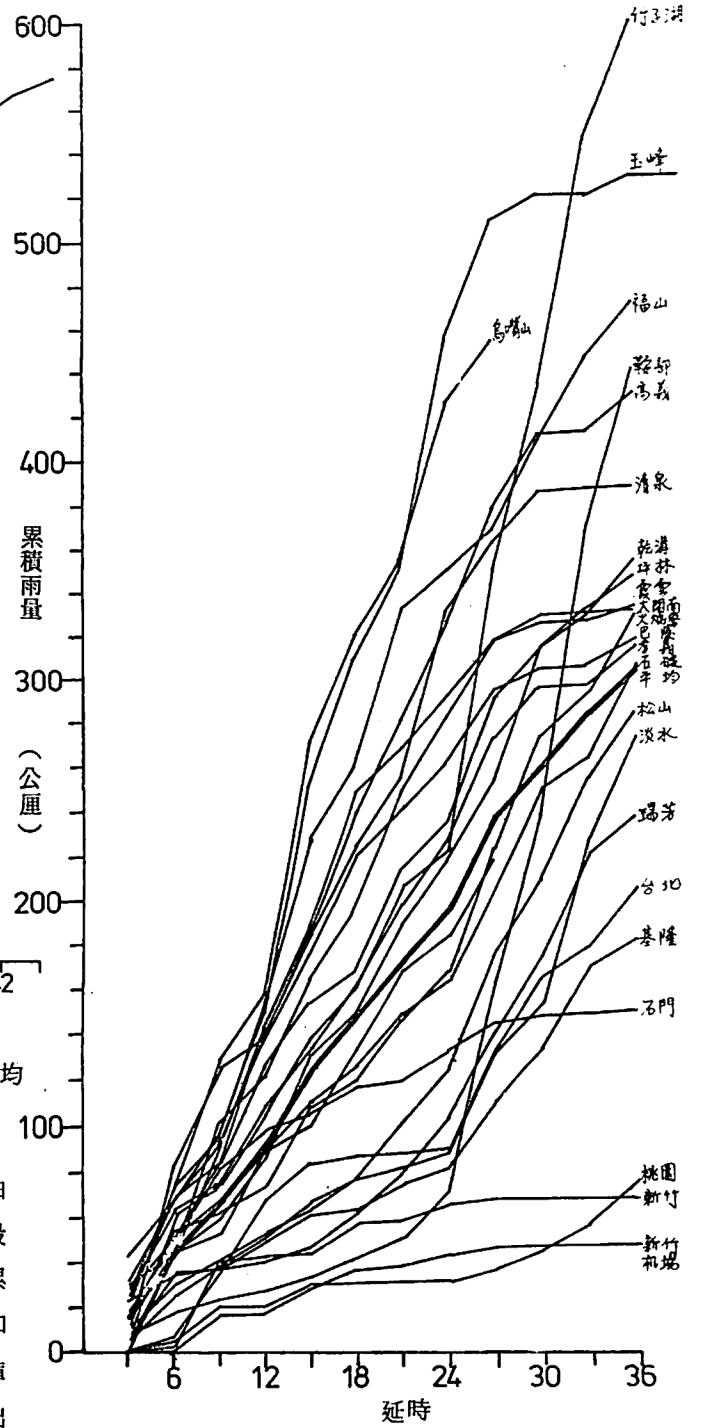
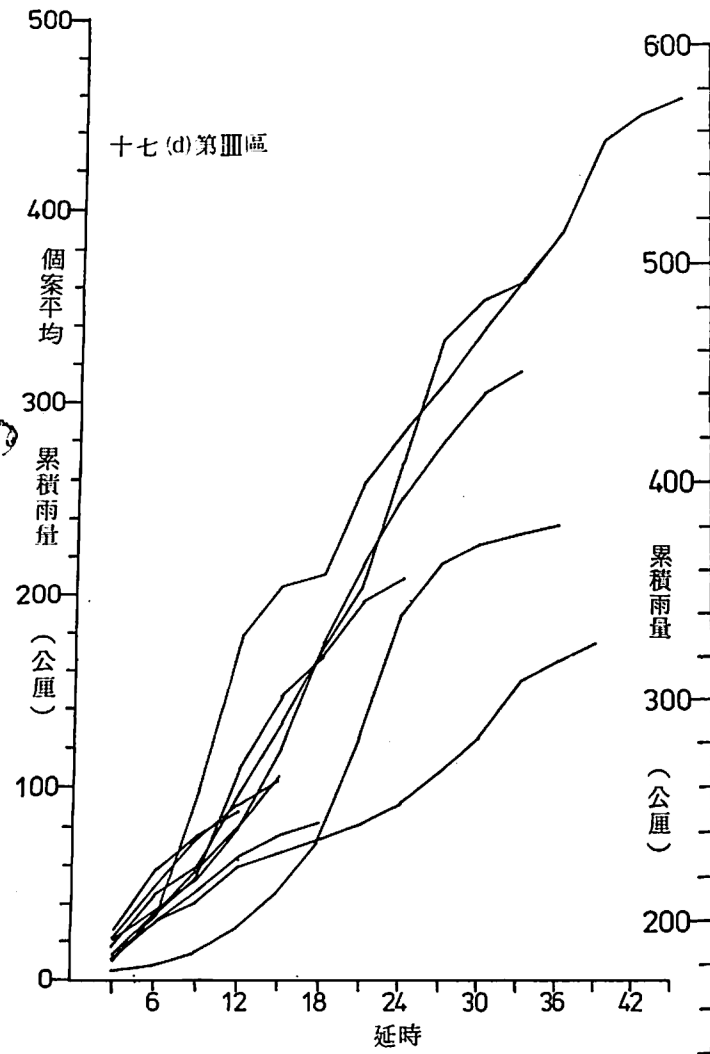
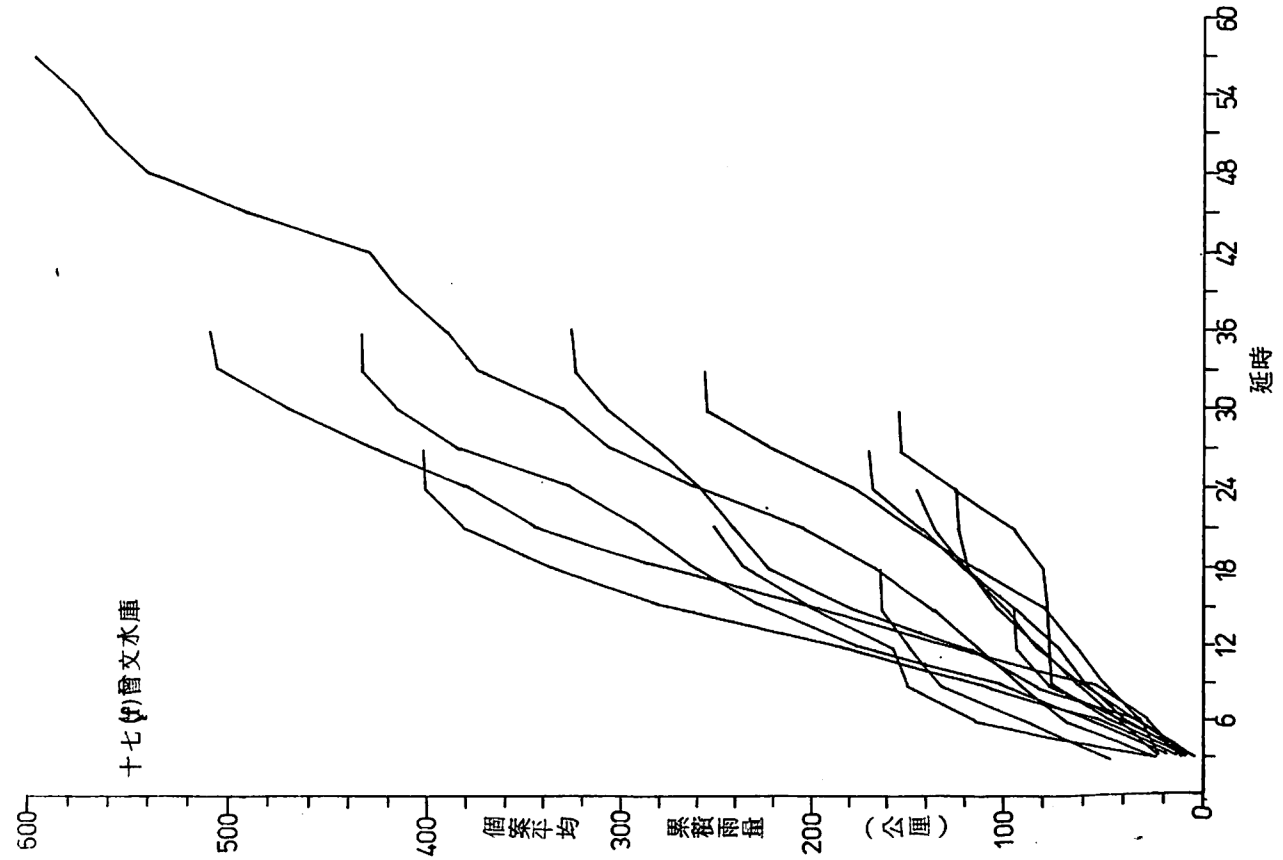
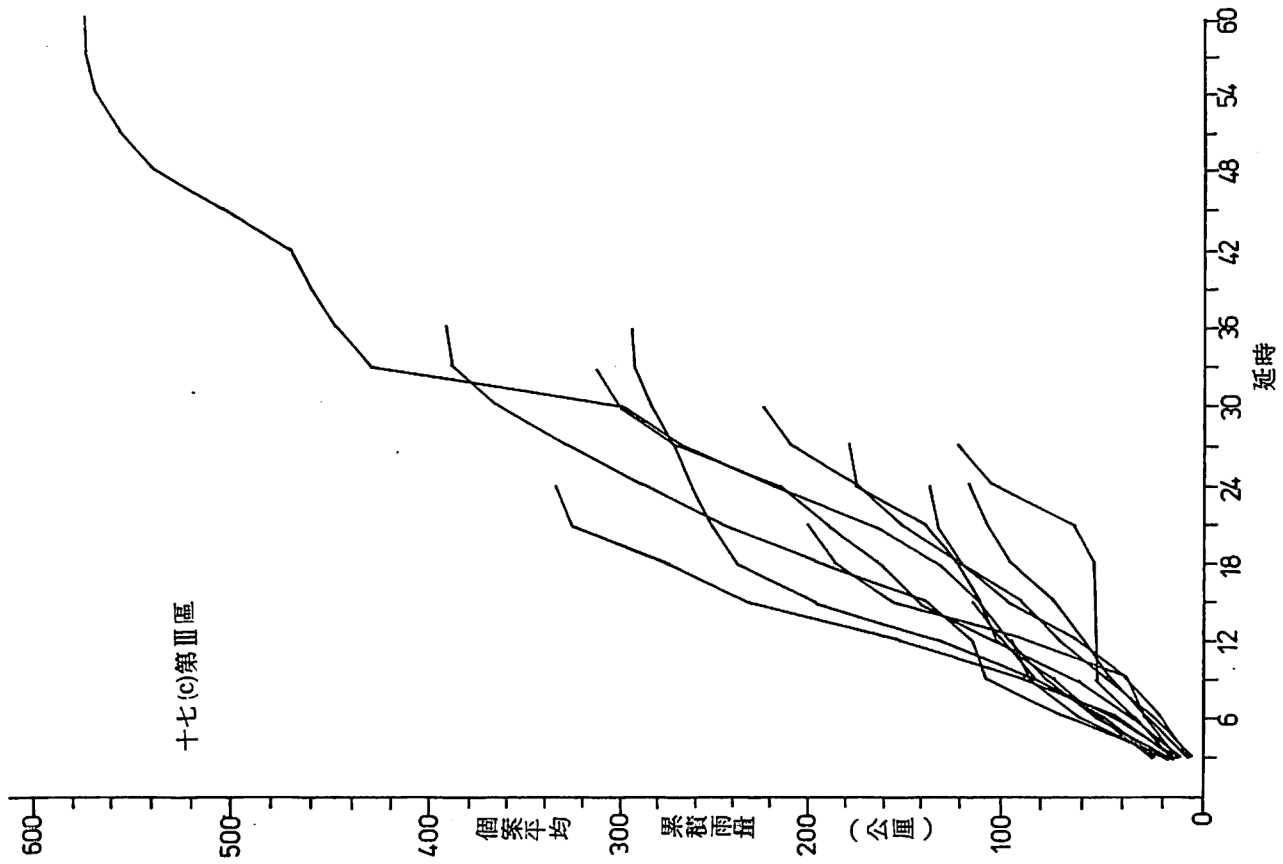
續發生大雨、豪雨或暴雨之時數，例如 Ia 在 49 小時之總延時大雨中 (按我們所訂之標準，見第四節及表三) 竟有 45 小時之逐時雨量在 R ≥ 10mm/h 以上且有連續 36 小時之紀錄，而最大暴雨率為 119.5 mm/h。山區中之大雨量才是我們應特別注意及努力研究的目標，在台灣之河川流短而流域小、比降大，故山區之大雨量可造成極驚人的洪水流量，濁水溪及高屏溪之最大洪水量超過 2.2 × 10⁴ m³/s，大甲溪、烏溪及淡水河亦均在 1.0 × 10⁴ m³/s 以上 (鄧祥雲，1966)。平地之大雨量常落後於山區者，不過平地因雨量資料傳遞迅速，易被注意。平地大雨量雖然可以加強洪水災害及造成大的逕流，但主要的洪水災害還是來自山區之大雨。

六、各區測站累積雨量之分析

我們將六個區中發生大雨 (及以上) 之個案，用電腦分別計算各測站每三小時之累積雨量，並分區將區中各測站之累積雨量按個案繪成很多張累積雨量分佈圖，初步用目視研判區中全部測站平均雨量 (算術平均) 之累積曲線與個別測站累積曲線間之差異以及測站累積曲線間之差異。同時研究各區發生大雨 (及以上) 時其累積雨量曲線之斜率變化是否有一規律可尋，以備將來詳細計算一區中不同降雨延時與每小時平均雨量之關係。經初步目視分析 (粗淺的分析) 發現各區之大雨 (及以上) 累積曲線分佈有以下之特點：

1 各個案之平均雨量累積曲線 (以一區中所有測站雨量平均之，然後計算其累積曲線)，其斜率變化較大，但從各區全部之平均累積曲線觀察，在發生大雨 (及以上) 之初期至中期，多呈直線型 (僅有少較呈拋物線)，大雨快終止時始有近似於拋物線之分佈出現。換言之，在颱風影響下之平均雨量分佈，在大雨快終止時，雨量逐漸減弱，使累積曲線之斜率漸減而呈拋物線之型式，圖十七 a - f





圖十七 a - f 四分區及石門、曾文各個案之平均雨量累積曲線圖

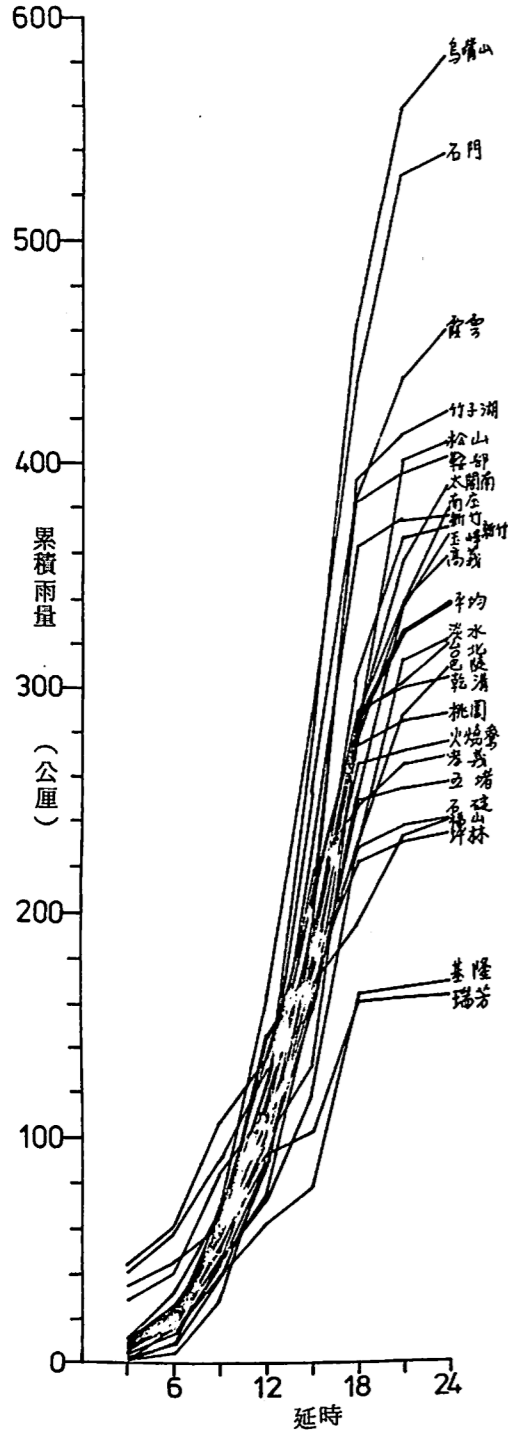
為四分區及石門、曾文所有個案之平均雨量累積曲線分佈圖。由圖可知各區之平均雨量累積曲線在最初之9或12小時延時內，歷次大雨（及以上）之累積雨量彼此間差異較小，而此種差異隨延時之增加而增大，同時在I區與III區中將石門與曾文二水庫區（流域較小，且測站多在山區）之資料單獨提出計算，如圖十七e及f，其歷次平均雨量之累積曲線大多有相近之斜率。此種具有直線型累積曲線及地理環境相近似而有相近似之累積曲線分佈之特性，對外推一定延時之平均大雨量為一有希望的指示。

2 由個別測站累積曲線之比較，強烈顯示山區與平地雨量之差異性，今以個案10在第I區各測站個別累積曲線之分佈為例（如圖十八）可見其概

圖十八 第I區個別測站累積雨量曲線分佈比較圖（個案10）一分散型

概。如果將一區中之雨量全部平均，則山區之個別雨量常大於平均，平地者常小於平均。但是山區各測站之雨量並非一定隨測站高度而增加，此種變化極為複雜，視降雨雲系可達之高度與測站相關於氣

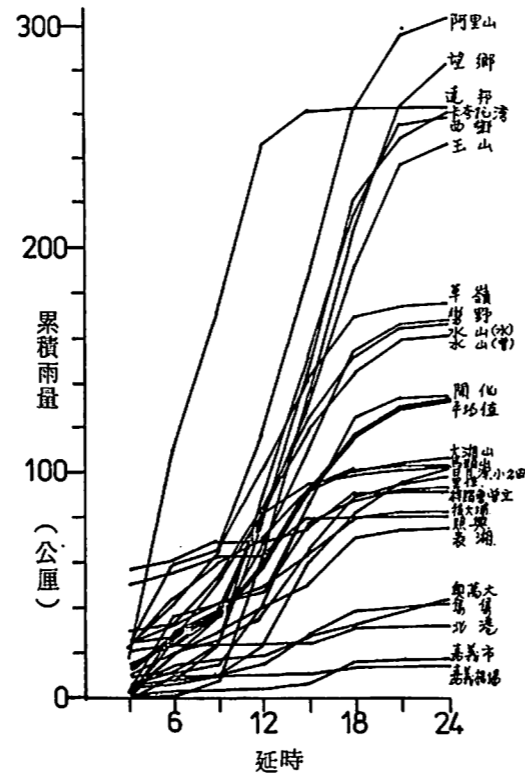
流之方向而定。由圖十八亦可見在一區域中測站累積雨量曲線散佈之狀況，圖十九為我們所繪曲線圖中最較集中之一例，大部份之測站在大雨發生12~16小時獲得200mm之雨量，15~18小時



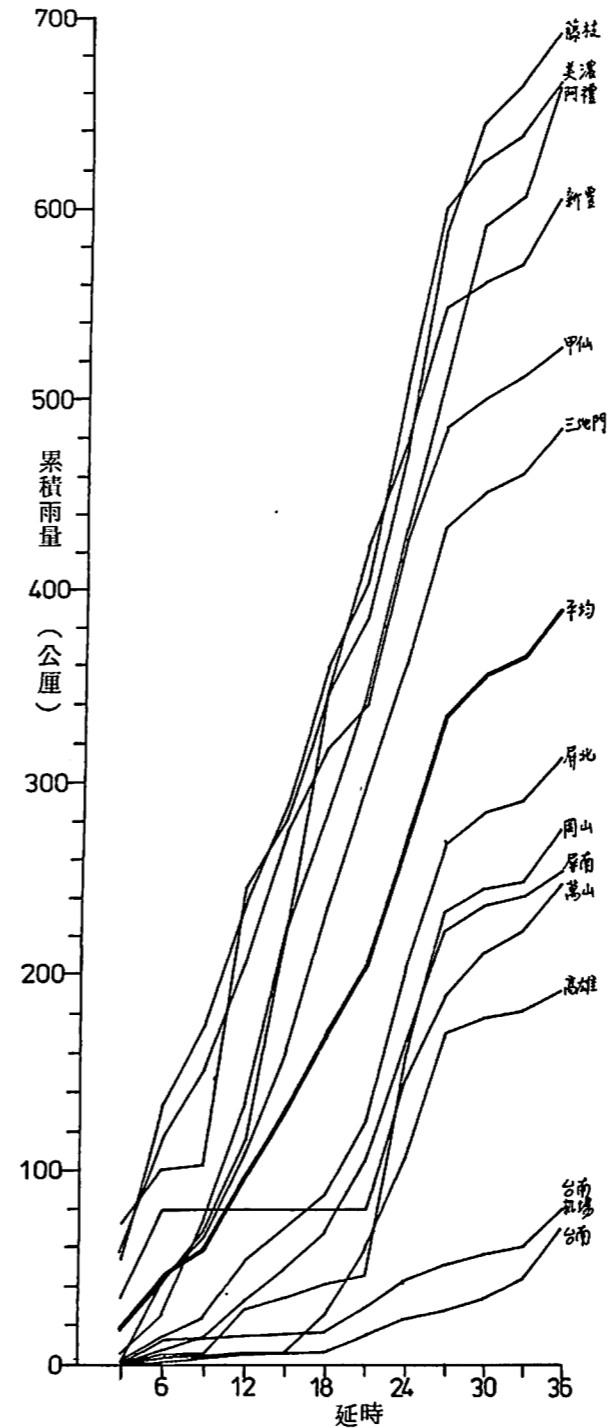
圖十九 第I區個別測站累積雨量曲線分佈比較圖 (個案14) 一集中型

獲得300mm之雨量，但比較圖十八，200mm之雨量，從測站曲線之分佈，可知大部份曲線佔據13~32小時之延時，此種情形之發生當與大雨在一區中之分佈範圍有關，所以我們必須盡可能的將大雨量分佈完全不同之地區分別處理及解釋，始可獲合理的及有效的結果。

3. 各區之個別測站累積曲線在一次大雨(及以上)之個案中，常有相近或地形相似測站之累積曲線具有相似斜率之趨勢，較明顯的且在一組曲線中有成束的形狀，由圖十八可以約略看出顯有三組不同斜率的分佈曲線；圖廿及廿一為第III區及第IV區之二例，圖廿中亦看出有三組不同斜率之曲線；圖廿一為第IV區個案14之一例，由於第IV區山區與平地之分界較為明顯(見圖一)，故常可有此明顯的分佈曲線，不過該圖最具代表性。因之，我們可以將累積曲線相似的測站視為一組，計算各組之平均雨量而定為各組測站所在範圍內之平均雨量，似較計算整區內之平均雨量有代表性。同時在累積



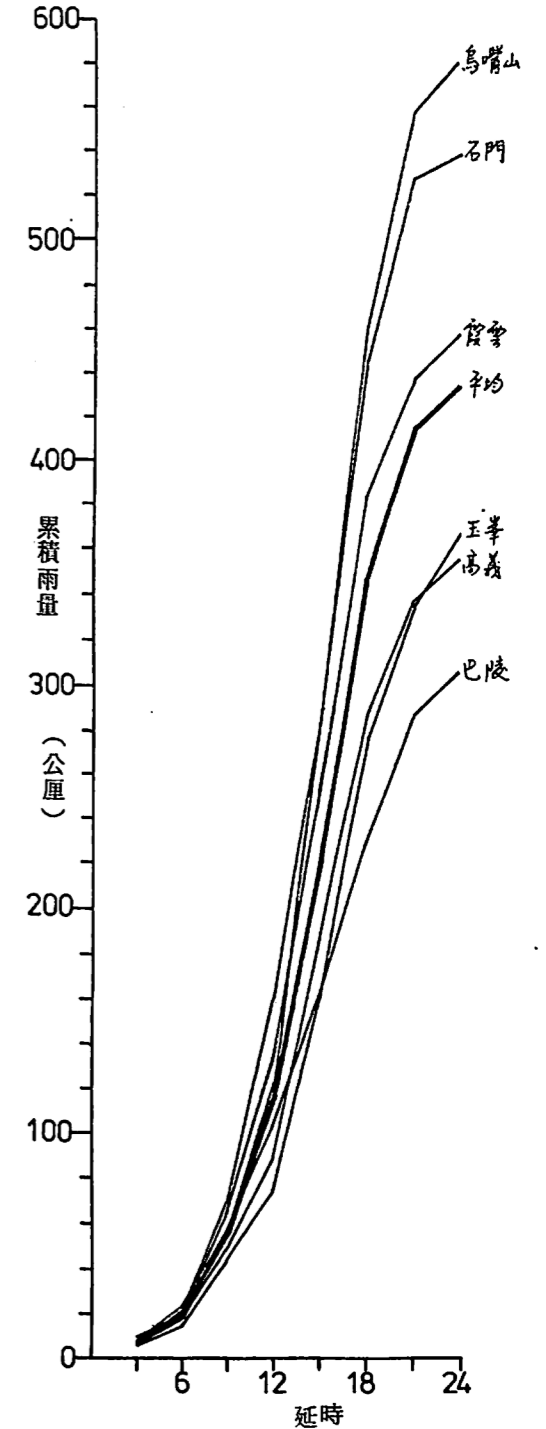
圖廿 第III區累積曲線分佈圖(個案10)由圖可看出有三組不同斜率之曲線



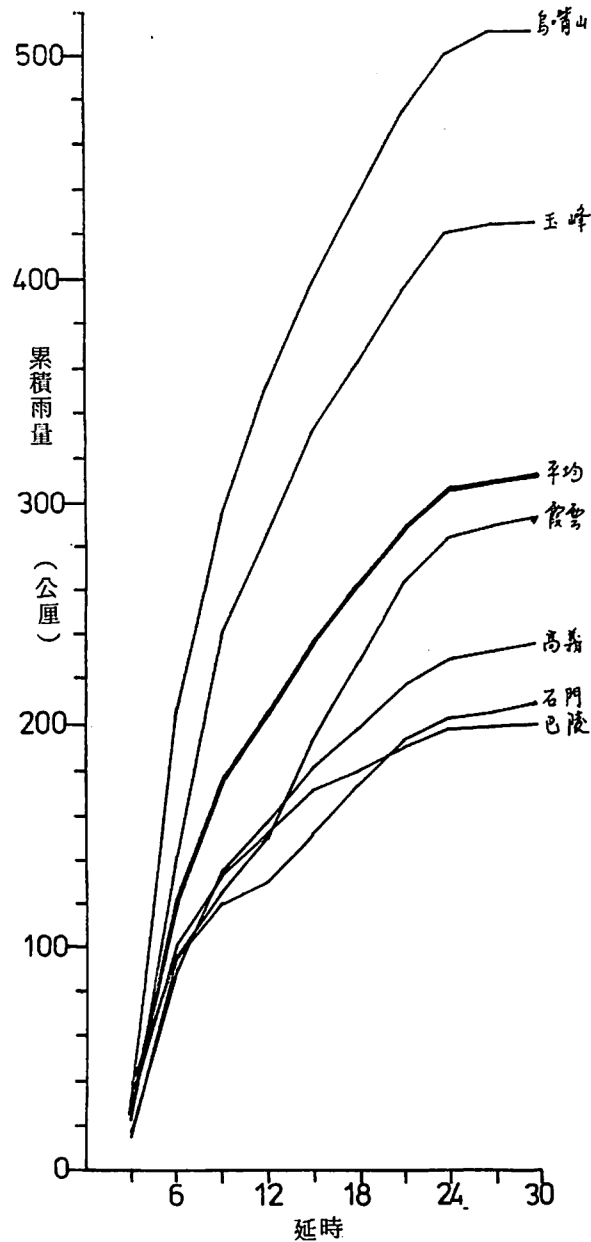
圖廿一 第III區累積曲線(個案14)分佈之例

雨量相似之測站羣中可以少數測站代表該區之雨量而使誤差不致過大，此點似可做為防洪警報自動測站之規劃參考。

4. 將地理環境相似之區域分組，其累積雨量曲線雖亦有分散之情形發生，但大多數之個案皆有良好的集中情形，圖廿二至廿五為石門及曾文二水庫之例。圖廿二為石門水庫之集中分佈例，圖廿三為

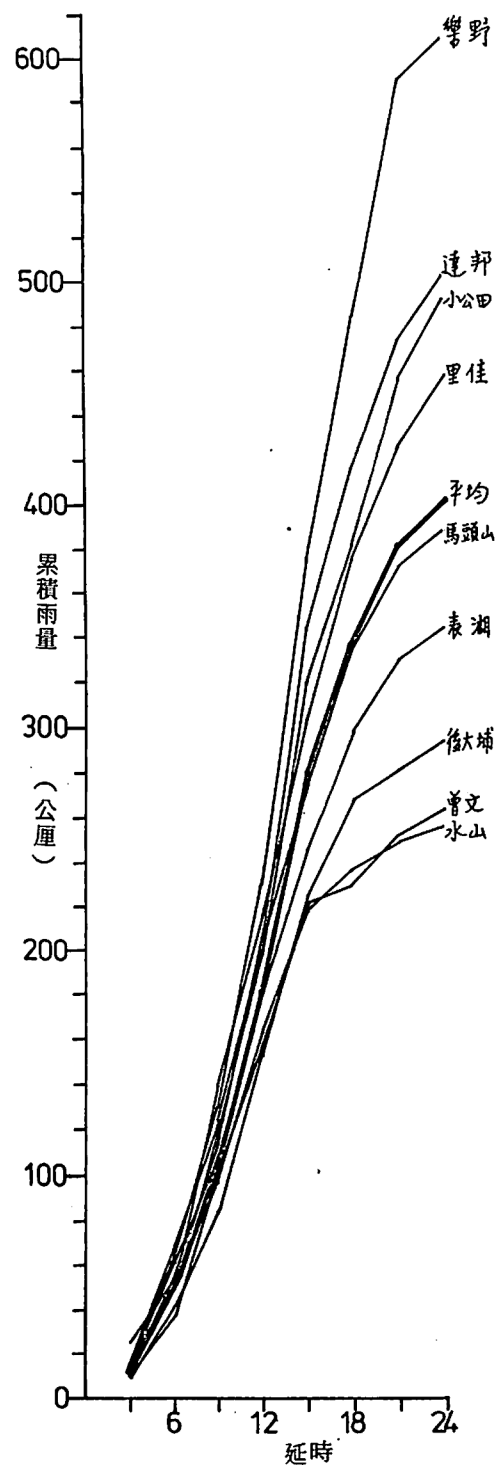


圖廿二 石門水庫區累積雨量集中型(個案14)



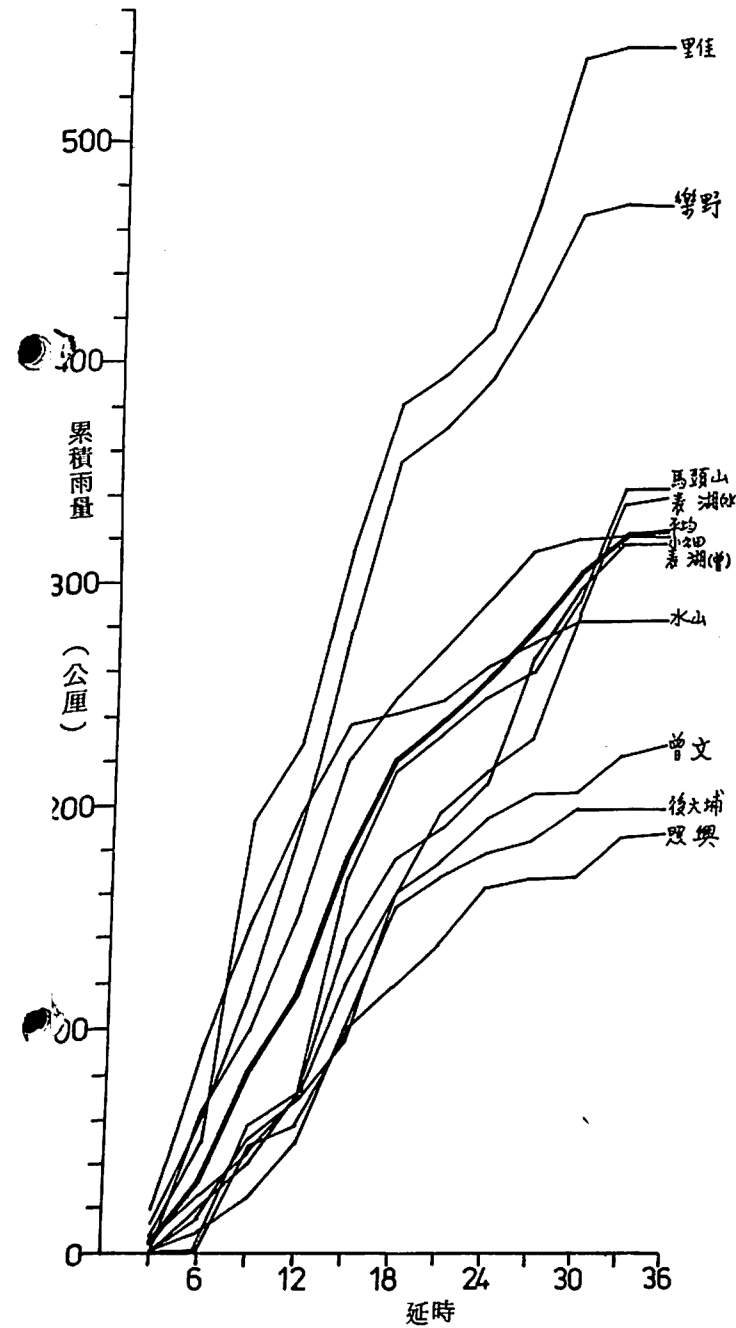
圖廿三 同圖廿二，但為分散型(個案7)

分散分佈例。其中測站石門最為奇特，有時會有較大之累積雨量，有時較上游測站者為小，乃受降雨系統雨量分佈之影響，非地形之影響。曾文水庫區如圖廿四為集中型，圖廿五為分散型。測站曾文如同測站石門，皆位於水庫流域之出水區，海拔高度在流域中最低，但有時仍有較大之累積雨量，而最高之測站巴陵及水山(見圖二 a 及 b)並非一定有



圖廿四 曾文水庫區累積雨量集中型(個案12)

最大之累積雨量，此皆為降雨系統之作用，使雨量隨地形高度增加之關係不能存在。



圖廿五 同圖廿四，但為分散型(個案1)

七、雨量站密度與平均雨量之關係

為了比較各區中測站密度與平均雨量之關係，我們將各區中全部測站雨量資料之平均值認為是代表真實平均雨量之值，所用各區之測站數如表二所示，其中石門水庫有6個測站(石門水庫管理局5

測站，水利局1測站)，曾文水庫12個測站(曾文水庫及水利局各6個測站)，測站分佈見圖二 a 及 b。我們比較的方法是先按個案比較，當每一個案降雨時，先選定降雨開始及終止之時距(Δt)，然後在此時距中計算每小時各測站之平均雨量，視為區域內之每小時平均雨量，設為 \bar{x}_i ， x_i 示測站之每小時雨量， i 為測站號碼，然後將區域內之每小時平均雨量按時間再平均之，認為是此個案降雨時距內在某一區中之平均時雨量 \bar{R} ，即

$$(1) \quad \bar{R} = \frac{\sum_{i=1}^k (\bar{x}_i)}{\Delta t}$$

i 為 Δt 時距中之時次， $i = 1$ 降雨開始， $i = k$ 降雨最後一小時。

本來應該逐步計算減少任一測站，任二測站……直到 $(N - 1)$ 測站之比較 (N 為區域內之全部雨量站數)，但本研究所取之 N 皆甚大，其中最大之 $N = 37$ (第三區)，化費電腦時間過久，故決定先主觀的按山區平地之分佈選擇一些測站，每一次比較皆計算 12 次，例如任一測站之平均與 \bar{R} 比較，我們均勻的選 12 個測站與 \bar{R} 比較，任二測站之平均與 \bar{R} 比較，我們均勻的選每二個測站之平均與 \bar{R} 比較，也做 12 次不同的選擇。計算的公式相似於(1)，即

$$(2) \quad \bar{R}_j = \frac{\sum_{i=1}^k (\bar{x}_j)_i}{\Delta t} \quad j \text{ 為選擇測站數}$$

\bar{R}_j 為以選擇測站數 j 所計算之區域平均時雨量。

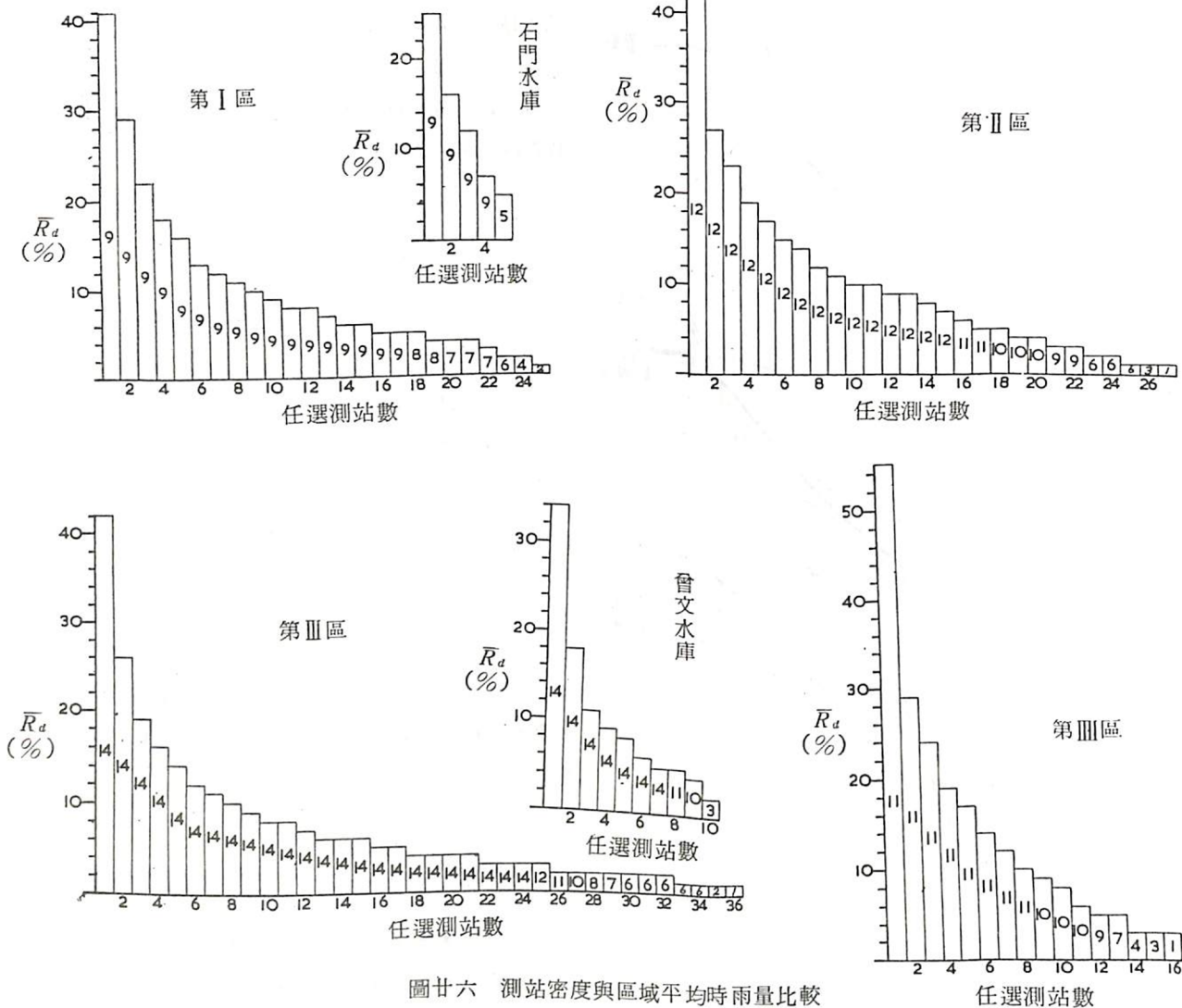
我們由 $j = 1$ 逐步增加至 $j = N - 1$ ，分別計算不同測站數之 \bar{R}_j ，每一測站數皆用不同的選擇測站計算 12 次，並定每次之距平差為 R_a ，

$$(3) \quad R_a = \frac{\bar{R}_j - \bar{R}}{\bar{R}}$$

上式中我們希望保留其正負號，因為可以知道在一個案中各區 R_a 之變化是 $\bar{R}_j > \bar{R}$ ，還是 $\bar{R}_j < \bar{R}$ 。但我們定 12 次之平均 \bar{R}_a 為

$$(4) \quad \bar{R}_a = \frac{\sum_{i=1}^{n=12} |R_a|_n}{n} \quad \text{用 } R_a \text{ 之絕對值。}$$

由於區域內各個案中測站降雨之延時不等，故將個案之 \bar{R}_a 平均時所選測站越多，個案數越少。圖廿六為各分區之平均 \bar{R}_a (以%表示)。值得注意的是我們比較的是全分區中之平均時雨量，已經經過一次空間與一次時間之平均。由圖廿六可知，



圖廿六 測站密度與區域平均時雨量比較

所用測站越少，與真實之平均時雨量差異越大，但是如果測站分佈位置適當（如我們選擇測站的方法，注意到山區、平地及測站之密集狀況）。則在測站較多之區域，可以減少一部份測站仍可獲得較滿意的區域平均時雨量。例如第III區用8個測站計算之區域平均時雨量與37個測站計算之區域平均時雨量之差，平均為10%，但選擇測站必須山區與平地皆較均勻的分佈。讓我們看一下各個案中所計算之 R_a (公式3) 其最大與最小值之情況，表六

為測站密度與區域平均時雨量比較之極端值，即選取測站數之 \bar{R} 與全部測站之 \bar{R} ，二者之差值所佔 \bar{R} 之百分率，由表六之數值可知所用之測站越少，與真實平均時雨量之差值越大，而且地形複雜之區如II及III區，用一個測站代表全區，如果用大雨中心附近之測站最大可以發生729%之誤差；如果用小雨附近之測站。可以有一100%之誤差。甚至用5個測站代表全區，最大可能亦有82%，或67%之誤差。

(表六)：各個案中 R_a 之極端值

選取測站數	最大 R_a (%)				最小 R_a (%)			
	I區	II區	III區	IV區	I區	II區	III區	IV區
1	162	729	504	229	-79	-100	-69	-98
5	82	66	67	47	-41	-67	-32	-59
10	37	38	31	24	-27	-33	-29	-24
15	16	24	19	6	-25	-26	-19	-8
20	11	16	12		-16	-17	-11	
25		4	6			-7	-11	
30			5				-7	
35			2				-3	
	石門		曾文		石門		曾文	
1	81		286		-60		-88	
2	57		64		-42		-63	
3	29		33		-38		-42	
4	19		31		-25		-24	
5	12		31		-13		-20	
7			23				-18	
9			10				-13	

我們通常多喜歡應用空軍及中央氣象局之資料研究雨量之情況用以代表一個區域，但空軍測站皆在平地，中央氣象局僅有少數位於山區。如果僅應用以上二機構所屬測站之資料將有何結果呢？我們亦比照前所用之公式及方法試做比較，即應用我們所有全部資料及僅用空軍與中央氣象局之資料可能發生之差異。表七為所獲之結果。中央氣象局僅在

第I區及第III區有少數測站位於山區，故在表七中有正的 R_a 值出現，個案1第III區還有+28之 R_a 值，乃由於阿里山及日月潭位於大雨中心；個案9在第I區亦有+28之 R_a 值，因竹子湖與鞍部亦在大雨中心之故。至於II及III區有正的 R_a 值乃由於平地較山區有大之雨量。但由表中之值可知大多數之情況皆低估實際之雨量。

(表七)：僅利用空軍及中央氣象局所屬測站計算結果與全部資料結果之比較

個案	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
I	-45	-22					-52	17	28	-23		-51	-8	1	
II	-52	-35	11	-98			-74		-8	-79	-68	-33	-24	4	-40
III	28	-3	-14	5	-9	-41	-38		12	2	-5	-2		-24	-43
IV	-36	-14		-29	-87		-78		1	-28	-65	-64		-49	-44

註：表中所列數值為 R_a (見公式3) 之百分數 (%)

八、結 論

由本研究之初步分析可知豪雨及暴雨在台灣地區之分佈受地形之作用特大，而且有些特殊之地區（尤以山區為甚）在適合之氣流情況下常為半永久性之大雨中心。此種大雨中心之存在及其範圍、強度之變化以及偶然的移動對台灣地區豪雨警報之發佈似有參考之價值。

此外，豪雨之時間分佈曲線極不規律，其強度隨時間之變化異常複雜，在大雨總延時中高峯疊起，且一次豪雨或暴雨持續之久暫不一，此種變化狀況似應繼續研究。台灣之大雨量皆發生於山區，尤其因為各河流域短而陡峻，流域面積又小，因之每遇山區豪雨即成水患，如果用平地測站推估或代表山區之雨量，勢必遭受重大之誤差及時間上之延誤，因為山區豪雨常先於平地者，甚至山區有豪雨而平地沒有，故我們應該着重於山區雨量之分析研究。

致 謝

本研究承國科會之經費支援。中央氣象局、空軍氣象聯隊、電力公司、水利局、民航局氣象中心、石門水庫及曾文水庫管理局惠允供給所需之資料乃得完成。葉文欽與張儀峯二位助理鑄印圖表、蒐集資料、繪圖分析，倍極辛勞。林沛練同學協助電腦程式之設計與計算，蔣康祿先生及陳正改先生熱心協助雨量資料之蒐集，乃得完成此報告，在此一併致謝。

參考文獻

- 周根泉，1964：台灣地區暴雨特性之研究，氣象學報十卷三期，52-64。
- 周明德，1964：論台北盆地之大水災，氣象學報十卷四期，8-18。
- 王鴻賓，1966：台灣之颱風與淡水河流域之暴雨，台灣之河川，台灣銀行台灣研究叢刊第84種，213-252。
- 鄧祥雲，1966：台灣水資源開發概論，台灣之水資源，台銀台灣研究叢刊第83種，1-16。

- 陳正祥，1967：由氣象觀點論台灣八七水災，台灣水災之研究，台銀台灣研究叢刊第91種，41-59。
- 徐明同，1969：台灣地區颱風降雨分佈，台灣省氣象局降水量預報研究報告第一號，1-19。
- 徐寶箴，1969：蘭陽河流域之暴雨與洪水，台灣省氣象局降水量預報研究報告第一號，20-34。
- 李瑞鶴，1970：大漢溪上游雨量之研究，中國文化學院碩士論文。
- 徐晉淮，1971：台北地區豪雨之研究，氣象學報17卷3期，49-71。
- 吳宗堯及陳正改，1978：台灣北部地區豪雨特性之分析，氣象預報與分析77期，15-30。
- 曲克恭，1979：氣象雷達WSR-74C測定台灣地區暴雨量之研究，氣象預報與分析78期，1-18。
- 楊任徵，1980：台灣地區豪雨個案研究，中大地球物理研究所碩士論文。
- 吳完堯等，1980：曾文水庫集水區降水特性分析及颱風降水預報之研究，中央氣象局研究報告。
- 曲克恭，1981：應用氣象雷達之DVIP測定台灣地區豪雨量，氣象預報與分析87期，1-11。
- Browning, K.A. and F. F. Hill, 1981: Orographic rain, Weather, 36, 326-329。
- Cheng, C. P. and R. A. Houze, 1979: The distribution of convective and mesoscale precipitation in GATE radar echo patterns, Mon. Wea. Rev. 107, 1370-1381。
- Huff, F. A., 1970: Sampling errors in measurement of mean precipitation, J. Appl. Meteo., 9, 35-44。

- Linsley, R. K., M. A. Kohler and J. L. H. Paulhus, 1958: Hydrology for engineers, PP. 340, Chap. 3.
- Sims, P. C., 1981: Variations of rainfall catch in a small

- upland valley, Weather, 36, 197-200.
- Wiesner, C. J., 1970: Hydrometeorology, 羅樹孝譯，徐氏基金會，PP, 268, Chap. 10.

On the Distribution of Heavy Rainfall in Taiwan

Chu Ko Kung Liu Koung Ying

ABSTRACT

Analysis of rainfall distribution in a specified small area and in a short period is very important for the construction design and flood protection. In this work 15 heavy rainfall cases are selected from 118 weather stations' and rainfall stations' data from 1976 to 1981 in the considered regions. For all these cases rainfall distributions, variations of the centers of the heavy rainfall, as well as the difference between the means of different numbers of rainfall station data are studied. All of these studies have proved that not only for a better rainfall distribution analysis but also for a better rainfall prediction we need a well designed and dense rain gauge network for the considered regions.