

台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因

曲克恭 劉廣英 張儀峯 葉文欽

第三部份：中央山脈對氣流型態與大雨區分布之影響

五、中央山脈對氣流型態與大雨區分布之影響

由分析綜觀天氣圖到分析中尺度的天氣系統，使我們對台灣地區大雨成因及分布有了較深入的認識，但充其量仍只能做區域性的大雨預測，對於大雨實際的發生地，或者過去記錄上已存在的半永久性的大雨中心，仍難以預報或解釋，因而我們需進行本研究的第三個分析階段，即分析對應於大雨發生時區內地面風，亦即探討中央山脈地形對氣流及降雨所發生的影響。

經分析本研究所選 15 個大雨個案及相對應之流線圖，發現均勻後的低層水平風向（以流線表示）與中央山脈各局部地形的曝露與大雨局分布有密切的關係，但是因地形而生之局地氣流變化似亦影響該區域之大雨分布，諸如降坡風，流線因地形而生成之局地輻合等均有相當作用。本研究僅以個案分析探討大雨區之分布狀況，但並不涉及大雨量問題。大雨區之定義仍為 10mm/時等雨量線所包圍之範圍。中央山脈對大雨區分布之影響，初步發現有以下三種特性：

(一) 綜觀尺度之氣壓系統相對應於中央山脈之環流在山脈之迎風面形成與山脈走向一致之大雨區。

(二) 大雨區中局地特殊地形可改變綜觀尺度系統所形成的氣流方向及流速，致氣流之輻散與輻合作用因地而異，可能為形成大雨區中個別大雨中心的原因。

(三) 海陸風與山風似有改變大雨區位置及增或減弱大雨程度之作用，但此種作用在氣壓系統直接影響之狀況下不明顯，亦不易發覺。

以下茲以民國 65 年 8 月之 Billie 颱風，70 年 9 月之 Agnes 颱風，以及 70 年 5 月 28 日之鋒面影響下所發生的大雨個案分別以上述三種特性說明之。

(一) 颱風 Billie

首先看特性一。圖 23 所示為 Billie 及 Agnes 的

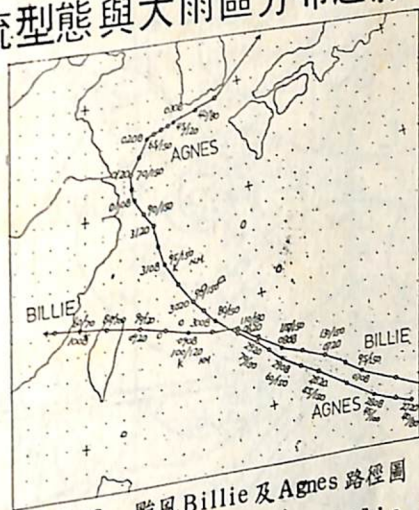


圖 23 颱風 Billie 及 Agnes 路徑圖

移動路徑，以之與圖 7 相對照可見 Billie 颱風的中心約沿最大雨量的軸線移動，以特性一亦即綜觀氣壓系統與颱風移動狀況預判，可能發生大雨的地區應為台灣北部山脈的迎風面，若配以對大漢溪，南勢及北勢溪上游山脈形勢的分析，可認定此大雨區應為西南至東北走向。實際大雨區（HRA）的分布及形勢見圖 25 大致與上述綜觀氣壓系統配以地形分析所得的趨勢相符。

圖 24 為 Billie 颱風侵襲台灣地區時，自 850 至 500mb 的合成天氣圖。由於中心正處在一窄長脊線的南面 Billie 移動甚為規則，大雨的時間只有一天，區域就是環流所涵蓋的範圍，可稱為直接影響型的大雨。

其次再以特性二及特性三來分析，我們可以看出局部地形之作用很大。圖 25 中 a . b . c . d 分別為 Billie 颱風侵襲期間，民國 65 年 8 月 9 日 1400 L 2200 H 及 10 日 0200 L 與 0500 L 之時雨量分布圖，按大雨區之定義是以 10mm/hr 之等雨量線為其範圍。圖所示為我們之第 I 及第 II 分區等雨量線，分區 L，一小時後 HRA 擴展成圖 25 a 的形狀，然後直至 2200 L 分布形勢大致如圖 25 b 所示，2300 L 時 HRA 略向西移，至 10 日 0200 L（圖 25 c）時中心雖變動不大但涵蓋範圍已有明顯變化，3 小時後（圖 25 d）HRA 範圍縮小終至（0900L）消失。在此

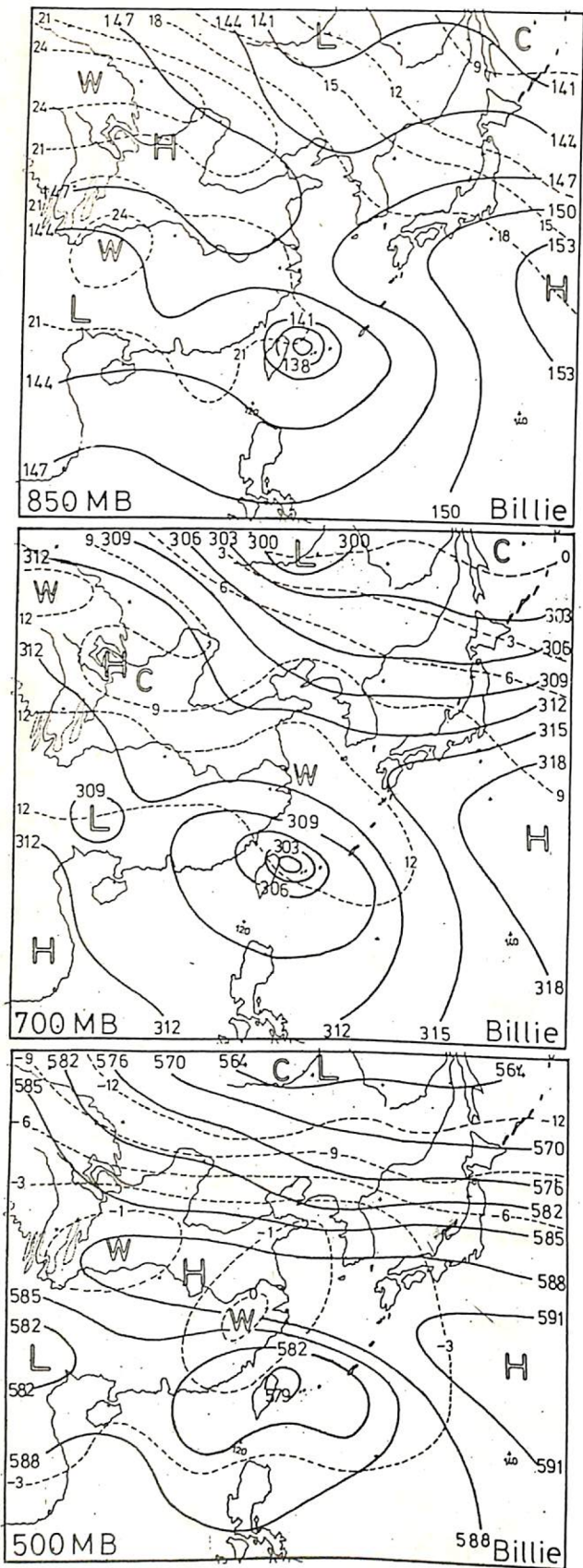


圖 24 颱風Billie 影響台灣期間合成天氣圖

演變過程中颱風中心已由山脈東側移至西側，根據特性二可知地形對氣流的影響可使輻散輻合因地而異，颱風中心與地形相關位置變動後此種差異就更大，大

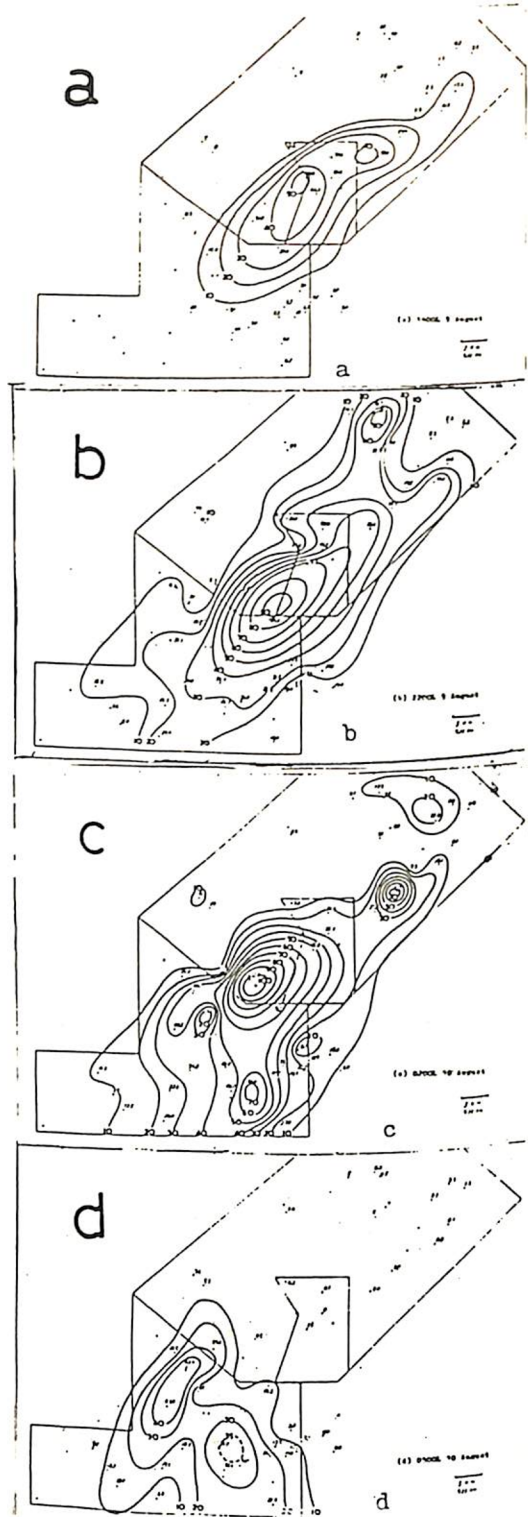


圖 25 民國 65 年 8 月 9—10 日颱風 Billie 造成第 I 及 II 分區中大雨區 (HRA) 分布圖 (等值線: mm/hr)

兩區形勢及降雨強度都會有明顯的變化。圖 26 為對應於大雨時間資料最多的三次地面流線圖，圖 27 則為 8 月 8、9、10 日每天 0000GMT (0800L) 時間桃園之高空風垂直剖面圖，為 Billie 侵襲前後 24 小時內台灣地區僅有的三次測風資料。圖 27 中高度為呎，箭頭所指為風向，頭上的數值為風速 (kts)，尾端的

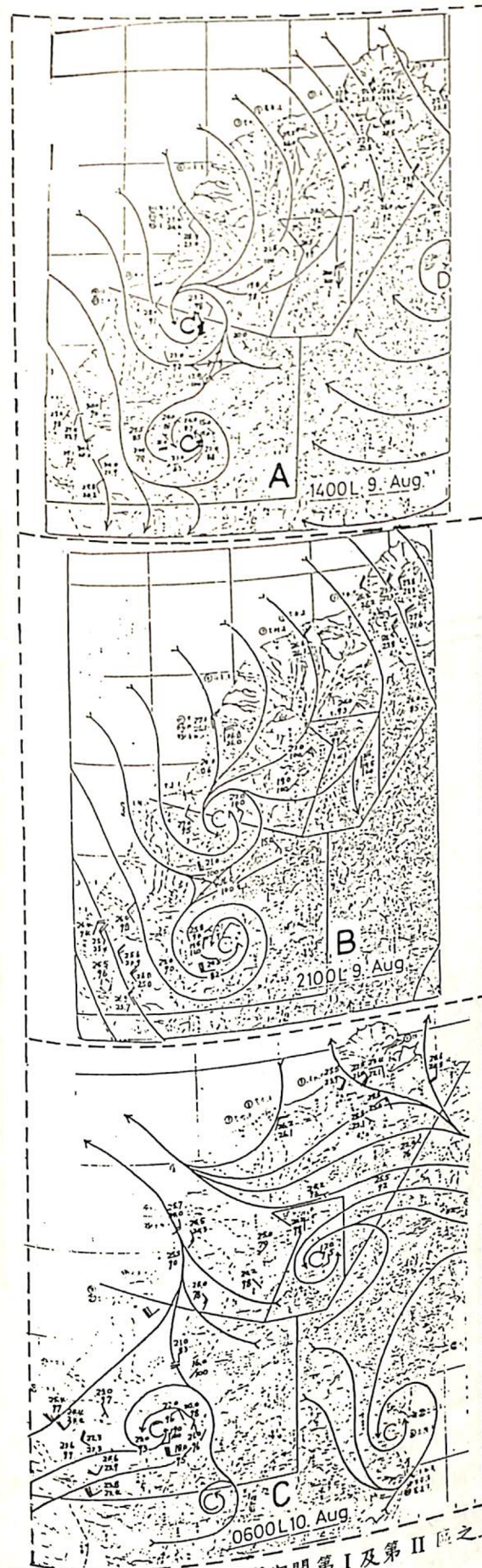


圖 26 颱風 Billie 影響期間第 I 及 II 區之三次局地地面風場分析

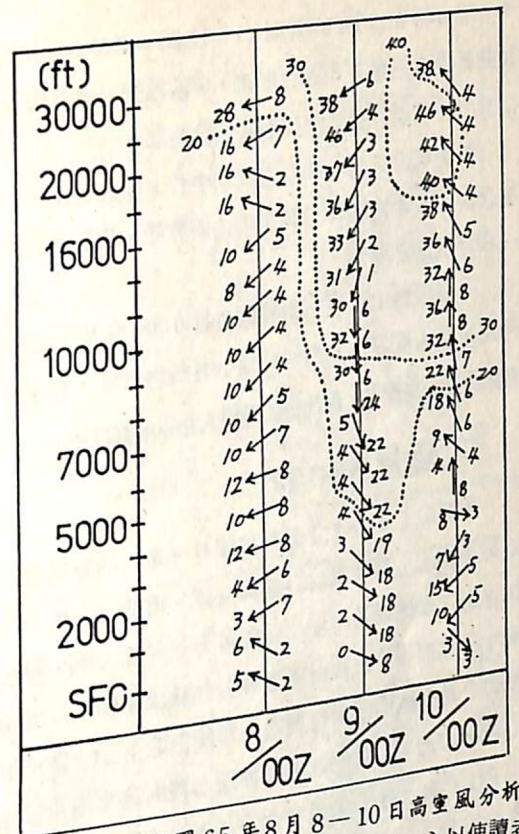


圖 27 桃園民國 65 年 8 月 8—10 日高空風分析數字為風向度數的十位數 (如 320 記為 2) 以使讀者易於確定風向; 虛線為每隔 10 kts 的等風速線。與颱風中心相對照 (見圖 23) 可見 9 日 0000GMT 的高空風向 (當時 Billie 中心在台灣東方海面上) 與大雨區之發生位置關係較密切。比較圖 25、26 及 27 我們可以解釋者有以下數點:

1 因颱風 Billie 環流影響之偏西北氣流受到山脈的影響而在石門水庫區外有一部分被偏向成東北，並與由沿海吹進之西北氣流在後龍溪上游形成一渦 (26 a 圖中 c₁) 同時在第 II 區由海上吹向中央山脈之西北風受海陸摩擦差異及山之阻擋而在大甲溪上游形成另一個渦旋 (圖 26 a 中的 c₂)。由於石門水庫集水區向西北之曝露方向及氣流之輻合而使大雨中心區發生於該集水區之西方 (如圖 25 a 及 b)。由 9 日 2100 L 至 10 日 0600 L 後龍溪上游之渦旋不存在，但仍

有顯著的輻合氣流故大雨區仍如 25 C 所示。當 Billie 颱風中心移至台灣海峽北部時由於氣流越山有下沉作用 (參閱圖 26 C 圖及圖 27 高空風剖面) 第 I 區之大雨遂消失。台北盆地自 10 日 0600 H (圖 26 C) 起氣溫升高 (0600 L 時台北市達 28.8°C) 且露點下降，正為下沉風使然。

2 8月9日1400L至2100L間，圖26中之風速及圖25中之雨量皆相對的增加，似顯示雨量增加與垂直於山脈風速分量之增加有定性之關聯。

3 大屯山區為一孤立之大雨中心，仍然受西北氣流之作用，當流線轉為偏東後大雨消逝，此現象有進一步分析之必要。

4 氣流越山以後，由桃園10日0000GMT之高空風可見（圖27），低層風速小且風向雜亂，顯示有背風面之渦旋存在，但此種渦旋與大雨區並無關聯。

(二) 颱風 Agnes

根據俞（1982）分析民國41—70年的颱風資料之結果顯示，當颱風位於適當位置，而使一地獲得最大強度之環流雨及地形雨時即可形成局部大雨，對台灣中南部而言有三條路徑可導致此種現象即(1)颱風中心自台灣海峽南部沿台灣西海岸緩慢北上；(2)颱風中心通過台灣北部尖端或近海而達台灣海峽北端及福建一帶；(3)颱風中心通過台灣東北方海上轉向東北並移至韓國日本一帶。李與馬（1982）根據民國58—69年七月份颱風所繪台南市及台中市颱風中心位置與未來24小時雨量圖（圖28A及B）亦與上述三路徑相符。比較圖23所示 Agnes 颱風路徑與圖28雨量可見此颱風中心正通過大雨軸線上，亦即屬於俞氏的第三條多雨路徑，這也就是說根據特性—Agnes 颱風會為台灣中南部帶來較多的雨量。圖29為實際分析之大雨區分布圖，自a至h各圖之觀測時間分別為70年8月31日0600L, 1000L, 1200L, 9月1日0400L, 9月2日0300L, 9月3日0100L, 0300L及0400L。大雨區開始於31日0600L（如圖29a），至1000L擴展如圖29b所示。至1200L曾文集水區亦有大雨區（圖29c），此大雨區在9月1日0400L加強至圖29d的形勢，大體上說曾文水庫的大雨區維持圖29d範圍達36小時（8月31日1300L）至9月1日2400L），其間僅強度經常變化而已。9月2日0100L起顯示大雨區有向西移動之跡像，至0300L（如圖29e）其勢最強，以後即逐漸減弱，2日0600L起大雨區再度局限於曾文集水區，直至9月3日0100L（如圖29f）均未明顯移動。至9月3日0300L大雨區又向西移，中心移至嘉義附近，該時嘉

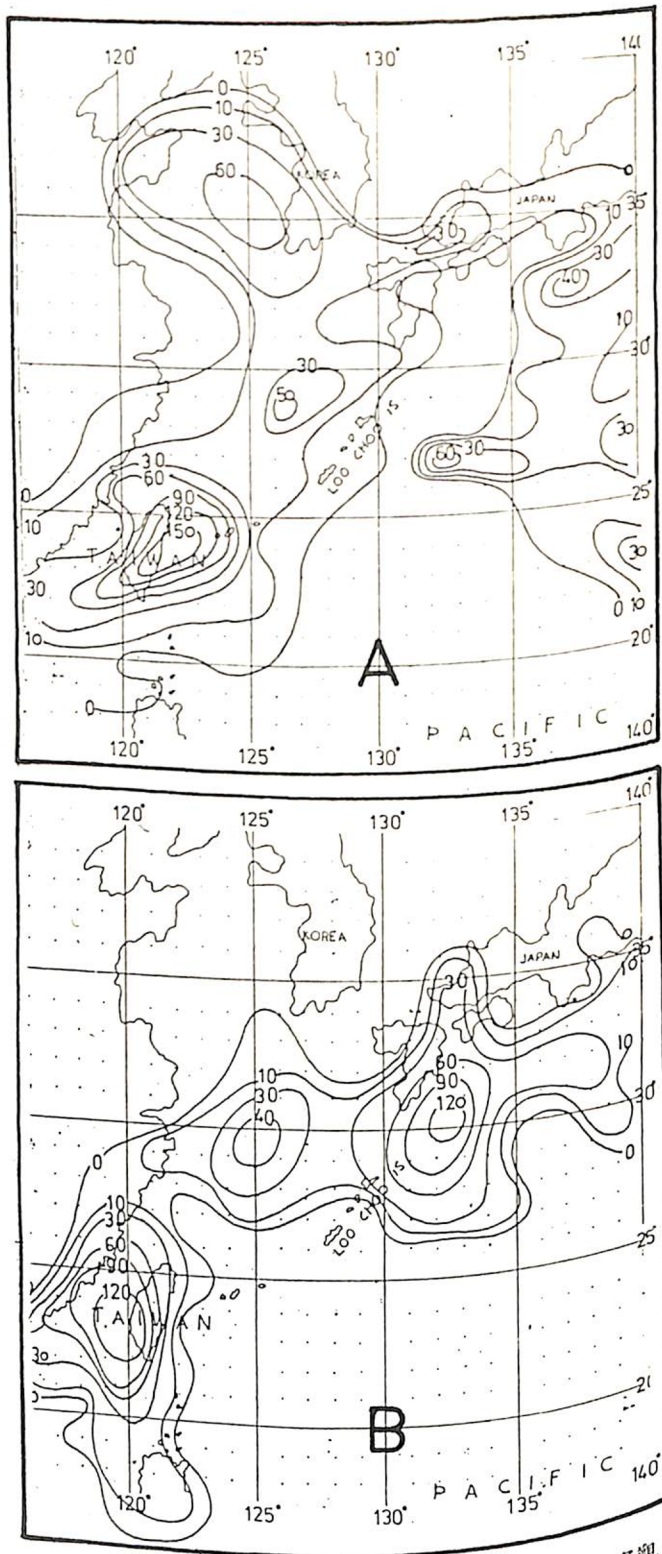


圖28 七月份台灣中(A)南(B)部颱風雨量客觀預測圖（取自李與馬，1982）

義測站之時雨量為140mm。至9月3日0600L後大雨漸弱，0800L後平地大雨區消失。由以上大雨區分析可見，民國70年中南部的「九三」水災亦非僅由綜觀尺度的氣壓系統（特性一）所引起，應是在另二特性配合下造成的。

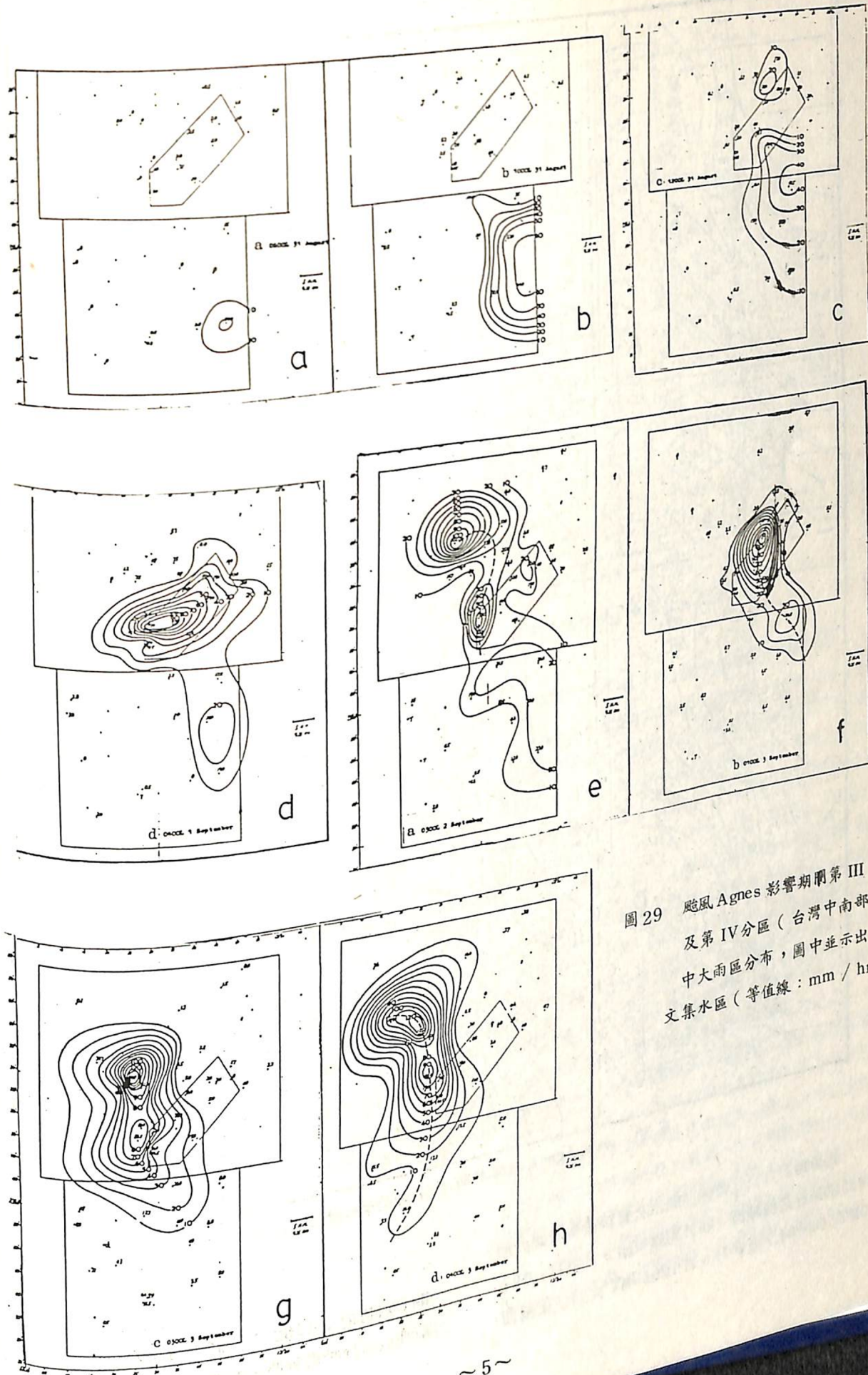


圖29 颱風 Agnes 影響期間第 III 及第 IV 分區（台灣中南部）中大雨區分布，圖中並示出曾文集水區（等值線：mm/hr）

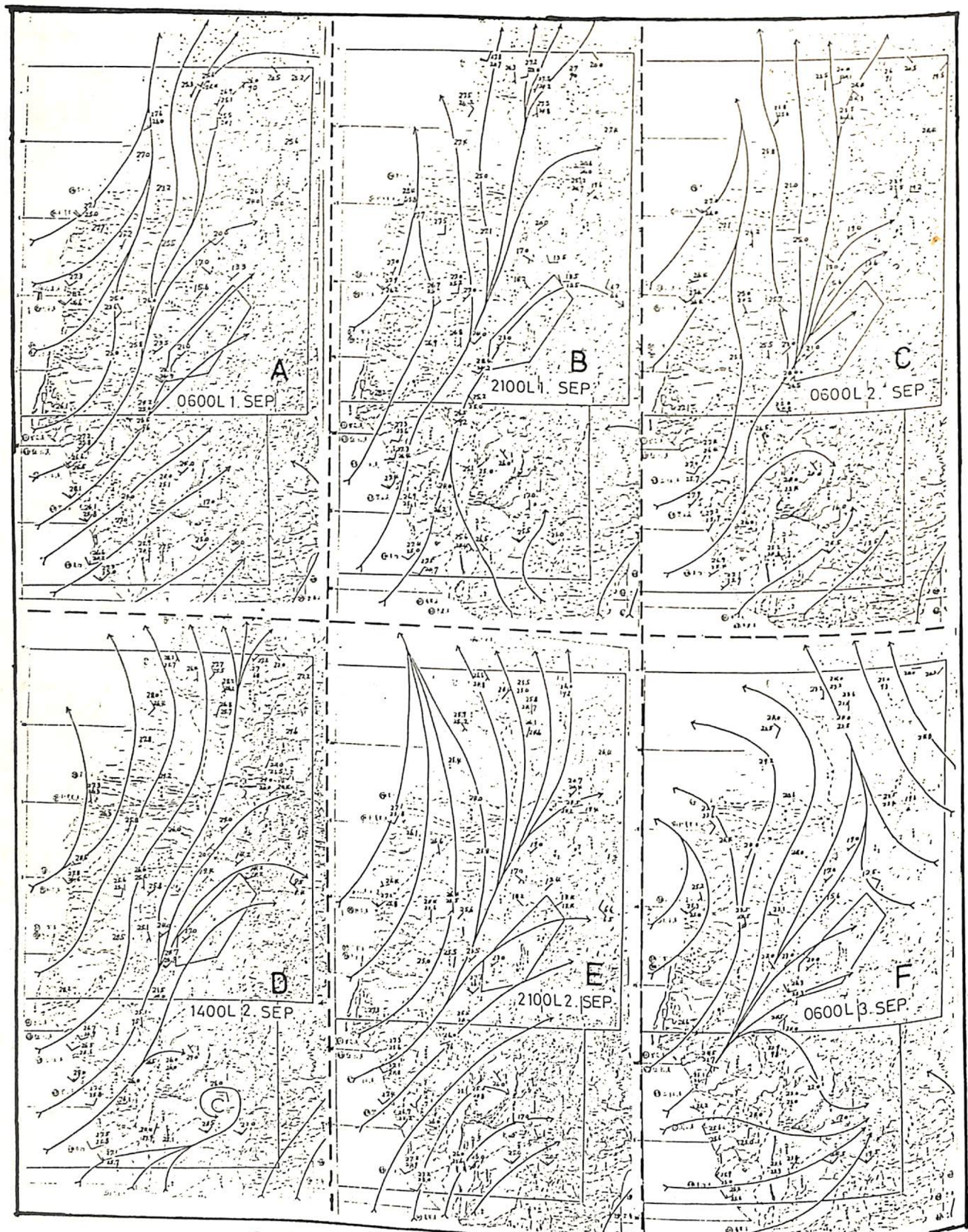


圖 30 颱風 Agnes 影響期間中南部局地地面風場分析

圖 30 為「九三」豪雨期間六次資料最多且與大雨時間相對應之流線圖。圖 31 則為東港 8 月 31 日 0000 GMT (0800L) 至 9 月 3 日 1200GMT 之高空風剖面

圖 (取自俞, 1982)。將大雨區分布 (圖 29) 與此兩種氣流分析圖對照, 我們可以解釋者有以下幾點:

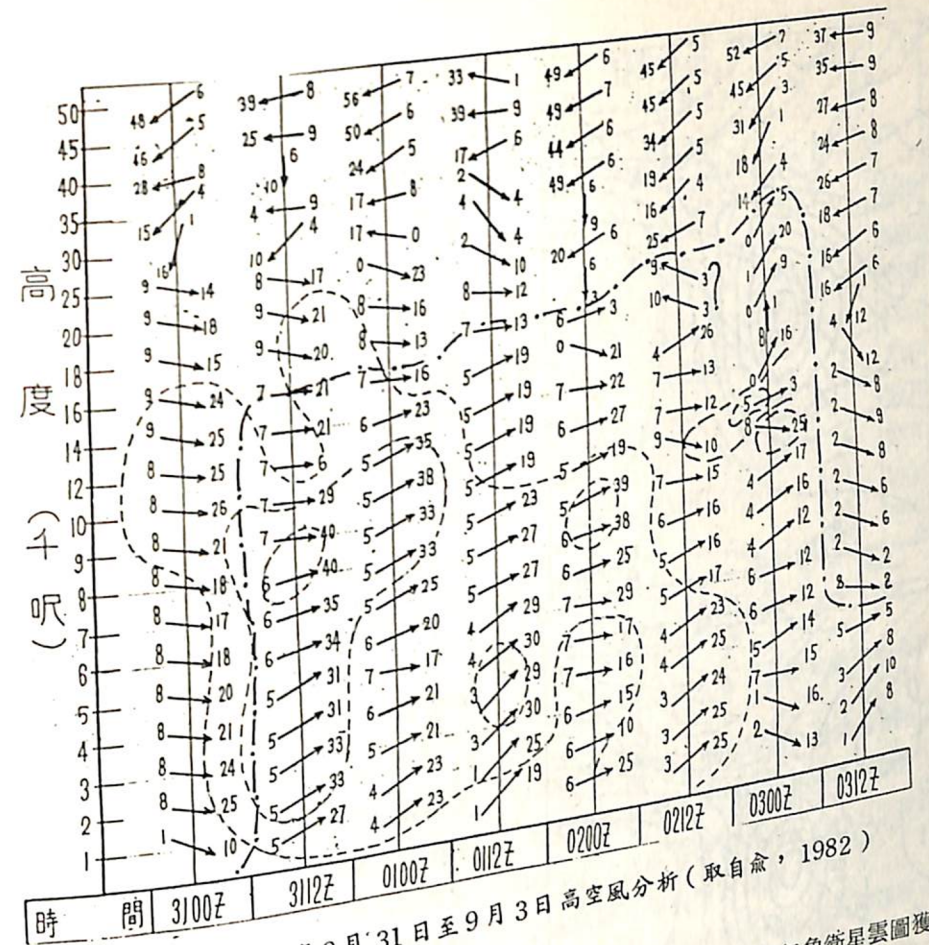


圖 31 東港自民國 70 年 8 月 31 日至 9 月 3 日高空風分析 (取自俞, 1982)

1 西南氣流之厚度及低層噴射氣流 (LLJ) 與中南部大雨關係密切。圖 32 為 Agnes 颱風影響期間 850mb, 700mb 及 500mb 的合成圖, 由圖可見深厚的西南氣流可達 700mb 高度, 且氣流歷經南海到達的西南氣流不但深厚且有 LLJ 存在, 同時中南部時與颱風外圍所引起之北來氣流相匯合, 由圖 31 可見西南氣流不但深厚且有 LLJ 存在, 均極有利於西南部降大雨。自 8 月 31 日至 9 月 3 日 0000 GMT 間西南強風厚度變化不大 (約 1600—2000 呎), 於 3 日 0000 GMT 亦即大雨過後西南風即下降至 4000 呎, 顯示西南風強度及厚度與大雨關係密切但在定量上仍不易確定, 如 8 月 31 日 LLJ 最大, 而最大雨量却發生於 9 月 2 日及 9 月 3 日的凌晨。

2 曾文水庫集水區對西南氣流之曝露區極大, 因其曝露方向正對西南。另一西南氣流衝激區為高屏溪及東港溪上游, 即屏東東面山區及美濃, 萬山, 阿禮與山地門一帶。由流線分析圖可見該地區可能有局地渦旋因西南氣流受到山脈阻擋而生成 (參見圖 30)。

3 由 29 e 至 g 各圖可知大雨區於 9 月 2 日與 9 月 3 日凌晨皆有從曾文水庫集水區向西北迅速移動及擴

展之事實, 此現象且可由氣象衛星雲圖獲得驗證 (王, 1983)。經研判其他的大雨個案, 山區大雨向平地移動之現象, 多發生於中南部地區, 而且在 13 個颱風個案中只有當颱風中心經過台灣北方近海轉向韓國或日本時發生的最多, 而且在 Ia 組的五個颱風中有四個即 Wendy (1978), Irving (1979), Judy (1979) 及 Agnes (1981) 影響本省時, 皆在相同之地區發生大雨區, 其移出及擴展情形亦同。大雨區的發生大多先在山區至清晨移出, 而平地發生大雨之地區為台中, 嘉義及屏東, 此三地區皆位於最易發生大雨中心區之西方, 至於第 I 區 (台灣北部) 未發生此種大雨區移動現象的原因可能是個案太少之故。尤有進者, 由於雨區隨颱風中心變動, 故在颱風直接影響下之大雨區由山地移向平地之現象, 並不易分析出來。這也就是說, 因西南氣流所引起之大雨區有先發生於山區而於清晨外移之現象。在我們所選出的四個個案中颱風 Agnes 最為突出, 因其大雨延時較短, 其間有三個清晨的變化。如果大雨延時較短, 則很可能在清晨以前即減弱, 而看不出上述大雨區的

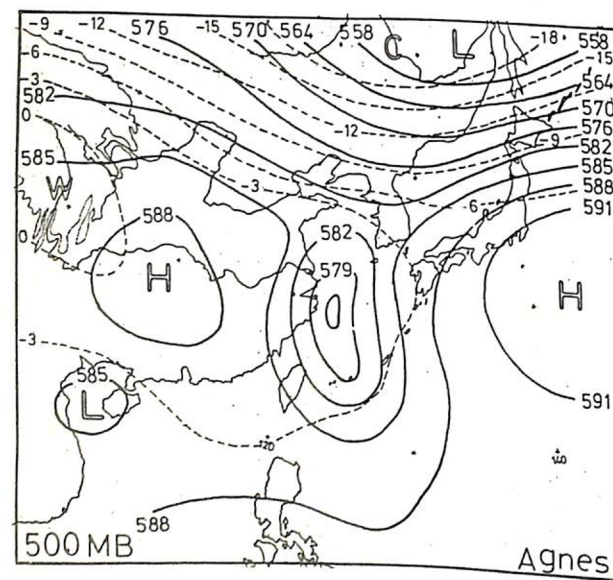
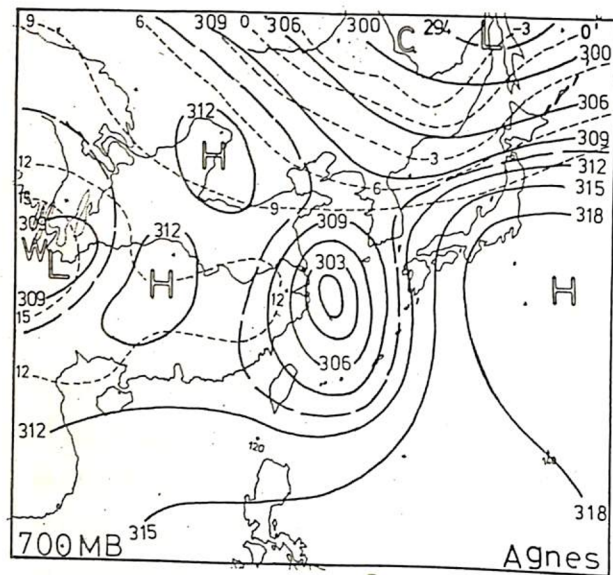
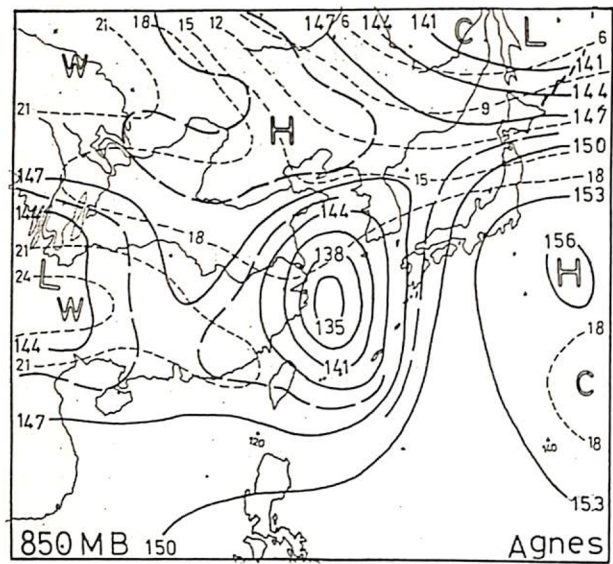


圖 32 颱風 Agnes 影響台灣期間合成天氣圖

移動。就我們的初步探討認為此種大雨區在清晨由山區外移現象的可能原因是降坡風（或者是陸風，但似以降坡風之作用為大），此種推論是基於我們對地面風場分析所獲得的印象。圖 30（Agnes 颱風風場）中，9月1日 2100L-9月2日 0600L 可以看出在曾文水庫集水區之西北方山中有東南風，顯示有降坡氣流存在（由於主觀的將流線均勻以符合流線在一平面上的定義，故流線未顯示造成局地輻合的降坡風）並因而形成局地輻合，王（1983）認為此種局地輻合氣流為風切線。在 9月3日 0600L 之圖中還可以看出嘉義以西沿海岸有顯著的氣旋型曲率流線。Mahr 及 Larsen (1982) 個案分析丹麥一小山坡（坡度約 4%）之夜間降坡冷空氣仍可相反於盛行風而形成微弱的鋒面。由於 Agnes 個案中綜觀環流為 SSW-NNE，而大雨區幾乎由東向西移動，亦有與盛行氣流相反的現象。我們的解釋是清晨沿山脈之降坡冷空氣可增強平地之對流而使雨勢加強及大雨範圍增加，而山區之雨勢則相對減弱，晝間則有相反之現象，致大雨彷彿有晝夜往復移行之現象。此種降坡山風激發（或增強）大雨之作用，如果在氣壓系統直接影響下，或者是已有中尺度系統直接引起大雨，則現象必然不顯，但在程度上仍有其影響在。由於我們缺之中尺度觀測網分析判斷上述作用甚為不易，但仍可利用臨近的一些地面觀測資料加以研判，希望以後能作更深入的分析及模擬。圖 33 為玉山測站的溫度時間曲線，以及中央氣象局嘉義站（以 W 表之）與空軍嘉義站（以 A 表之）的溫度、氣壓及風之時間變化。嘉義(A)在(W)的西方即 A 近海 W 較近山區。二測站氣壓仍顯示二高二低之日變化，顯示不出如降坡風般的中小尺度的變化，但二測站的溫度與風却有明顯的指示——當溫度降低時風向即轉為東南且風速增加，以每日清晨變化為最強。我們也檢查山區其他測站如阿里山及日月潭，其溫度亦有日變化，但差值在 2°C 以下；另一平地測站台南，日變差約在 3°C 左右。從 8月31日起至 9月4日，中南部全區皆在下雨，氣溫之日變化不應過大，但嘉義(A) 9月1日 1400L 至 9月2日 0500L 之溫差達 7°C；9月2日 1100L 至 9月3日 0500L 亦有 4.8°C。我們認為此降坡風促進大雨區之變化值得繼續研究，因對平地發生大雨之時機有預測價值。

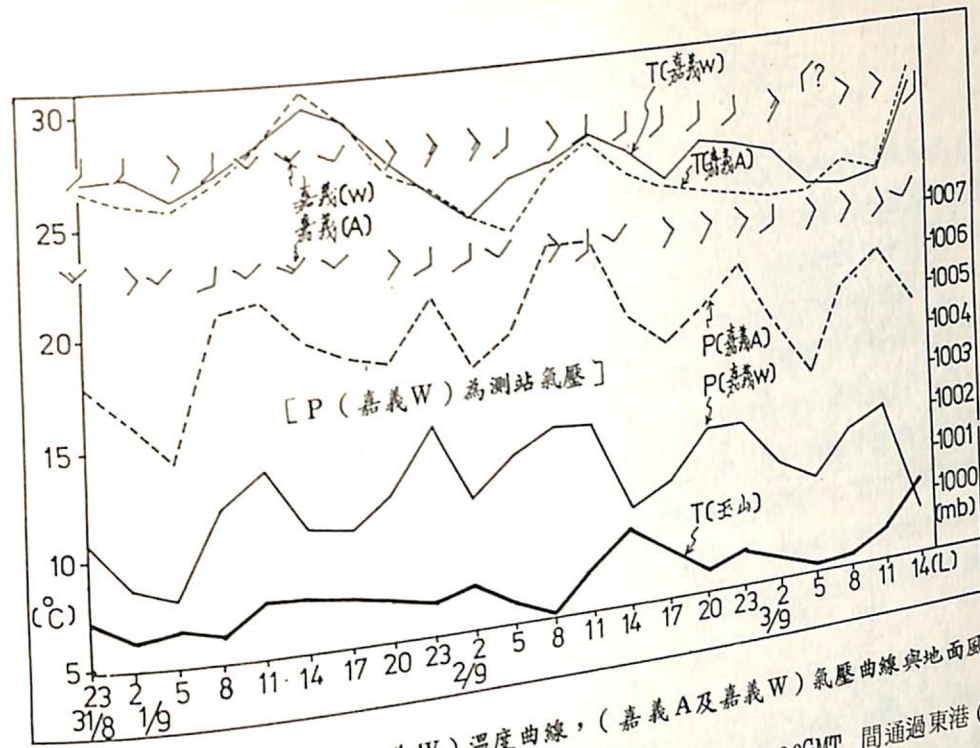


圖 33 (玉山、嘉義 A、嘉義 W) 溫度曲線，(嘉義 A 及嘉義 W) 氣壓曲線與地面風

在全部 15 個大雨個案中有 13 個與颱風有關，除此處分析之兩個颱風外，其餘各颱風的合成天氣圖（Thelma 為民國 66 年 7 月 25 日 12Z 的天氣圖；Amy 因時間短略而未繪）如附錄。

(三)「五二八」北部大雨

關於民國 70 年「五二八」北部豪雨前面已做了很詳細的分析，此處僅再將地形作用加以分析探討。圖 34 為該次豪雨期間地面資料最多之三次流綫圖，圖 35 則為馬公、桃園及東港三測站 8 月 27 日 0000GMT 至 29 日 0000GMT 之高空風時間剖面圖，圖中繪有槽線（粗斷線）顯示過境時間，西南氣流之厚度（粗實線）以及等風速線（點線），繪法與圖 27 同。比較圖 34 及圖 11 所示大雨區及大雨中心分布與變化情形，我們可以解釋者有以下幾點：

- 1 大雨區不在山區但仍為移動性者，其平均移速約為每小時 12 - 13 公里。
- 2 地面有渦旋及明顯的氣流輻合帶，且有可信度甚高的氣流輻散區在大雨區之前方，因受地形影響渦旋沿山脈之西方由北向南運動，大雨區與此種渦旋相吻合。
- 3 由馬公、桃園及東港之高空風時間變化可看出在 27 日 0000GMT 至 28 日 0000GMT 間有一短槽經過，大約時間為 270000-1200GMT 間通過馬公，27 日 1200 GMT 至 28 日 0000 GMT 間通過東港（可能在相同時間通過桃園），此槽線與中尺度低壓（見圖 12）相吻合，大雨區發生於槽前，在地面上則發生於輻合帶（或鋒面）與短槽交會處。

- 4 鋒面、中尺度低壓、地面流綫輻合及渦旋，以及高空短槽（尤其馬公 270000GMT 及 1200GMT 二次高空風資料，明顯指示槽之通過及中層風速之增加）之相互配合可能為此次豪雨形成及大雨區特殊分布的原因。

由以上分析可知，中央山脈對台灣地區大雨的形成以及大雨區分布有很大的貢獻，其主要的可歸納為以下幾點：

- 1 地形抬升作用：中央山脈西側對西南氣流曝露度極大，有利於對流降雨，尤其當有低層噴流（LLJ）存在時作用更大。
- 2 對氣流產生阻擋作用而致轉向並由而形成向風面的局地渦旋或氣流輻合致產生大雨中心。
- 3 氣流越山有下沉作用，故背風面弱風區即使發生渦旋與大雨區亦無關聯。此種作用通常可使大雨區消失。
- 4 降坡山風可促使大雨區於清晨自山區移至平地，晝間有相反的局地環流致山區雨勢復加強，因此大雨區晝夜間彷彿有往復移行之現象。此現象在中南部各個案中最常見，北部可能因個案太少則未發現。

六、不同大雨個案對區域平均雨量之影響

根據前面的分析獲知，某些大雨個案有自山區移向西部平地的特徵，因山區大雨對平地有預報作用。同時，水庫及未來可能開發的水資源都靠山區降雨來蓄水及決定是否有開發價值，這也就是說，無論是防災或資源開發，都需要良好的雨量測站網來支助。本研究的目的是在探求形成台灣地區豪雨及暴雨以及其特殊分布的原因，以期防範水災保障投資，因而如何獲取正確的區域平均雨量對我們的研

種浪費。同時，此一結果也讓我們了解降雨資料的蒐集對選定個案，也就是可能獲得的研究結果，具有很大的影響。根據施(1982)的研究設定理想的雨量測站網需經過三個步驟即

- (一)初步設置：根據需要在相關區內設置量雨器，並利用觀測值做降雨變化分析(rainfall variation analysis)及計算標準誤與平均降雨量的關係。
- (二)雨量器位置調整：以減小相對變異數(relative variance)，即獲得較佳的平均雨量。
- (三)改善雨量器密度：使所獲得的雨量達到統計上精確的程度。

在研究過程中我們曾以其方法A，試用第1分區中26個時雨量測站，在表1中選擇9個曾使第1分區發生大雨的(1, 3, 4, 7, 8, 9, 10, 12及13)個案(含兩個梅雨鋒面個案)，應用下述方程計算其平均時雨量之相對準確度：

(個案號碼參見表一，
*全部個案之合成曲線)

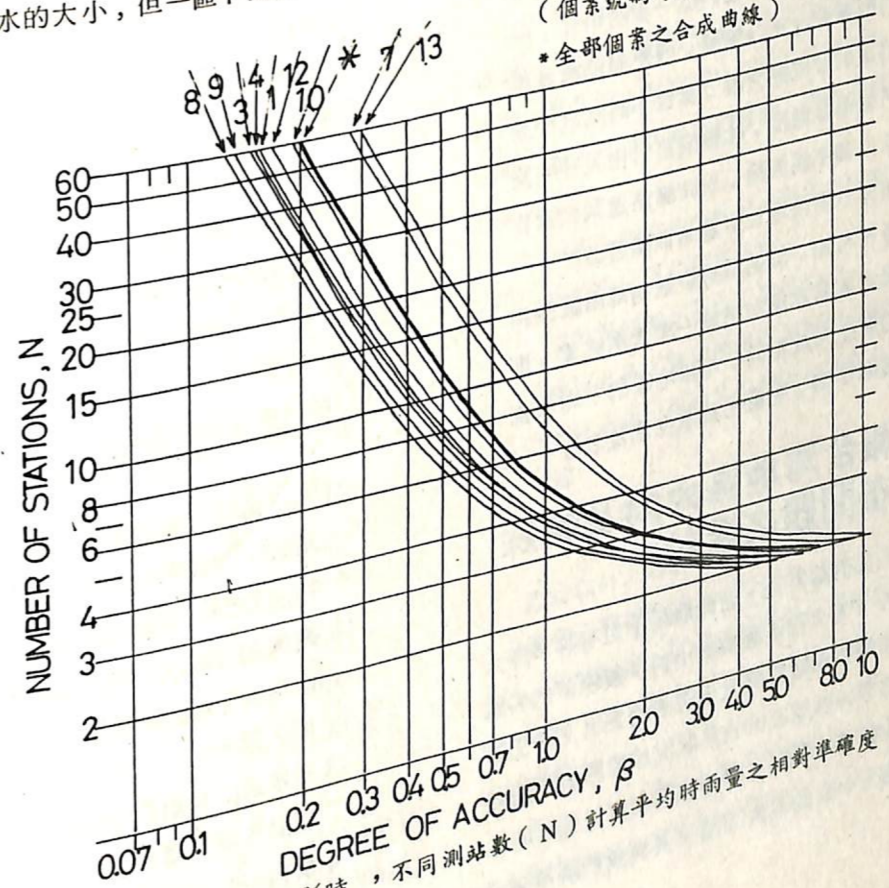


圖36 機率水準為95%時，不同測站數(N)計算平均時雨量之相對準確度

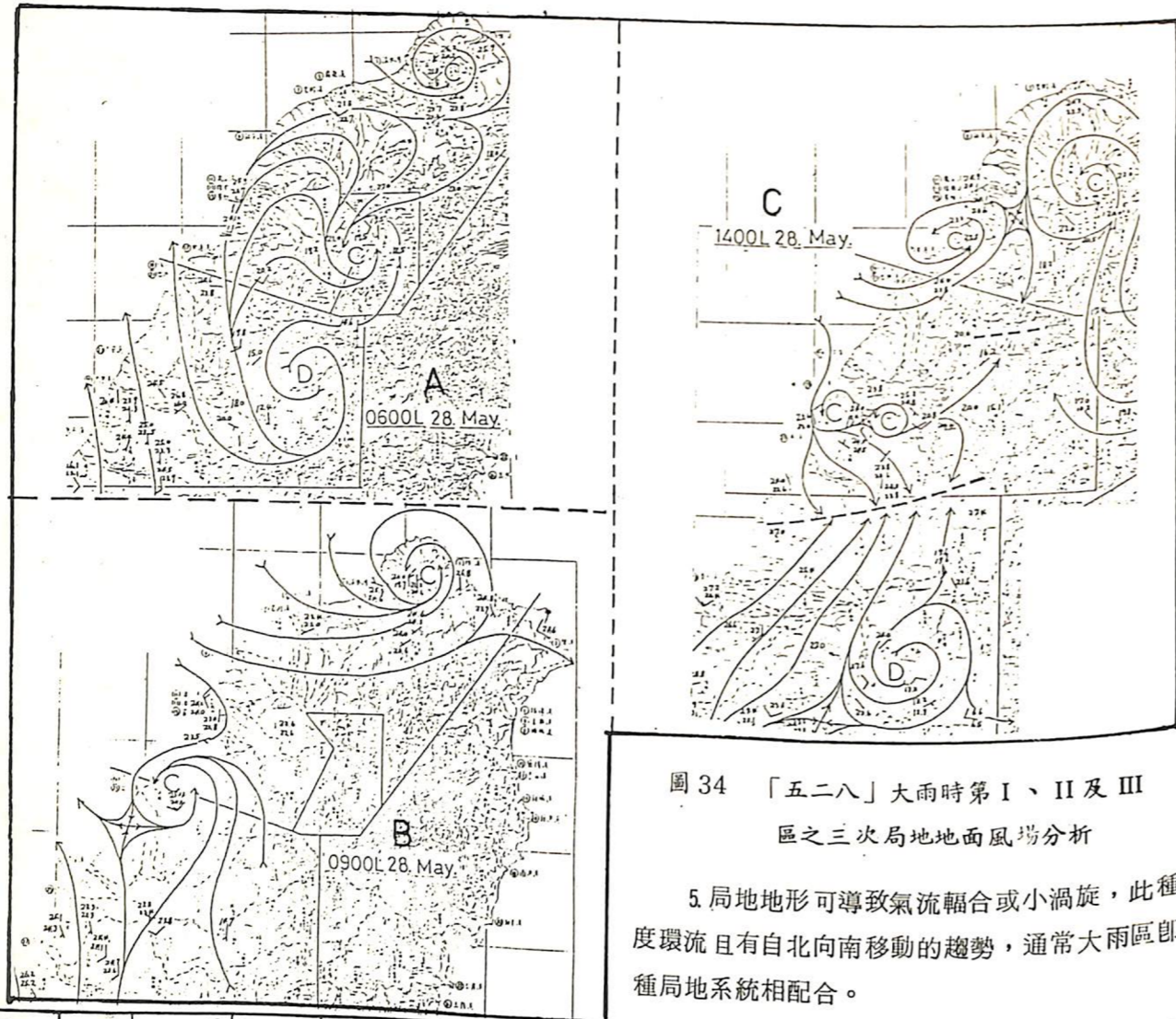


圖34 「五二八」大雨時第I、II及III區之三次局地地面風場分析

5. 局地地形可導致氣流輻合或小渦旋，此種小尺度環流且有自北向南移動的趨勢，通常大雨區即與此種局地系統相配合。

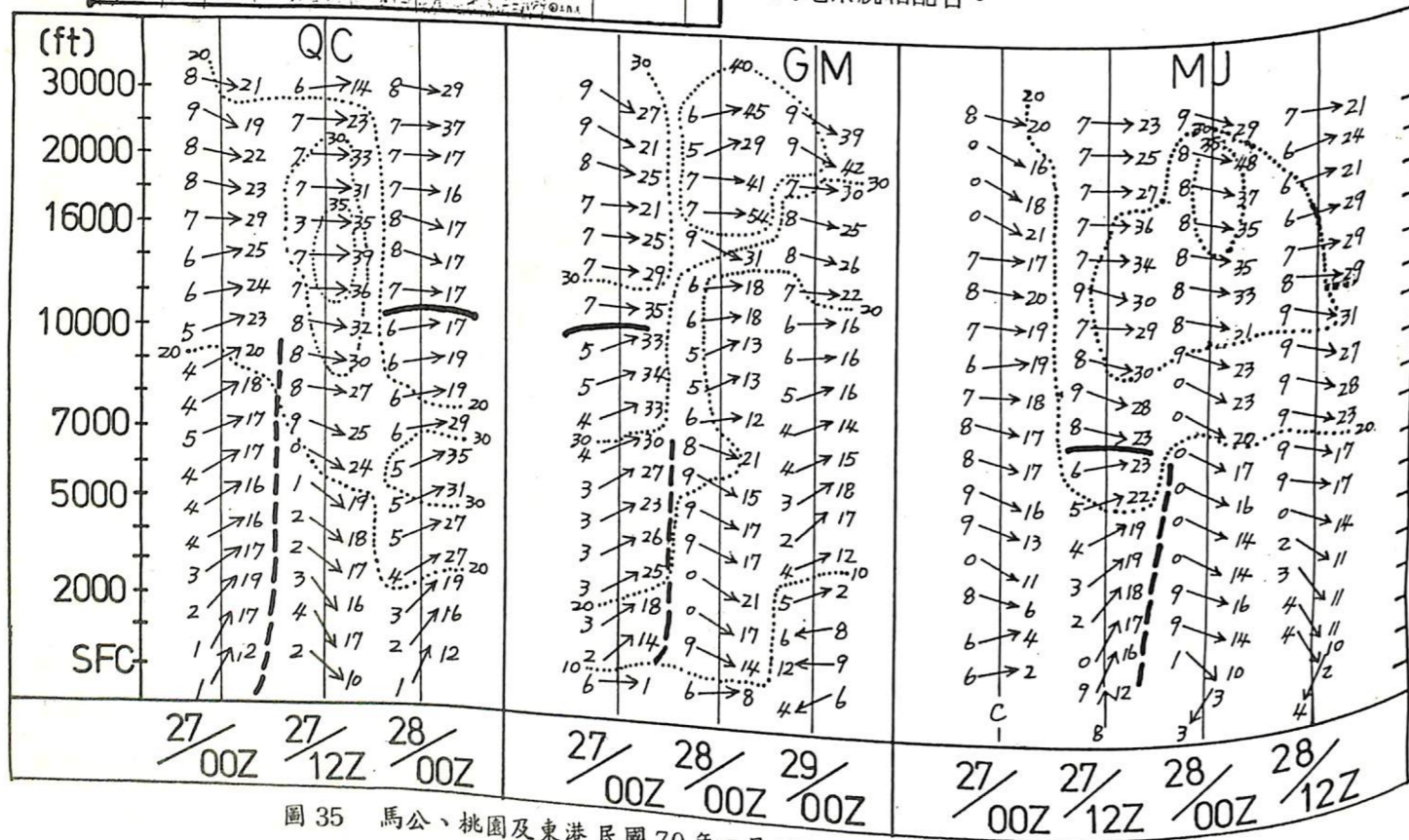


圖35 馬公、桃園及東港民國70年5月27-29日高空風分析

$$\beta = t_{\alpha} \frac{S_r}{\bar{X}} \quad (1)$$

$$\text{及 } S_r^2 = \frac{1}{N} (\bar{S}_r^2 - \bar{S}_{OKL}) \quad (2)$$

其中 β ~ 相對準確度

t ~ 信賴水準 α 時之 t 值

S_r^2 ~ 對平均雨量 \bar{X} 之相對變異數
(relative variance)

N ~ 雨量站總數

\bar{S}_r^2 ~ 流域 (或一區域) 內之平均變異數

\bar{S}_{OKL} 流域 (或一區域) 內之平均互變異數 (Covariance)

圖 36 為我們用機率水準 95% ($\alpha = 0.05$) 計算 9 個個案 (如圖中數字指示者) 及將 9 個個案之雨量資料全部合成 (* 號所指示者) 之 β 值。由圖可見個案 8 (Ora 颱風) 之平均時雨量較其他個案者準確, 個案 13 (「五二八」豪雨) 鋒面大雨則最差。一般說來颱風個案的 β 值差異不大, 只有個案 7 (Irma 颱風) 例外; 但兩次梅雨鋒個案的 β 值就相差較大, 詳細的原因雖有待我們進一步的研究, 但是由以上不同的準確度可以瞭解, 即使測站數目相同, 不同的個案所形成的大雨, 其每小時區域平均雨量彼此間仍有相當偏差, 此種偏差可由妥善的測站網規劃降低但却不能消除, 而於測站達到相當密度後此種偏差亦不能由增加雨量站而顯著改變。

由以上分析可知, 測站網的規劃對降雨觀測相當重要, 但氣象人員亦應牢記每一次大雨個案, 即使引發大雨的氣壓系統相同, 相關地區的平均雨量其相對準確度都不同, 在應用必須注意及之。

七、預報台灣地區大雨及特殊分布問題之探討

由以上各節討論可知, 台灣地區不但有許多降大雨的天然條件, 且大雨區確有集中於少數地區的特殊分布, 如果我們要免除受到大雨帶來的災害, 首先就應避免損害該等特殊地區的自然狀況或於開發利用時確實做好水土保持, 同時, 即使在開發鄰近地區時亦應考量到大雨集中區的洩洪問題。其次我們所要研討

的該是如何預報大雨將發生以及發生於何處? 本節的著眼即在此。

根據前文各節分析可知, 無論要預報那一類型的大雨, 首要的條件是在天氣圖上都得有適當的綜觀氣壓系統在適當的地理位置, 而後再找是否有其他的條件支持:

(一) 梅雨中的大雨之條件

1. LLJ 的位置與軸線的明顯程度: 軸線愈明顯 (強風帶集中且風速大) 愈易下大雨, 降水區以軸線以北為主。
2. 新舊冷鋒或冷鋒與 ITCZ 合併: 華南沿海有風切線或 ITCZ 北抬至該區時, 新冷鋒南下, 易在合併區形成大雨並東移至台灣西部。
3. 南海北部至華南沿海是否有擾動: 此種擾動有利中南部大雨。
4. 台灣地區新生低壓或生波時北部易生大雨。
5. 中小尺度系統: 鋒前寬度西南暖氣流中易生中小尺度系統, 其影響區多有大雨。
6. 局地環流: 地形使盛行氣轉向並形成局地輻合, 相對地區即為大雨中心。
7. 中央山脈西側山區大雨: 此種大雨中心清晨有向平地移出之趨, 因而一旦山區發生大雨, 即應注意相關之平地地區可能即將發生大雨。

(二) 颱風所引起的大雨之條件

1. 颱風路徑: 有些路徑的颱風, 如經過琉球附近, 台灣海峽南部以及直接登陸的颱風特別有利於本省有關地區下大雨。
2. 颱風未來動態: 移向決定颱風未來是否仍在有利大雨的路徑上; 移速影響降雨時間的久暫。
3. 含水量: 利用探空分析低層含水量, 此值為颱風降水參數之一。
4. 廣西地區低壓: 此低壓存在時易有深厚西南氣流自南海北部吹向本省, 有利大雨的發生。

5. 颱風大小及強度: 降水強度雖與此二因素關係並不十分密切 (王與王, 1983), 相反的, 小的颱風甚或熱帶低壓只要其路徑恰當反易帶來大雨, 但其影響時間較久, 仍值得注意。
6. 中小尺度系統: 颱風外圍尤其是所帶西南氣流中, 易有中小尺度系統, 其影響區易生大雨。對此王與王 (1983) 曾加分析。
7. 副低壓: 颱風中的副低壓可改變盛行氣流方向, 亦即改變降水區分布, 需注意。
8. 地形效用: 地形雨在颱風降水中佔主要部分。
9. 局地環流: 決定大雨中心所在。

(三) 颱風與極地高壓共伴環流的大雨之條件

1. 季節: 九月份及以後的颱風移到台灣時才有可能發生此種大雨。
2. 颱風路徑: 只有經過琉球附近, 東南部登陸及通過巴士海峽至非島北部進入南海的颱風, 有於共伴環流及大雨的發生。
3. 極地高壓強度及移動: 一般極地高壓中心在 1029mb 以上, 1020mb 等壓線可向南伸展至華南中部, 隨著高壓中心由原地經華北, 韓國至日本東方洋面, 高壓長軸多由南北轉為東北東至西南西走向。鋒面約可伸至台灣北部或附近地區。
4. 颱風大小及強度: 在此系統中颱風大小及強度對雨影響較大; 自民國 45—65 年期間形成災害的颱風都在中型中度或以上。
5. 地形效用: 大雨發生在共伴環流的向風面; 主要的區域包括台灣北部, 南端及登陸地區。在 850—950 公尺之山區有一雨量最大集中帶 (魏等, 1973)。

在以上檢查過程中, 天氣圖, 探空分析以及地面報告固為必須的資料, 而衛星雲圖及雷達報告更有助於對大雨系統的追蹤與守視, 對短期預報貢獻尤大,

故氣象人員必須盡力蒐集各種可能獲得的資料, 並爭取時效, 以提高預報效果, 保障生命財產的安全。

八、結論及建議

基於以上分析我們可以瞭解台灣地區大雨的形成是在適當綜觀 (天氣圖) 條件下, 中小尺度系統與地形配合的結果。綜觀系統所提供者為降大雨所必須的條件, 但並不充份; 中小尺度系統與地形則提供大雨所需的必須條件, 並界定大雨區與大雨中心的分布。一般來說, 綜觀條件容易掌握, 地形條件更是固定, 但由於中小尺度的系統分析困難, 發生迅速, 致使預報降雨的準確率較高, 而預報大雨及其發生地區就比較難, 因而氣象預報人員除按第七節步驟檢查外更應注意守視, 以使大雨災害減至最小。同時, 在今後地區開發時對於圖 1 所標示出來的各地大雨中心區應盡可能避開或特別注意其排洪問題, 即使規劃其附近地區的開發計畫時, 亦應考慮相關大雨區可能帶來的影響, 以免因水患而使投資落空或受益減少。

大雨 (含豪雨及暴雨) 為重大自然災害之一, 而本研究亦指出由於對形成大雨之大氣系統在分析上有困難, 致預報上有相當的困難 (外國亦同), 為了改進此一缺失而使預報能力提高, 我們認為以下幾項工作應即加強:

- (一) 規劃並設立中小尺度自動化的觀測網以提供充份而高品質的原始資料。
- (二) 改善資料傳送系統以提高時效。
- (三) 增加氣象雷達使能構成觀測網以嚴密守視。
- (四) 加強研究以期對大雨發生的問題有更深入的瞭解。
- (五) 建立客觀預報法。

除此以外, 如果能使我們目前三小時才有一次的衛星雲圖資料縮短為一小時就有一次, 在綜觀條件適宜降大雨的時候並能即時獲得紅外線加強 (IR enhanced) 圖, 對大雨系統的守視與短時預報會有極大的幫助。

總之, 大雨成災的預報問題是個大且尚未完全解決的問題有待各方面的共同努力。

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、台糖、林務局等惠允供給所屬氣象測站與氣候站之氣象資料。唐榮澤學弟親自抄錄台糖之氣候站資料，葉文欽與張儀峰二位助理繪印圖表，蒐集資料，繪圖分析，蔣佑良同學協助資料之電腦計算，謝維權學弟協助繪製部份圖表，黃幸彥，李增達、謝仁堯、潘亞國、陳國鈞等諸先生之協助填讀資料，乃得完成此報告，一併致謝。

參考文獻

- 王時鼎，1970：論台灣梅雨。氣象預報與分析，44期。
- 王時鼎及王忠山，1983：台灣區域有關颱風中小尺度暴雨之初步研究。大氣科學，10期，99—114。
- 王時鼎，劉廣英，曲克恭，林則銘，黃中成，謝維權，1977：翡翠谷壩址最大可能大雨量研究。空軍氣象中心研究報告第13號。
- 王時鼎，趙友夔，沈秀蓉，1982：台灣颱風降水特性之研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，175-208。
- 王鴻賓，1966：台灣之颱風與淡水河流域之暴雨，台灣之河川。台銀研究叢刊第84種，213—252。
- 丘台光，廖學鎰，洪理強，1982：民國70年5月28日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，233—247。
- 曲克恭，1977：中央山脈對颱風影響之分析研究。氣象預報與分析72期，1—21。
- 曲克恭，1980：台灣梅雨之可預測度。文化學院「氣象集刊」創刊號。
- 曲克恭及劉廣英，1982：台灣地區豪雨及暴雨量分布之研究。氣象預報與分析，92期，30—55。空軍氣象中心研究報告022號。

- 吳宗堯及陳正政，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。
- 李富城及馬汝安，1982：颱風路徑與台灣雨量分布之研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，163—174。
- 俞川心及黃中成，1975：台灣南部豪雨成災之分析，氣象預報與分析，63期，33—39。
- 俞家忠，1982：通過台灣北部海上颱風與台灣中南部豪雨之初步研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，91—110。
- 施孫富，1982：石門灌溉區之雨量站設計。台灣水利，30卷4期，1—15。
- 徐明同，1969：台灣地區颱風降雨分布。台灣省氣象局降水量預報研究報告第一號，1—19。
- 徐普淮，1971：台北地區豪雨之研究。氣象學報17卷3期49—71。
- 陳正祥，1967：由氣象觀點論台灣八七水災，台灣水災之研究。台銀研究叢刊第91種，41—59。
- 陳正政，蔡清彥，1979：台灣地區梅雨系統之降水特性及天氣型式。台灣大學研究報告Mei-Yu-003。
- 陳泰然，1981：台灣鄰梅雨系統之合成結構分析。台灣大學研究報告梅雨—004。
- 陳泰然，劉廣英，李金萬，1982：台灣北部地區冬季異常降水之氣候分析與個案研究。台灣大學研究報告NTUATM-1982-04。
- 陳泰然，蔡清彥，1978：台灣地區梅雨個案之中幅度系統，觀測誤差與平衡 ω 值之分析。台大大氣科學系研究報告。Mei—Yu—002
- 張儀峰，林沛練，徐天佑，劉廣英，1982：局部暴雨特性之分析研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，317—328。大氣科學9期。
- 黃中成，1976：低層西風噴射氣流對台灣天氣之影響。氣象預報與分析，68期，37—45。

- 戚啓勳，1964：台灣之梅雨期。氣象學報，12卷2期。
- 喬鳳倫，謝信良，陳正政，1982：石門水庫水區颱風降水之模擬。中範圍天氣系統研討會論文彙編，53—66。
- 葉文欽，1977：熱帶氣旋與極地高壓共伴環流對台灣天氣之影響。氣象預報與分析，第70期。
- 廖學鎰，1960：「八七」水災。氣象學報。
- 劉廣英，1980：梅雨季中極端天氣預報之研究。空軍氣象中心研究報告019號。
- 劉廣英，1981：梅雨季中台灣地區豪雨之分析研究。氣象預報與分析，第88期。
- 劉廣英，1982：民國70年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係。氣象預報與分析，1—9。
- 劉廣英，陶家瑞，1982：華南似包圍鋒與台灣降水之關係。中範圍天氣系統研討會論文彙編。

- 蔡清彥及周根泉，1982：颱風路徑與台灣地區之風速及雨量分布。中範圍天氣系統研討會論文彙編，209—221。
- 魏元恒，謝信良，林民生，蕭長庚，1972：台灣颱風降雨預報之研究。氣象學報，第18卷第3期。
- Bader, M. T. and W. T. Roach, 1977: Orographic rainfall in warm sectors of depressions, Quart. J. R. Met. Soc., 103, 269—280.
- Browning, K. A. and F. F. Hill, 1981: Orographic rain, Weather, 36, 326—329.
- Histoshi, S., 1981: Heavy rainfall from very shallow convective clouds, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 387—394.
- Mahrt, L. and S. Larsen, 1982: Small scale drainage front, Tellus, 34, 579—587.
- Sims, P. C., 1981: Variations of rainfall in a small upland valley, Weather, 36, 197—200.

The Causes of Special Distribution of Heavy Rainfall in Taiwan

Chu Ko-kung Liu Koung-ying Chang I-feng Yeh Wen-ching

ABSTRACT

It was found in the recent research of Chu and Liu (1982) that there were special figures and geographical locations of heavy rainfalls in Taiwan. We try to realize what will be the possible causes. In this work, surface streamline charts for the area of Taiwan in the period corresponding to our 15 cases of heavy rain from 1976 to 1981 were analyzed and those synoptic scale surface weather charts and upper charts as well as selected radiowind data of Taiwan were also used. It is possible that pressure systems of synoptic scale are the necessary conditions which cause heavy rain in Taiwan but not sufficient. The mesoscale systems as well as the terrain and local mesoscale flow may do the jobs of both heavy rainfall and its distribution.