

中央山脈對颱風影響之分析研究※

曲 克 恭

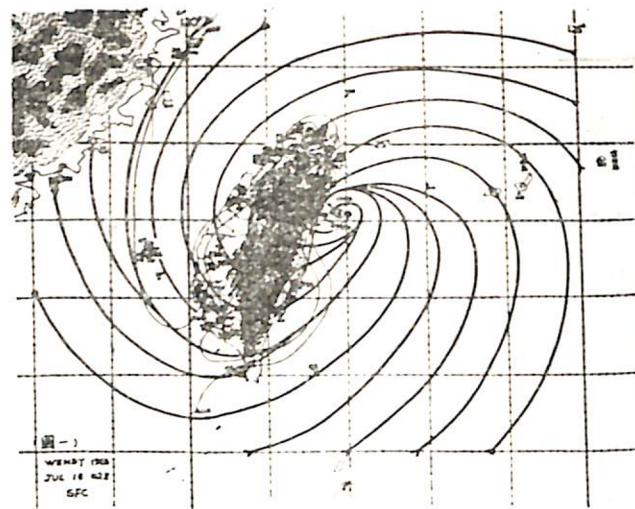
On the Effect of the Central Mountain on Typhoons in Taiwan by Field Data Study

Chu Ko-Kung

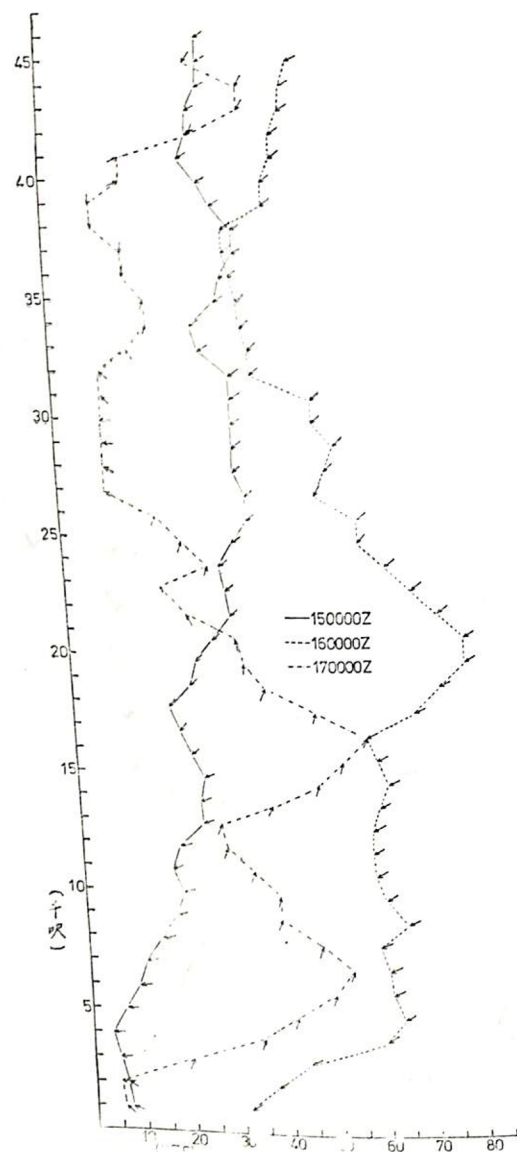
Abstract

1. Data of 45 typhoons which have affected Taiwan from 1956 to 1976 are studied by using the methods of case analysis and statistics in order to know the effect of the Central Mountain in Taiwan on the vertical distributions of wind field, moisture field and hourly rainfall.
2. The vertical wind field below 50,000 ft indicated by rawin data is approximately barotropic as the characteristics of tropical air before it is affected by typhoon circulation. Under the typhoon influence, it would be changed considerably. Individual typhoon has its own wind field over Taiwan islands and the level of the strongest wind (typhoon jet stream) may form at different height above the mountain or below it. There are close relations between it and the rainfalls.
3. There is considerable influence of the Central Mountain on the typhoon moisture field over Taiwan. The typhoon air is much moist near the mountain than the air 50 kilometers west and even much drier 200 kilometers far west over the Taiwan Strait. Using the data of the three rawinsonde stations in Taiwan to compute the averaged mixing ratio, the result is about 9.1 g/kg which is comparable to Bell and Tsui's (1973) result, 8.9 g/kg, but the maximum mixing ratio which has been found in Taiwan was 12.0 g/kg (Trix) and the minimum, 6.8 g/kg (Mary). In general, the most frequently occurred typhoon mixing ratio over Taiwan is 7.0-10.9 about 88 per cent of the total.
4. Using the surface observed dew point to estimate the total precipitable water in typhoon air column which has been affected by the mountain in Taiwan is not adequate, but using the reported dew points by the mountain weather stations to integrate the precipitable water from the surface to the pressure height of the highest mountain weather station is much better than preceding method.
5. It is found that there are specific types of curve of the hourly rainfall change relative to certain typhoon tracks; and the configurations of it are similar if the reporting stations are under the same topographic influence, except that its amplitudes are much different and its phase differences are not much significantly. Therefore, we could normalize the hourly rainfall curves as unit rainfall graphs.

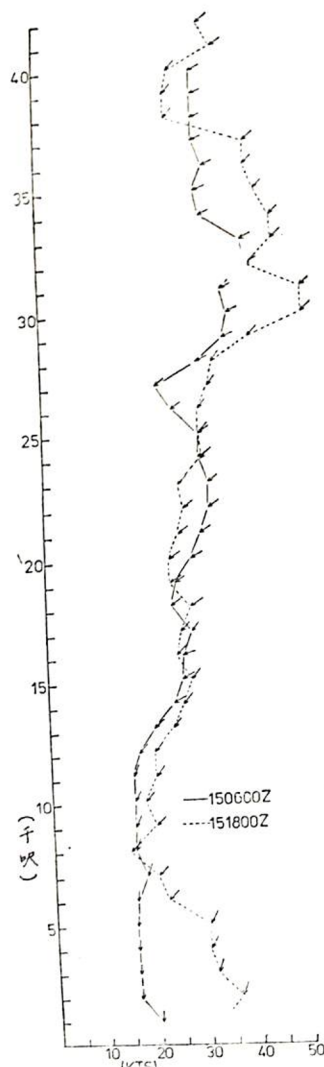
無分流渦旋在中央山脈西部發生，近中心最大風速曾達 135kts，接近花蓮時為 100kts (圖一)。桃園之垂直剖面圖很明顯的看出來受颱風影響之情況 (150000Z)，風速隨高度之變化小；颱風影響時 (160000Z) 從地面至 30,000 呎風速皆顯著的增加，而颱風噴射氣流在 20,000 呎，以上之風速顯著降低，可能為中央山脈之影響，而低層之西南氣流仍保持相當的勢力 (圖二)。馬公之兩次測風資料僅可顯示颱風外圍之狀況，低層及高層風速略有增加，但並無顯著的地形影響與噴射氣流存在 (圖三)。東港之垂直剖面圖 (圖四) 指出中央山脈顯著之影響，及可達之高度。151200Z 之資料顯示地面風速仍小，但中層風速已甚強勁。颱風通過臺灣以後，約 2 萬呎以下之西南風增強，但 20,000 呎



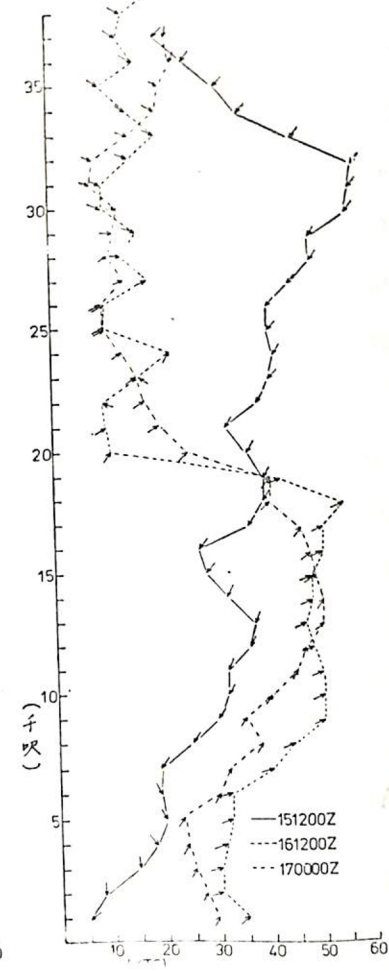
圖一 1963年7月Wendy颱風風場



圖二 1963年7月Wendy颱風桃園風向風速垂直剖面圖



圖三 1963年7月Wendy颱風馬公風向風速垂直剖面圖



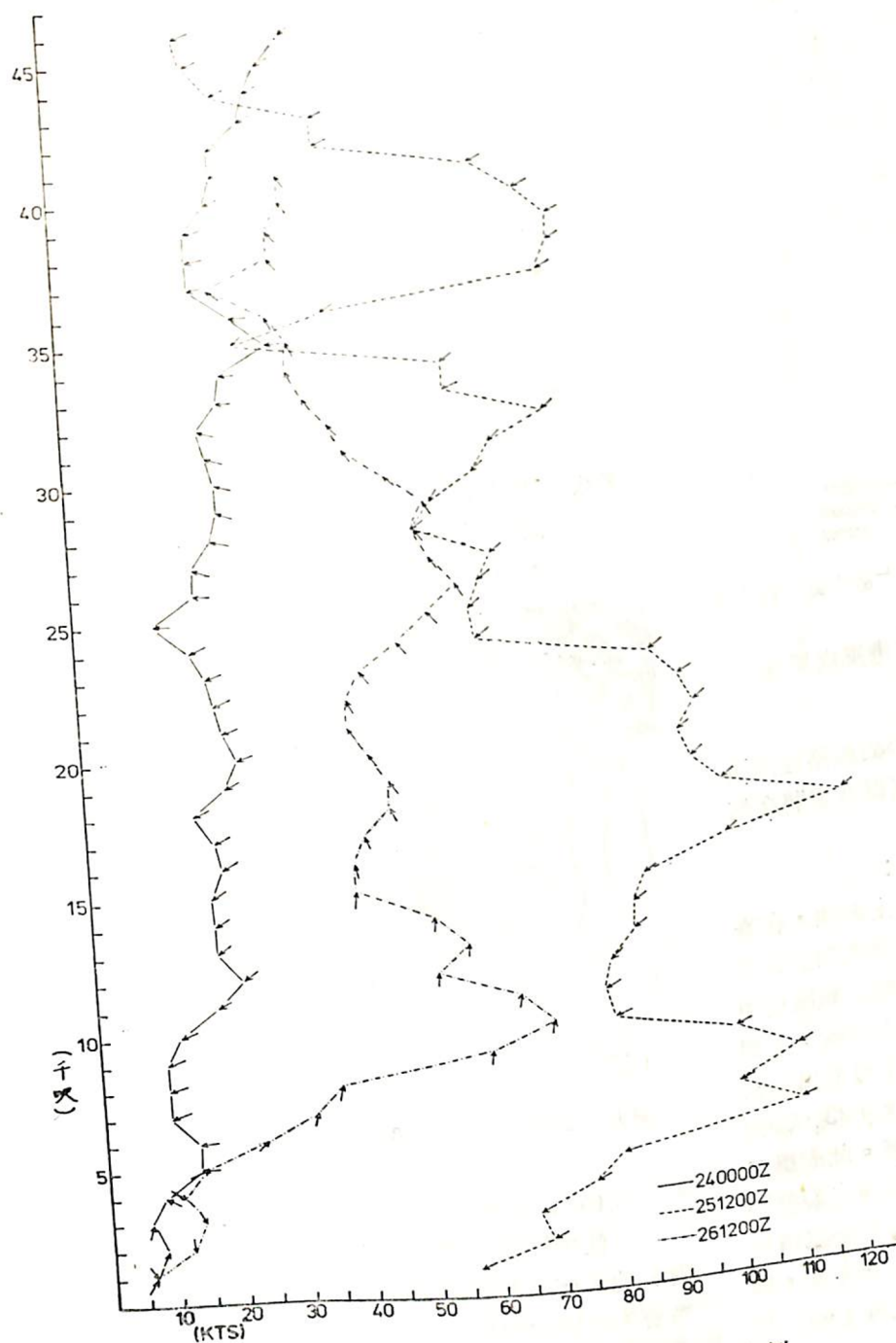
圖四 1963年7月Wendy颱風東港風向風速垂直剖面圖

至 35,000 呎間之風速降低極大。高層之動能已經受中央山脈之影響而減少甚多，低層西南氣流亦在減弱，但幅度不大。

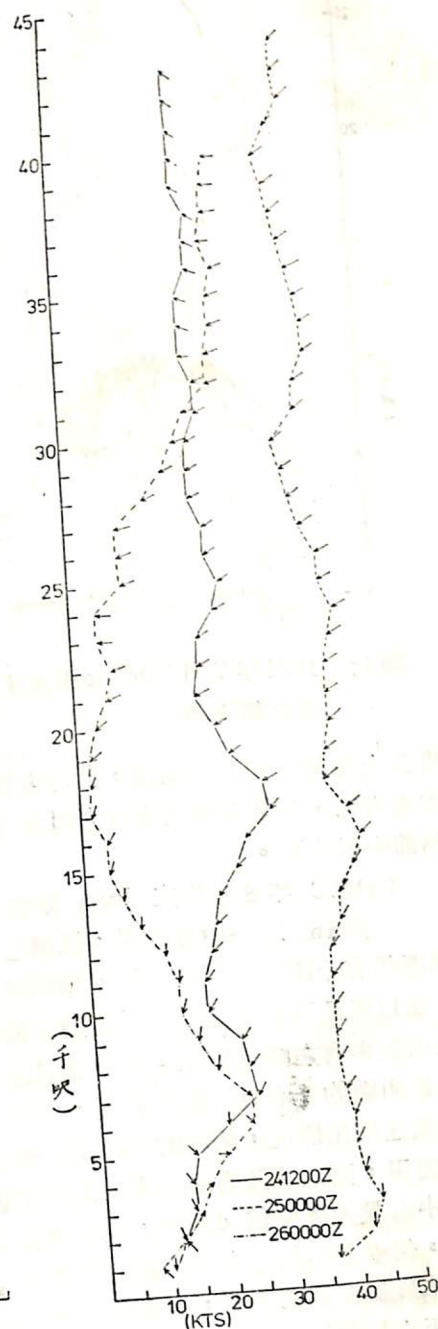
(二) 1971 年 7 月份之 Nadine 颱風：

Nadine 之路徑偏南，中心通過臺灣南部。桃園與馬公顯示與 Wendy 相似之情況，桃園在 44,000 呎以下皆增加風速，颱風通過臺灣以後動能顯著減小 (圖五)；馬公仍顯示整層風速之增加與

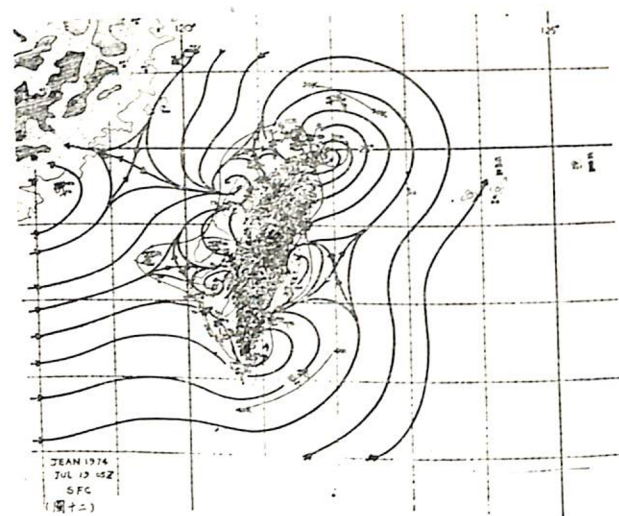
減弱 (圖六)；而東港却受中央山脈之影響，低層增強小，最大之變化在 15,000 呎至 35,000 呎間 (圖七)。三探空測站之空間剖面圖更可顯示中央山脈之影響 (如圖八所示)，圖中東港、桃園間之方格表示中央山脈，中央山脈之影響使桃園有二次風軸，一在低層，另一在中央山脈高度以上。馬公風速隨高度之變化很小，圖中等溫度露點差值線顯示中央山脈之下沉影響未及東港、馬公，而桃園至



圖五 1971年7月Nadine颱風桃園風向風速垂直剖面圖



圖六 1971年7月Nadine颱風馬公風向風速垂直剖面圖



圖十二 1974年7月Jean颱風風場

嚴格的判斷)。

(4) 1972年8月份之 Betty 颱風：

為比較臺灣北部、南部及海峽所受中央山脈影響之不同垂直分佈，將 Betty 颱風之三次時間相近之測風(馬公、東港為同一時間，桃園相差12小時，在颱風影響下很難有三測站同時之探空資料，因為強風使氣球不能施放)繪於一圖，很容易的看出其不同的典型。Betty 颱風通過北部海上，最大風速曾達130kts，通過北部時亦有95kts(圖廿)。桃園在此情形下受地形之影響少而為颱風之直接環流，其大風層仍在30,000呎以下，垂直分佈均勻。馬公仍顯示其與前所述之特性，但是東港之強風却發生在17,000呎以下而有噴射氣流之近似形狀，而高層之變化小(圖廿一)。

中央山脈測站日月潭、阿里山、玉山及臺灣北部山區測站竹子湖、鞍部所觀測之當地風向、風速，僅玉山之風向可配合三探空測站之700mb風向而代表不受山脈影響之颱風環流方向，無探空報告時玉山風向為唯一可參考之資料。其他測站之風向只能代表當地之狀況。至於風速，各山區測站之風速較探空所測相同高度之風速一般要小得很多，超過或接近探空測風之風速僅在颱風直接影響該地之風速時始可發生。只有鞍部可能受地形之掩蔽較少，而常有超過探空測風之局地風速發生。三探空測站與各山區測站同一高度之測風比較如圖廿二，(每一探空測站之形式與此圖皆相似，故以總圖綜合表示之)，圖中 V_m 表山區測風(地面觀測報告)， V_r 表探空測風。通過北部者(含北部海面)共選14個颱風，通過中南部者(含巴士海峽)共選11個颱風，其中2個颱風通過中部。該圖顯示

，除過颱風近中心之大風侵襲山區，否則在日月潭、阿里山及玉山之當地風速甚少超過40kts，但與探空測風之差值($V_r - V_m$)却極大，由圖廿二可知其概況，鞍部位於北部臨海，情況特殊，曾有70kts之最大風速報告，大於探空測風。但一般言之，鞍部當地之風速亦以小于探空測風之機會較多。 V_m 與($V_r - V_m$)無一定之關係，因為地形影響風速極為複雜，統計上之相關似不可能獲得結果，尤其颱風侵襲期間，僅風向隨時間之改變即可使特殊地形之風速有甚大之變化。

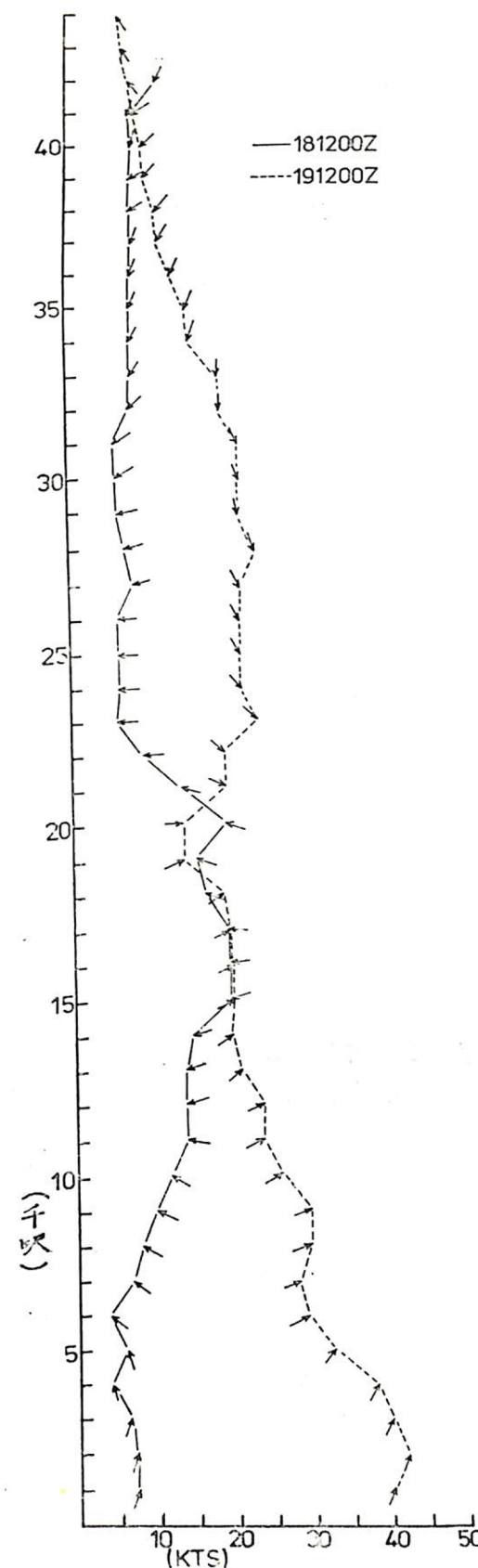
圖廿三乃將圖廿二中各山區測站之($V_r - V_m$)以次數表示之，此圖只是為易於瞭解中央山脈區與北部山區風速受地形影響後之一般概況，並不可以作為發生頻率之依據。

四、濕度場之垂直變化

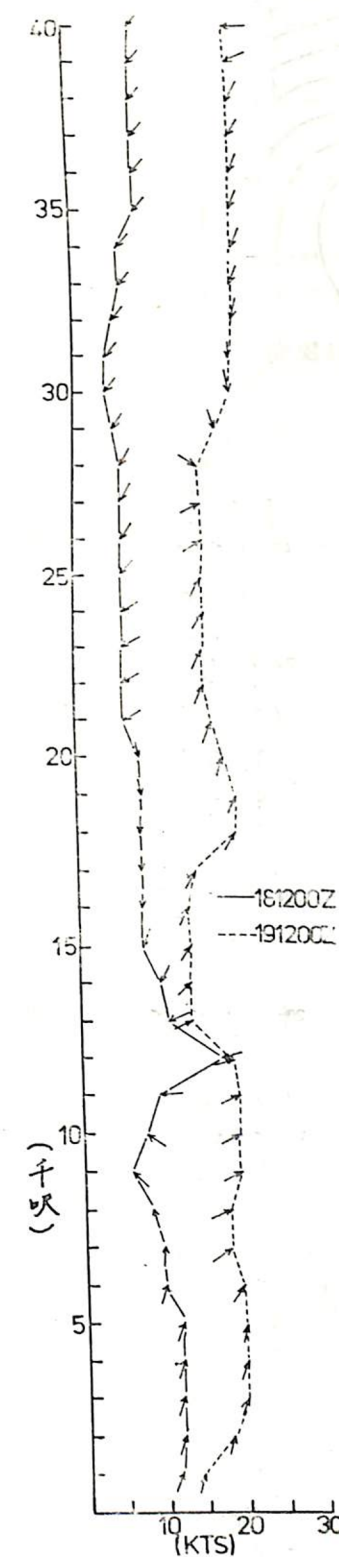
首先讓我們研究颱風影響時，臺灣地區三測站之垂直濕度場隨時間之變化個案(選資料充足者)。

(一) 1972年8月 Betty 颱風通過北部海面，桃園因受強風影響，探空資料不全，東港及馬公顯示有趣的垂直濕度時間變化。如圖廿四及廿五，圖中所繪為等溫線及等溫度露點差線，當颱風影響時，一地之垂直溫度分佈隨時間變化不大，但溫度露點差却變化極大，由之表示露點之變化極大。如果我們以差值 5°C 及以下為含水量近飽和層，同時在一定的等壓面下氣層內溫度露點差值隨時間之減少亦可表示此層內可降雨量之增加，因為溫度假定是不隨時間變化或變化甚微。由圖廿四可以很清楚的看出當颱風接近時，近飽和層由低層向上伸展而增厚，颱風逐漸遠離以後近飽和層厚度由上層開始減小，以及可降雨量之減少，皆受中央山脈之影響極大。圖廿五為馬公之情況，颱風接近時，近飽和層很平滑的增厚，地形之影響甚少。

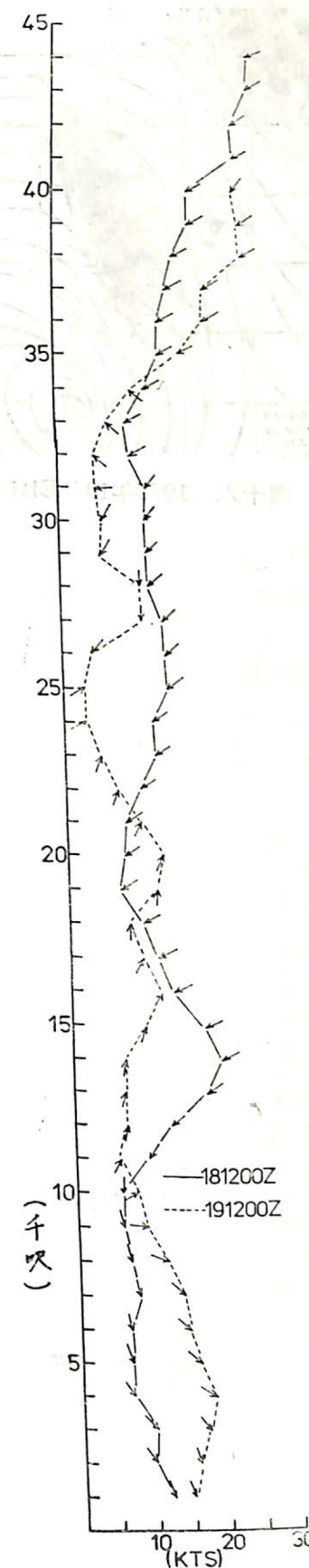
(二) 1975年9月另一 Betty 颱風通過南部，東港及桃園有較完整的資料。由圖廿六可以看出東港的溫度露點差 5°C 近飽和空氣在211200Z時開始由高層及地面插入，而20,000呎以下及6,000呎以上之一層仍受中央山脈之影響而較乾燥。颱風侵襲時，近飽和層厚度伸達200mb層，之後雖然西南氣流仍有相當的水汽含量，但厚度已漸降低。桃園之四次探空指出颱風距離較遠時之下沉乾燥，接近時近飽和層之增厚與水汽含量之增加以及風向轉為偏東南向時越山下沉，在10,000呎左右有較乾空氣



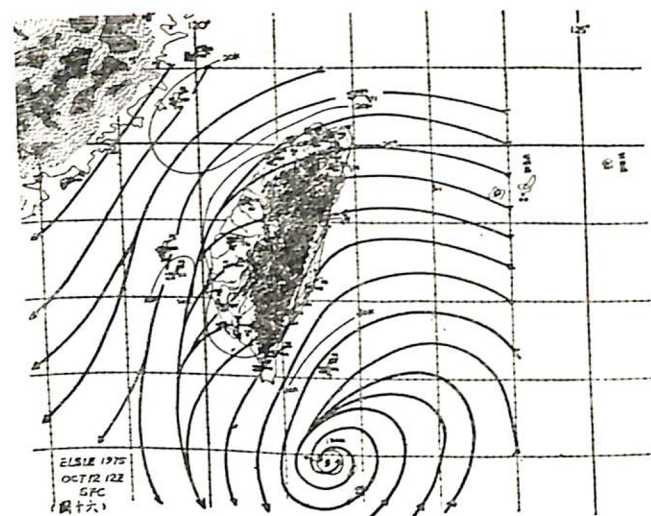
圖十三 1974年7月Jean颱風桃園風向風速垂直剖面圖



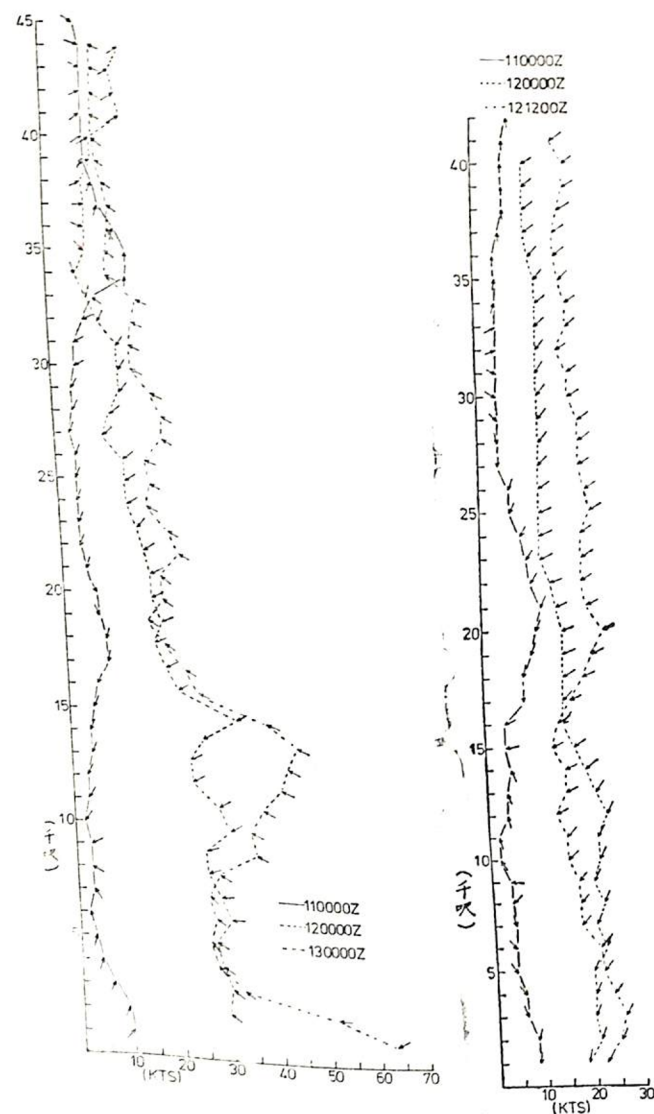
圖十四 1974年7月 Jean 馬公風向風速垂直剖面圖



圖十五 1974年7月 Jean 東港風向風速垂直剖面圖



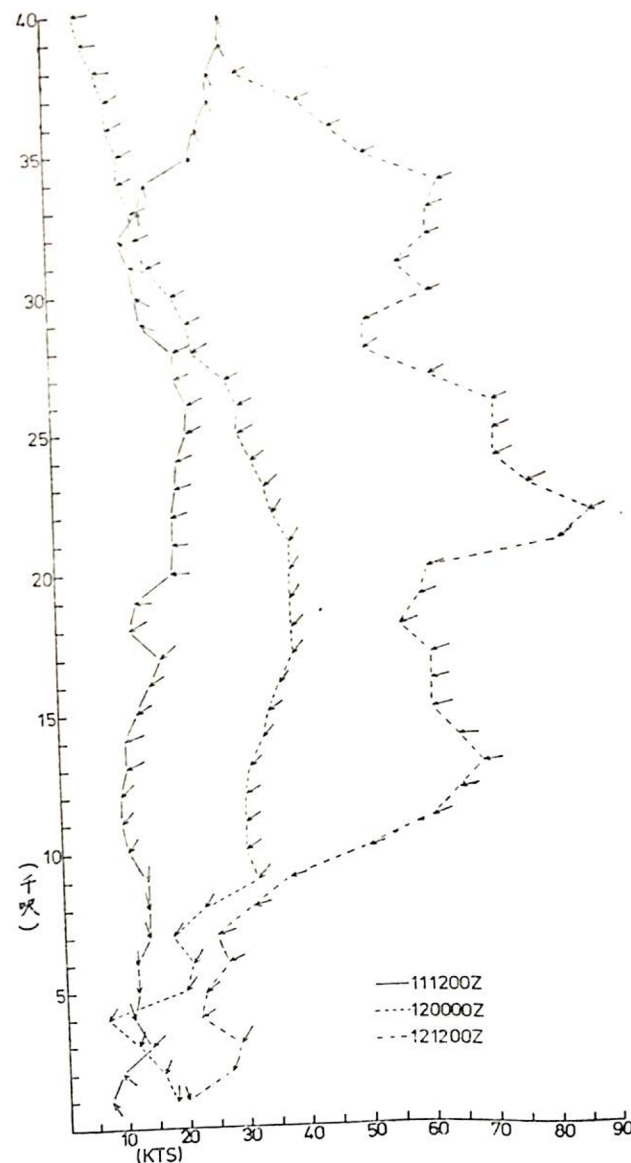
圖十六 1975年10月Elsie颱風風場



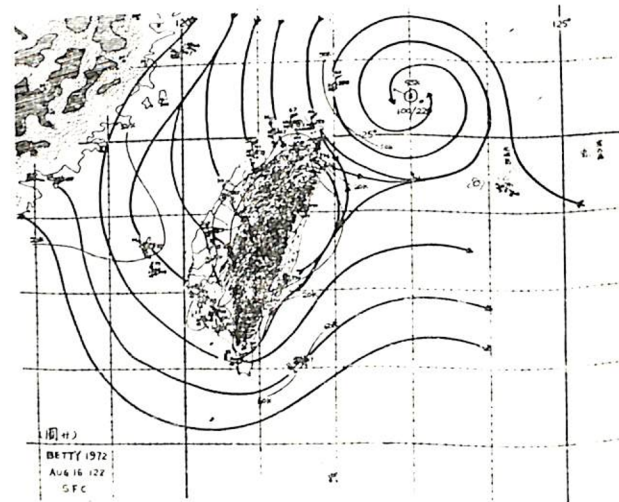
圖十七 (桃園)

圖十八 (馬公)

圖十七及圖十八為1975年10月 Elsie颱風，桃園及馬公之風向風速垂直剖面圖



圖十九 1975年10月Elsie颱風東港風向風速垂直剖面圖



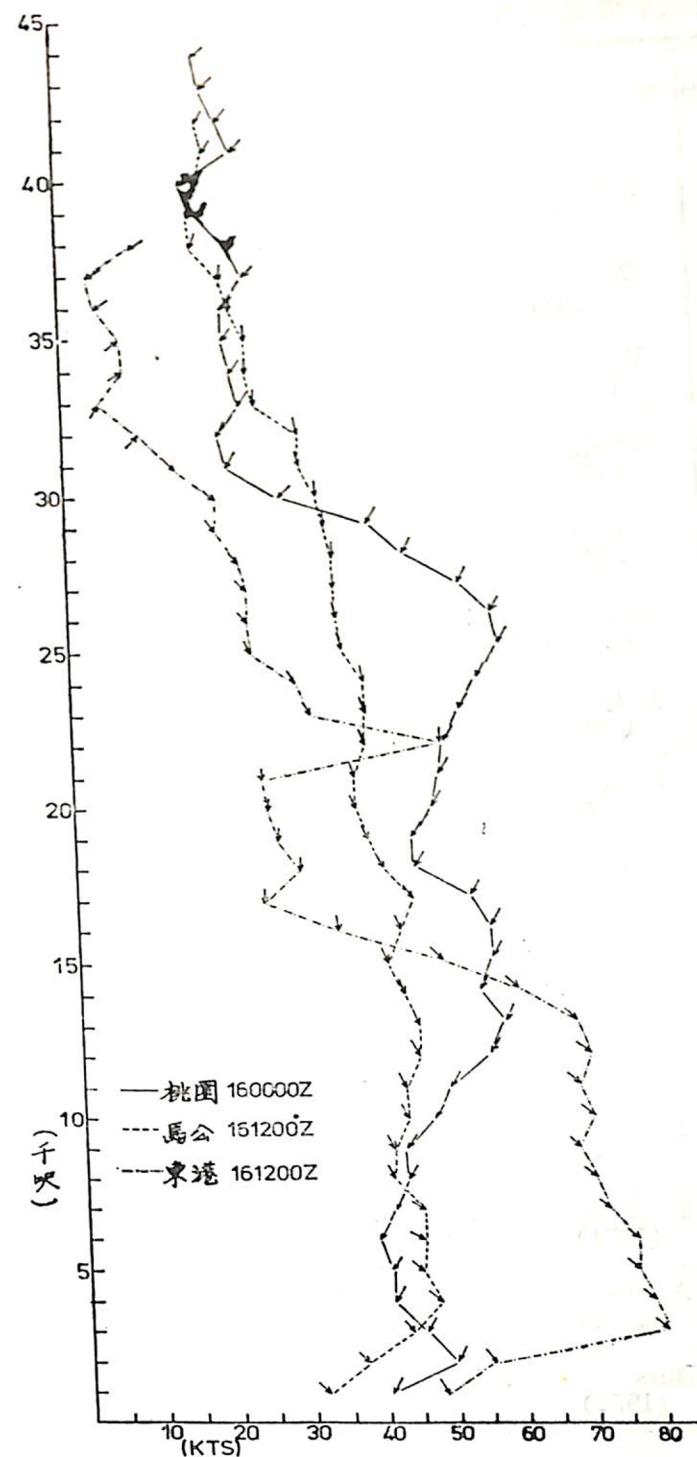
圖廿 1972年8月Betty颱風風場

中央山脈之影響使桃園有極低之水汽含量，以及偏東南風後之乾燥空氣，馬公受中央山脈之屏障直至130000Z以後始有近飽和層之增厚，較大之水汽含量從110000Z至120600Z皆在近地面層，其上之空氣皆較乾燥，與東港者不同，中央山脈之原故。

Bell and Tsui (1973) 曾比較太平洋颱風與大西洋颶風之探空資料，如果計算其不同強度颶風之各層混合比之總平均，獲得之結果為 8.9g/kg ，Bell and Tsui (1973) 將混合比計算至300mb，但該層之平均值僅為0.9，應用本研究所計算之混合比〔計算時以實際所測露點曲線最高到達之高度(氣壓)為所含水汽層之厚度〕，所得之結果如表二所列，平均颱風混合比為 9.1g/kg ，與 Bell 及 Tsui 所計算者相近。但各測站間之差對不同颱風却有顯著之不同，最大颱風混合比發生在桃園達12.0；最小在馬公僅6.8。對同一颱風，三測站亦有區別，如1962年之Opal颱風，桃園為10.3，馬公為7.9(見表二)。

表三為將表二中所有颱風探空所測之各個颱風空氣柱中之平均混合比(馬公79次、桃園53次、東港54次)分組統計之發生頻率，仍以7.0—10.9為最多，佔總數之88%。

臺灣地區之三個探空測站之資料是否可以表示中央山脈附近或山區中空氣之秉性，我們從第三節垂直風場中發現探空所獲風之資料與中央山脈中或附近之風極不相同，而且不可能由統計方法求得彼此間之相關。其次颱風影響一地另一重要因素為水汽之含量及飽和程度，中央山脈影響下之濕度場因颱風路徑之不同，無論在水平及垂直方向皆有不同之形態，而此種形態是隨時間(亦即隨颱風之運行)而改變。我們是否可以將此探空資料所決定之濕度場延伸應用於中央山脈附近或山區中？首先我們需要指出者為颱風中不受地形影響之空氣中水汽並非隨高度皆為飽和者，而是實際混合比與當時溫度下之飽和混合比常相差甚多，亦即探空溫度曲線不能決定空氣中之水汽含量，可參見圖廿四至圖卅。Shea and Gray (1973) 假定在近最大風速帶雲區中相對濕度900mb為90%，500mb為70%，而且是線性的隨高度減少，此種假定在中央山脈影響下之颱風中絕不成立。換言之，受中央山脈影響下之颱風空氣柱中之水汽含量分佈具極端的局地性及時間性之特性。圖卅一為探空溫度露點差與山區溫度露點差之比較，因為未能蒐集到山區測站氣壓表高度之氣壓值，只好捨等壓面而以與山區測站相



圖廿一 中央山脈影響風向風速垂直剖面比較圖

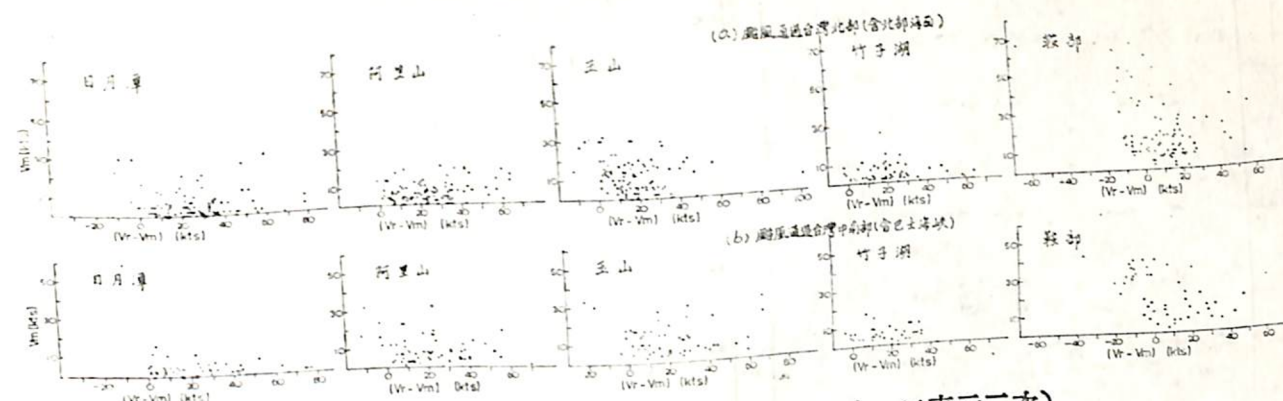
之插入，但尚未能達及地面(見圖廿七230000Z探空曲線)。

(三)1975年10月 Elsie 颱風通過巴士海峽，東港與馬公皆有每隔6小時探空報告，中央山脈顯著影響颱風中之水汽分佈與風向，可由圖廿八至圖卅指出，同時由東港、馬公及桃園之曲線可以看出其顯著的不同。雖然與距颱風中心之遠近有關，但是

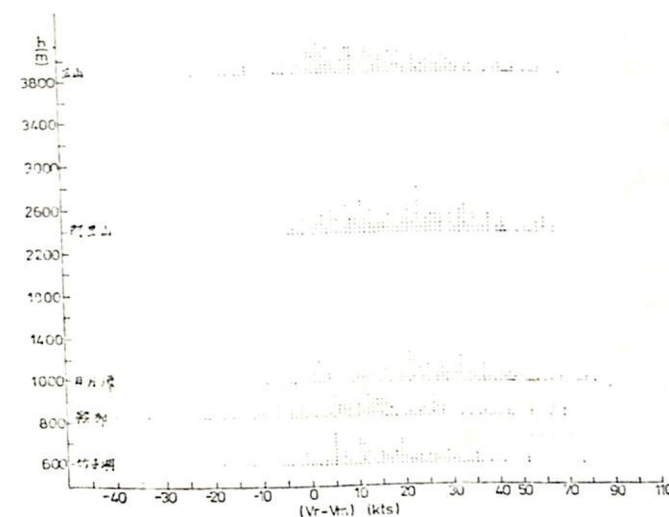
(表二) 個案颱風平均混合比

風	測 站			總平均	風	測 站			總平均
	馬 公	桃 園	東 港			馬 公	桃 園	東 港	
Thelma (1956)	8.1 (4)	8.0 (3)	9.0 (3)	8.3 (10)	Sally (1961)	8.1 (1)			8.1 (1)
Dinah (1956)	10.6 (3)		8.0 (2)	9.6 (5)	Opal (1962)	7.9 (3)	10.3 (1)	9.5 (4)	9.0 (8)
Freda (1956)	10.0 (1)		9.9 (2)	10.0 (3)	Wendy (1963)	7.9 (2)	9.4 (3)	7.4 (1)	8.6 (6)
Gilda (1956)	9.3 (4)		11.9 (2)	10.2 (6)	Gloria (1963)	9.1 (4)	10.0 (2)	7.2 (4)	8.6 (10)
Virginia (1957)	8.8 (7)	8.4 (4)		8.7 (11)	Harriet (1965)	9.4 (3)	9.7 (2)		9.5 (5)
Winnie (1958)	9.6 (4)	9.5 (3)	9.5 (3)	9.5 (10)	Mary (1965)	6.8 (1)	9.8 (2)	8.5 (2)	8.7 (5)
Shirley (1960)	9.1 (2)	10.0 (4)	9.4 (4)	9.6 (10)	Judy (1966)	7.8 (2)	8.4 (2)	9.9 (1)	8.5 (5)
Trix (1960)	9.4 (3)	12.0 (2)	11.2 (3)	10.7 (8)	Cora (1966)	7.7 (4)	10.7 (1)	7.5 (1)	8.2 (6)
Agnes (1960)	10.2 (4)	9.7 (3)	10.9 (3)	10.3 (10)	Nora (1967)	9.0 (1)	10.1 (1)	8.6 (2)	9.1 (4)
Elaine (1960)	9.6 (5)	11.0 (6)	10.3 (3)	10.4 (14)	Gilda (1967)	9.5 (1)	8.6 (1)	7.4 (2)	8.2 (4)
Betty (1961)	7.4 (4)	8.0 (3)	7.7 (1)	7.7 (8)	Betty (1968)	9.9 (1)	10.1 (2)	8.5 (2)	9.4 (5)
Doris (1961)	10.2 (4)		9.0 (2)	9.8 (6)	Fran (1970)		9.1 (1)		9.1 (1)
Elsie (1961)	8.9 (1)			8.9 (1)	Nadine (1971)	10.6 (2)	10.0 (3)		10.2 (5)
June (1961)	9.1 (3)	8.6 (1)		9.0 (4)	Agnes (1971)	10.3 (2)	10.3 (3)	8.6 (3)	9.7 (8)
Lorna (1961)	7.8 (2)		9.7 (1)	8.4 (3)	Bess (1971)	8.1 (1)		9.3 (2)	8.9 (3)
Pamela (1961)			8.4 (1)	8.4 (1)					

(註) (1) 平均颱風混合比: 9.1
 最大颱風平均混合比: 12.0 (Trix 桃園)
 最小颱風平均混合比: 6.8 (Mary 馬公)
 (2) 表中括號數字表示探空次數。



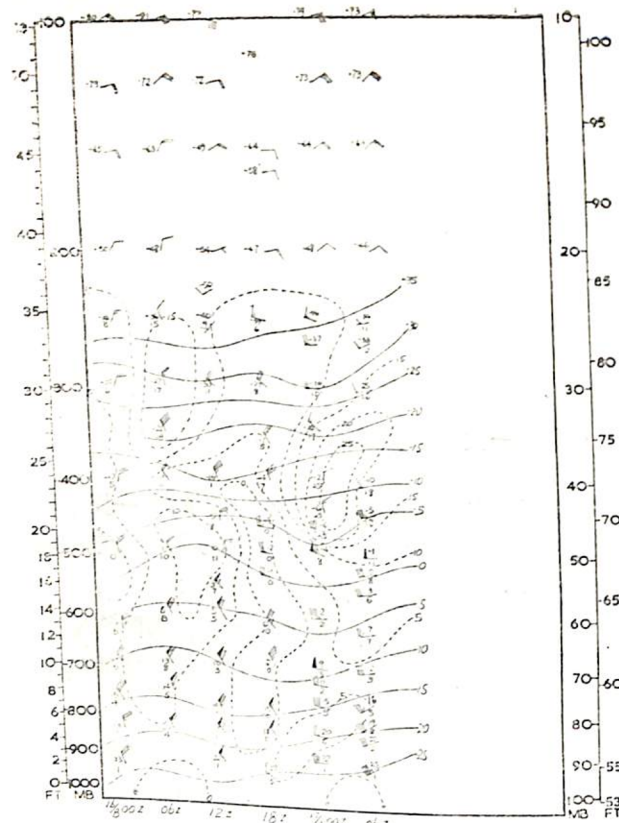
圖廿二 探空測風與山區測風比較 (• 表示一次, × 表示二次)



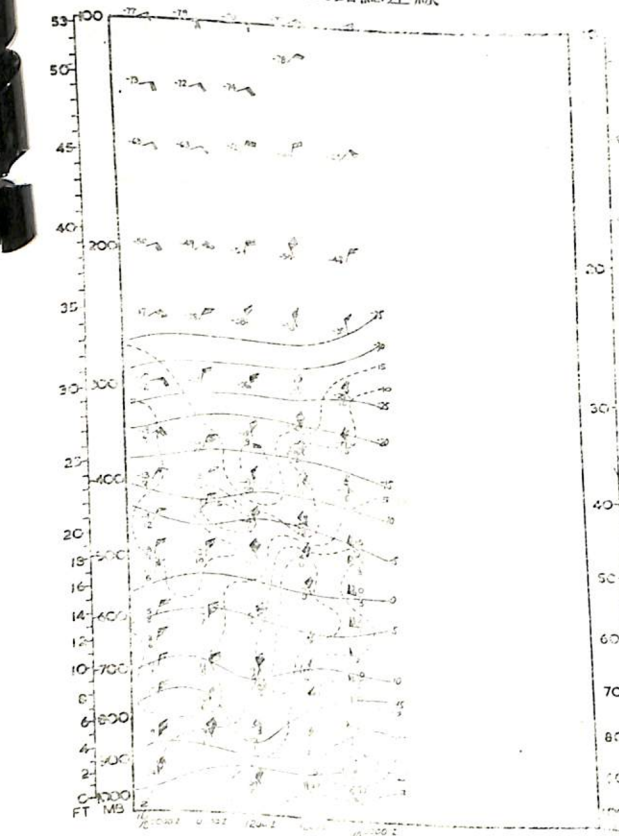
圖廿三 山區測站 (Vr - Vm) 次數圖

(表三) 颱風混合比之發生頻率

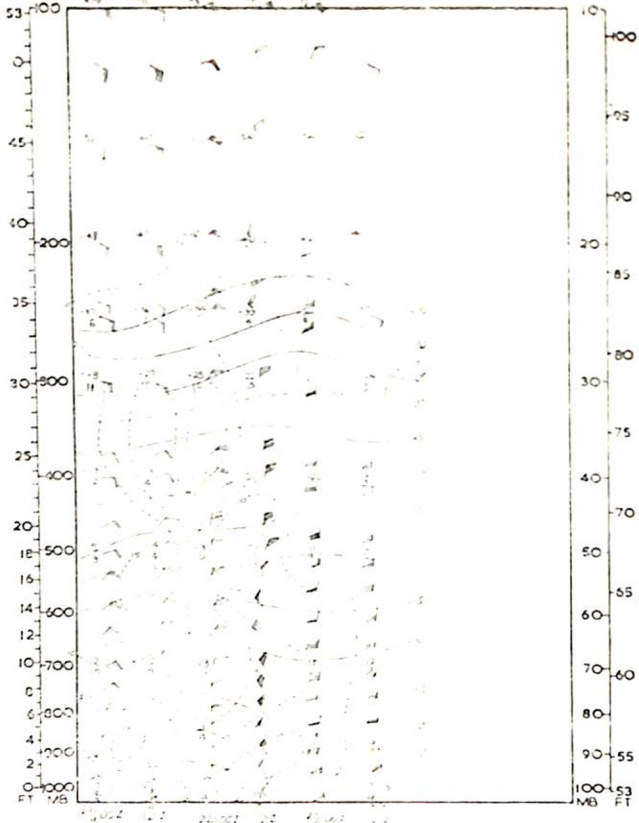
混合統計項目	馬 公		桃 園		東 港		三 站 總 計	
	次 數	百分比 (%)	次 數	百分比 (%)	次 數	百分比 (%)	次 數	百分比 (%)
< 6.0					2	4	2	1
6.0—6.9	2	2	1	2	2	4	5	3
7.0—7.9	9	11	2	4	9	17	20	11
8.0—8.9	23	30	16	29	12	21	52	28
9.0—9.9	30	38	12	24	16	29	58	31
10.0—10.9	10	12	16	29	9	17	35	18
11.0—11.9	5	6	4	8			9	5
12.0—12.9	1	1	2	4	1	2	4	2
13.0—13.9					1	2	1	< 1
14.0—14.9					2	4	2	1
總 計	79	100	53	100	54	100	186	100



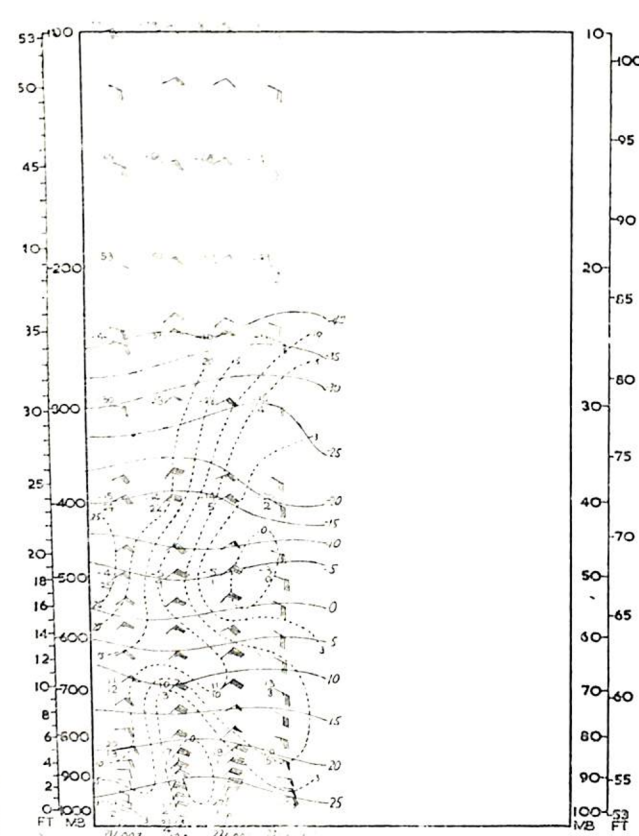
圖廿四 1972年8月Betty颱風侵襲時東港垂直溫度與濕度時間變化 ——等溫度線等溫度露點差線



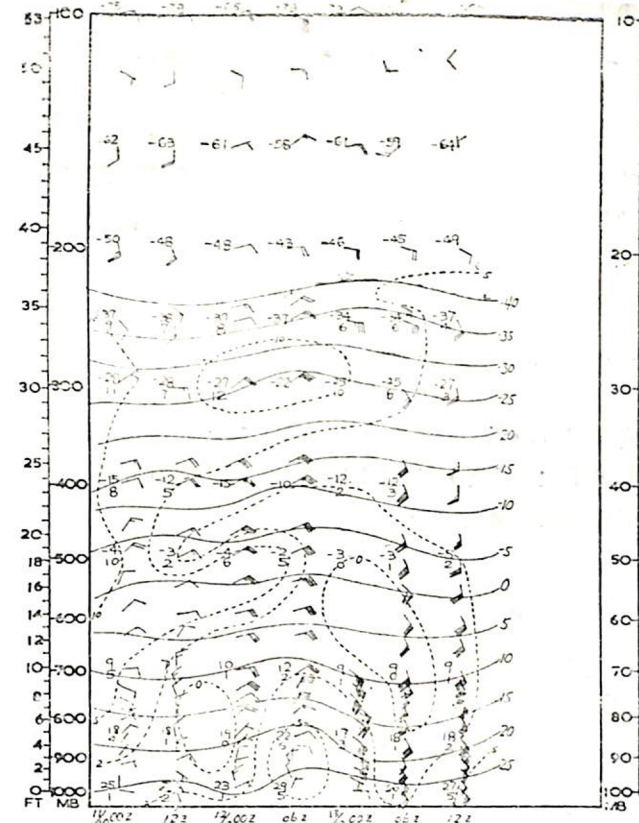
圖廿五 1972年8月Betty颱風侵襲時馬公垂直溫度與濕度時間變化 ——等溫度線等溫度露點差線



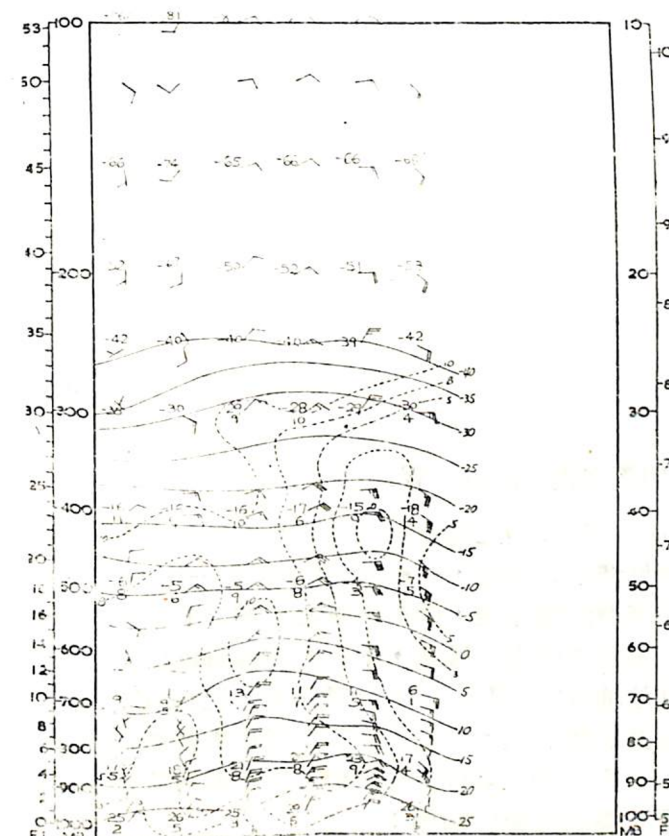
圖廿六 1975年9月Betty颱風侵襲時東港垂直溫度與濕度時間變化 ——等溫度線等溫度露點差線



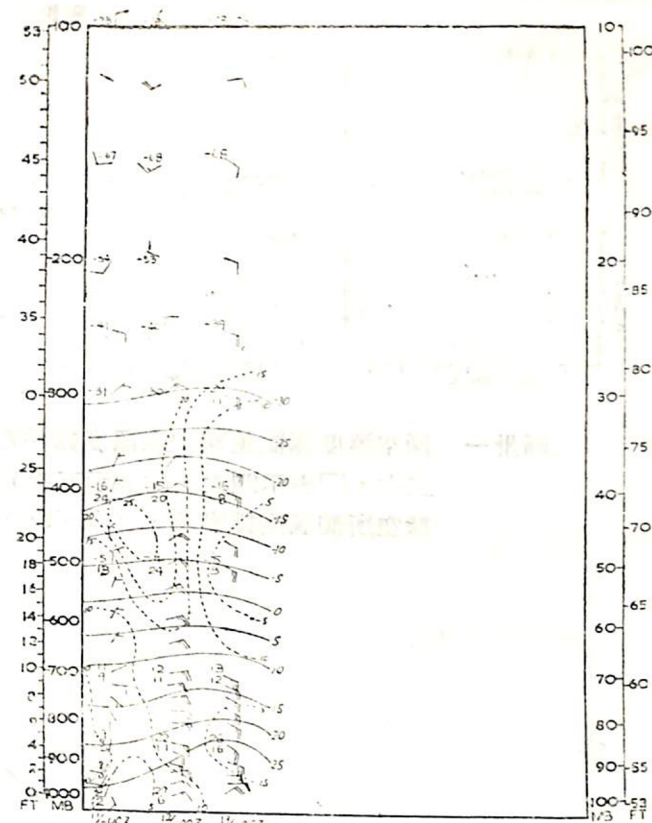
圖廿七 1975年9月Betty颱風侵襲時桃園垂直溫度與濕度時間變化 ——等溫度線等溫度露點差線



圖廿八 1975年10月Elsie颱風侵襲時東港垂直溫度與濕度時間變化 ——等溫度線等溫度露點差線



圖廿九 1975年10月Elsie颱風侵襲時馬公垂直溫度與濕度時間變化 ——等溫度線等溫度露點差線



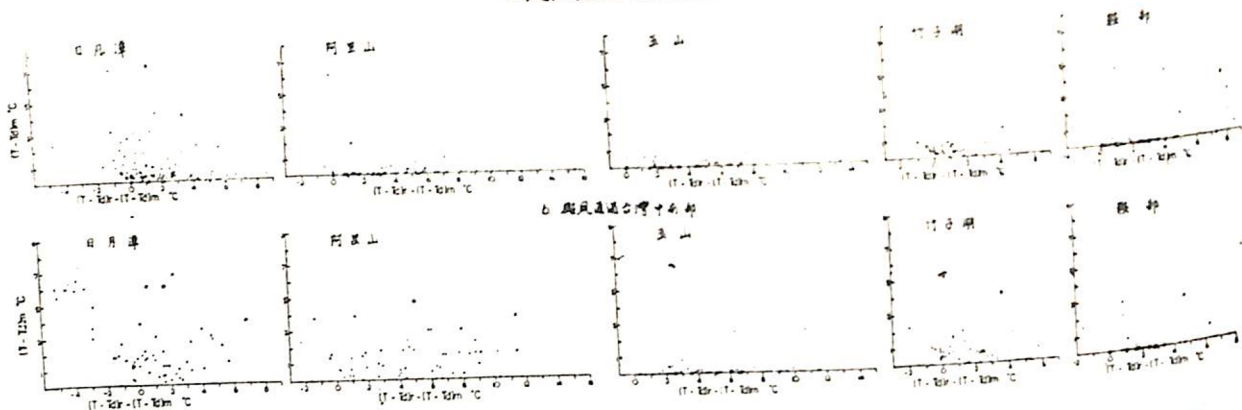
圖卅 1975年10月Elsie颱風侵襲時桃園垂直溫度與濕度時間變化 ——等溫度線等溫度露點差線

(三)曾經分析山區測站與同高度探空之溫度關係，二者之差異不大，則圖卅一之橫座標亦可近似的表示 $(T_d)_m - (T_d)_r$ 之關係，除日月潭以外，其他測站之 $(T - T_d)_r - (T - T_d)_m$ 極大多數皆大於零，亦即 $(T_d)_m - (T_d)_r > 0$ ，因之可知山區空氣不但水汽含量較探空所測空氣者為多，而且易達飽和。有時兩者之差相當大，但是尚無一定的關係可以找尋。

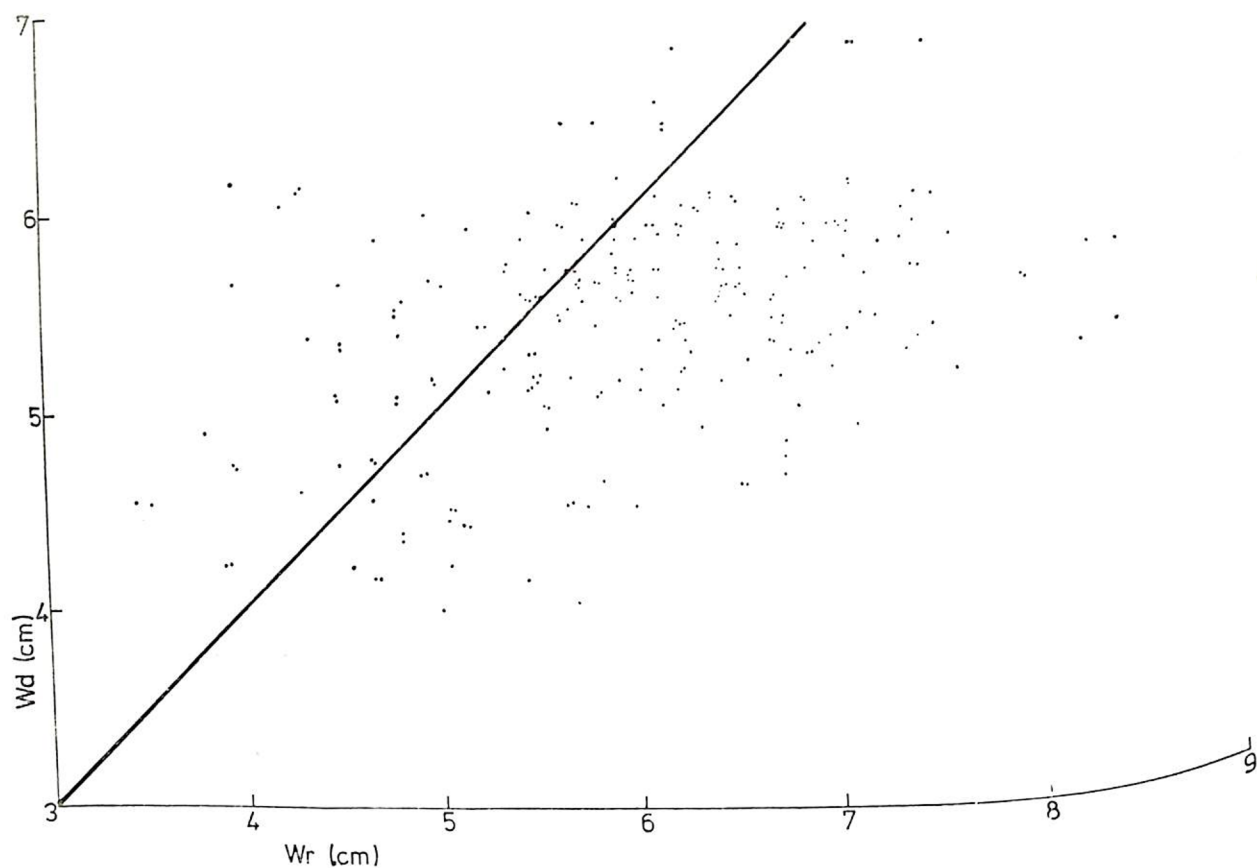
(四)颱風通過中南部(含巴士海峽)時(圖卅一b)日月潭不但有較大之溫度露點差，而且有大於探空測站者，極可能是颱風環流越山而下沉之影響及於日月潭，使該處之空氣中以水汽含量相對減少，而顯乾燥。阿里山及玉山之高度較日月潭為高，故 $(T - T_d)_m$ 隨高度而減小，同時 $(T - T_d)_m$ 之值多小於 $(T - T_d)_r$ 。

(五)颱風通過中南部(含巴士海峽)，鞍部極大多數之機會為 $(T - T_d)_m = 0$ ，且 $(T - T_d)_r - (T - T_d)_m > 0$ ；但竹子湖雖然仍為 $(T - T_d)_r - (T - T_d)_m > 0$ 之狀況，但 $(T - T_d)_m$ 却甚少有等於零之機會。因為北部山區之高度不若中央山脈之高度大，故其 $(T - T_d)_m$ 之差值多集中在 0~

a. 颱風通過臺灣北部



圖卅一 探空溫度露點差與山區溫度露點差比較 (註(1)•表示一次, ×表示二次, △表示三次, □表示四次, ○表示五次) (註(2)T: 氣溫, Td: 露點, (T-Td)r: 探空所測溫度露點差, (T-Td)m: 山區測站溫度露點差)



圖卅二 應用地面露點計算總可降水量 (Wa) 與探空資料計算 (Wr) 之比較

2°C 間, 而阿里山在 0~3°C, 日月潭在 0~4°C, 日月潭且有 (T-Td)m=8.4°C 之最大值, 竹子湖之最大值為 5.6°C, 顯示中央山脈下沉氣流之影響較大。

由以上之分析可知中央山脈影響以後, 颱風在臺灣地區之水汽分佈, 甚至於水汽平流到達各地區以後之改變極不相同, 依常理判斷, 山區迎風面及背風面會有顯著之差異, 探空所測之水汽分佈不能代表山區之情況, 而且也不可能在中央山脈影響之高度以下代表其他位置之狀況, 更非如 Shea and

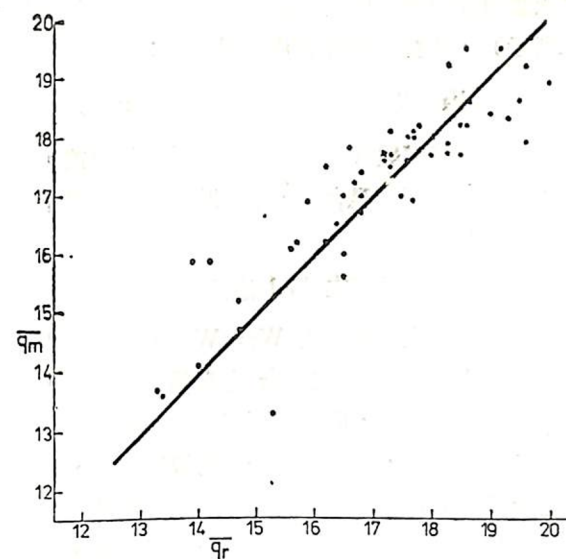
Gray (1973) 之假定水汽含量及飽和程度有隨高度線性減小之通性, 一般狀況(如圖卅一所示), 颱風在臺灣北部通過, 中央山脈之西側 (T-Td)m~0, 颱風在中南部通過, 中央山脈西側除山峰近處, 其他地區之 (T-Td)m 變化大, 視空氣下沉之強弱及距離而定, 平均值似乎不能代表多數之情況。

Retain (1963) 曾求得月平均總可降水量與月平均露點之線性關係:

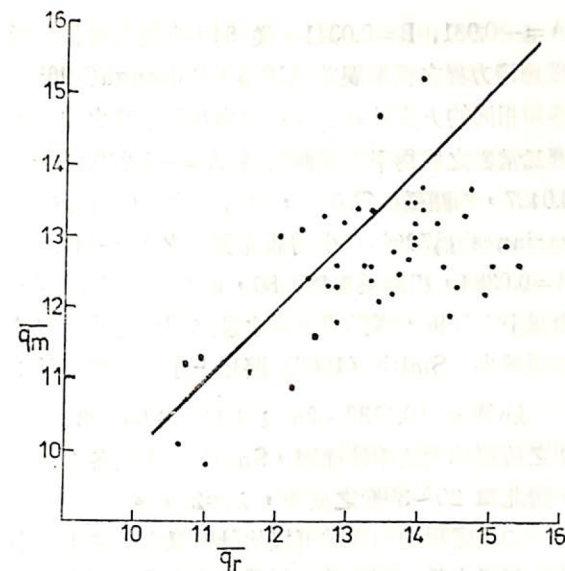
$$\ln W = A + B t_d$$

W 為可降水量 (Cm), t_d 為露點 (°F)

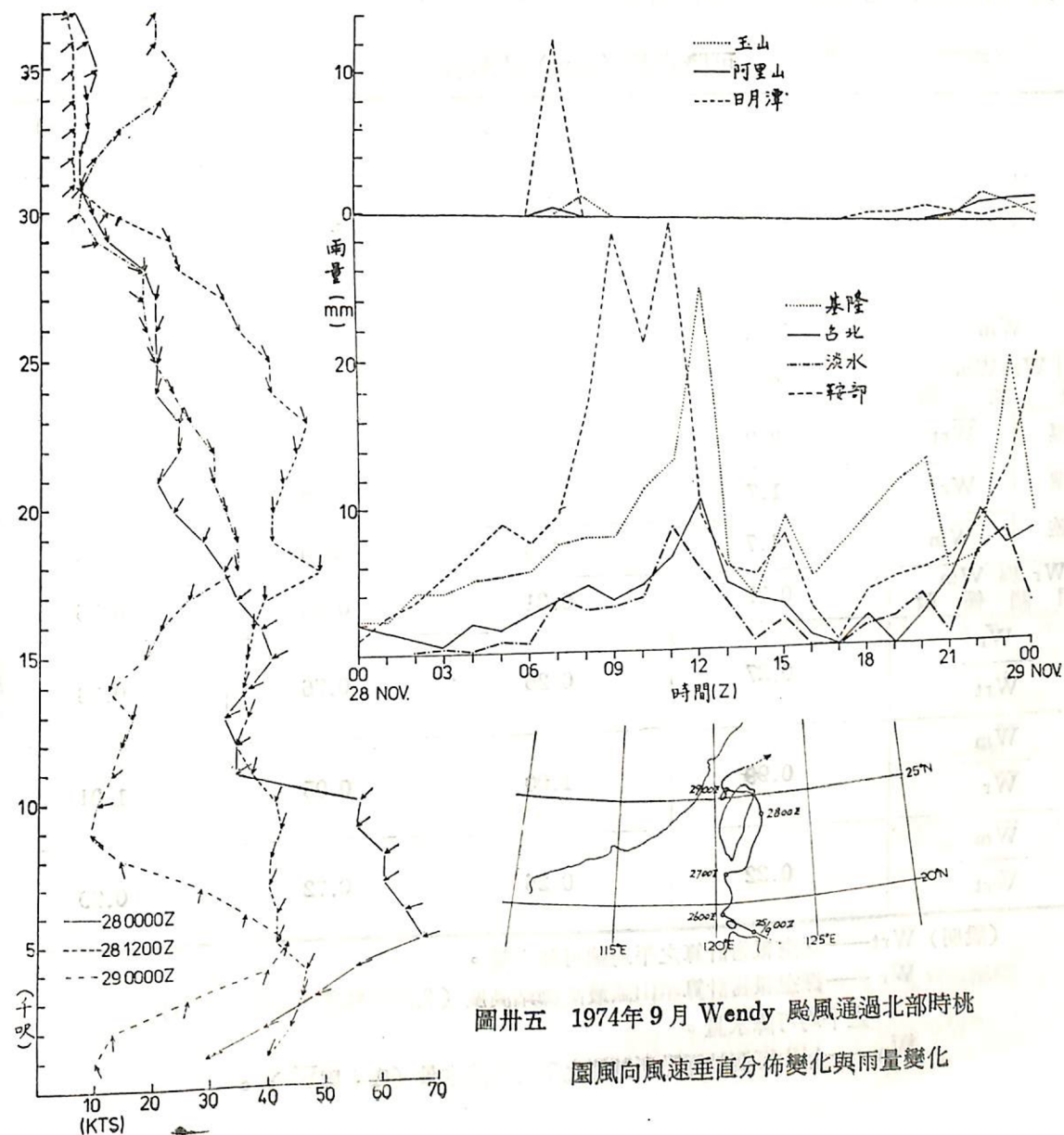
(1)



圖卅三 北部山區測站 $\bar{q}_m$ 與桃園探空資料 $\bar{q}_r$ 比較



圖卅四 中部山區測站 $\bar{q}_m$ 與東港探空資料 $\bar{q}_r$ 比較



圖卅五 1974年9月 Wendy 颱風通過北部時桃園風向風速垂直分佈變化與雨量變化

$A = -0.981$, $B = 0.0341$ 。從 540 次觀測報告中所獲迴歸方程之標準誤差為 10%。Bolsenga(1965) 應用相同的方法計算二者日平均及每小時之關係，獲二常數之值為平均觀測資料 $A = -1.249$, $B = 0.0427$ ，相關係數為 0.85，可辨方差 (explained variance) 為 72%；每小時觀測資料之 $A = -1.288$, $B = 0.0384$ ，相關係數為 0.80，可辨方差為 64%。由以上之分析，露點與可降水量之關係隨時距之縮短而減小。Smith (1966) 將以上之關係修正為：

$$\ln W = [0.1133 - \ln(\lambda + 1)] + 0.0393 \quad (2)$$

λ 之值隨緯度及季節而變，Smith 曾表列各 λ 之值，對北緯 20~30 度之夏季， $\lambda = 2.98$ 。

如果應用地面露點可以估計颱風空氣柱中每小時之可降水量，而誤差可以為實際作業時所允許者，則很幸運的能解決颱風侵襲時無探空資料之一部份困難，將本研究選 186 次探空資料所計算之可

降水量與探空測站地面露點所計算者比較 (如圖卅二所示)，探空資料計算時應用公式：

$$W_r = 0.00102 \bar{q} \Delta p \quad (\text{單位 mm}) \quad (3)$$

Δp 為地面氣壓與探空露點最高點之氣壓差， $\bar{q}$ 為 Δp 層內之平均混合比，平均時所取層次盡量力求準確。

地面露點所計算之 W_d 應用公式(3)。

圖卅二中之直線代表 $W_r = W_d$ ，在颱風中地面露點之 W_d 與探空之 W_r 之關係並不嚴密，如圖中之散佈點所示，因此即不再計算二者之相關係數以及迴歸方程，勉強求得一定的線性公式，其誤差必大於作業時可容忍之誤差。所以應用地面露點計算颱風空氣柱中之可降水量非可行之方法。

應用北部山區鞍部、竹子湖與桃園之露點計算之 $\bar{q}_m$ 代表颱風當時在鞍部高度 836.2m 以下氣

(表四) 可降水量 (mm) 比較表

項 目	桃園探空 (r) 與北部山區 (m)	馬公探空 (r) 與北部山區 (m)	東港探空 (r) 與南部山區 (m)	馬公探空 (r) 與南部山區 (m)
$\bar{W}_{rt}$	64.6	58.5	65.0	59.6
$\bar{W}_r$	14.6	15.3	49.4	46.6
$\bar{W}_m$	14.4	15.3	47.0	46.9
$ W_r - W_m $ 最 大 值	3.6	5.5	9.5	17.6
標 準 差				
$\bar{W}_{rt}$	9.2	8.4	8.4	8.0
$\bar{W}_r$	1.7	1.6	3.7	5.0
$\bar{W}_m$	1.7	1.9	4.0	5.3
W_r 與 W_m 相 關 係 數				
$\frac{\bar{W}_r}{\bar{W}_{rt}}$	0.27	0.26	0.76	0.78
$\frac{\bar{W}_m}{\bar{W}_r}$	0.99	1.00	0.95	1.01
$\frac{\bar{W}_m}{\bar{W}_{rt}}$	0.22	0.26	0.72	0.79

(說明) $\bar{W}_{rt}$ ——探空報告計算之平均總可降水量。

$\bar{W}_r$ ——探空報告計算至山區最高測站高度 (北部為鞍部，中部為玉山) 之平均可降水量。

$\bar{W}_m$ ——以山區測站露點所計算之平均可降水量 (高度同 $\bar{W}_r$)。

層內之平均混合比， $\bar{q}_r$ 代表應用探空資料計算同一氣層內之平均混合比，二者之關係如圖卅三所示，圖中直線為 $\bar{q}_m = \bar{q}_r$ ，顯示用北部山區之露點觀測計算鞍部高度以下之可降水量與探空資料所計算者有良好之關係。

圖卅四為中部山區之情況，應用日月潭、阿里山及玉山三山區測站露點計算之平均混合比 (地面露點應用嘉義報告)，與東港探空所計算者之比較，由於計算高度較北部者為高，故良好之程度較北部山區者為差，此為合理之事實。圖中直線仍為 $\bar{q}_m = \bar{q}_r$ 。

表四為綜合比較應用山區露點與探空露點所計算之可降水量。由表中之各項比較可知北部山區之露點可較佳的代表桃園之探空計算， W_r 與 W_m 之相關係數為 0.77，但是僅可計算平均總可降水量之 22%，中部山區雖可計算平均總可降水量之 72%，但 W_r 與 W_m 之相關係數為 0.51。馬公之探空與山區露點所計算者之相關係數分別只有 0.31 及 0.36，彼此間無密切之相關，但是亦可指出 (並參

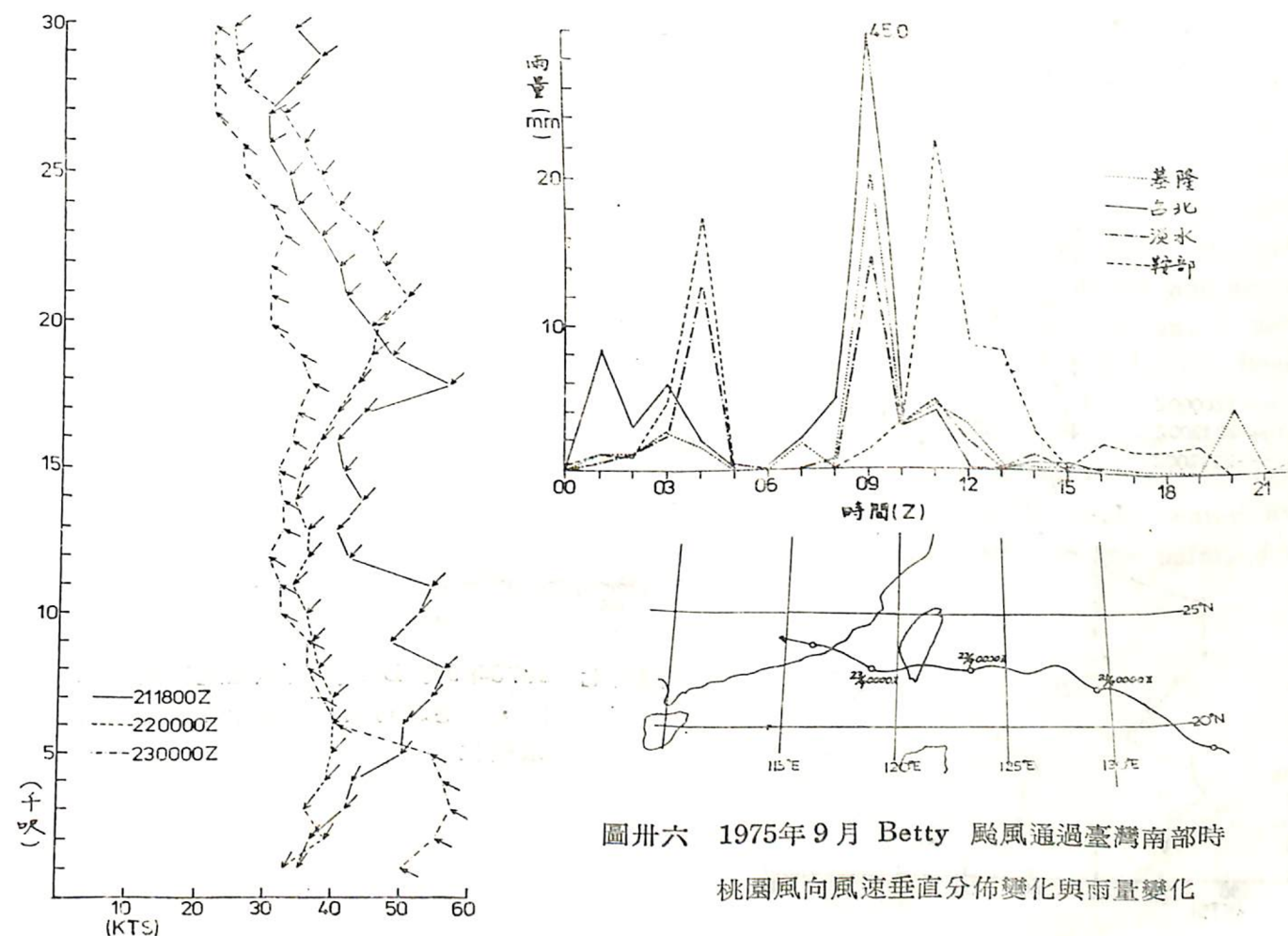
閱表四中之可降水量值) 颱風空氣柱中之含水量，在臺灣是由山區向馬公方面遞減，此種情況與前所分析之個案颱風相符合。

由以上之分析可知臺灣北部及中部山區五個測站 (此五測站屬中央氣象局，在颱風侵襲前及侵襲中可以獲得其每小時觀測資料) 所測每小時溫度及露點為在沒有探空報告時 (颱風侵襲時經常如此) 表示臺灣陸上颱風空氣中水汽含量分佈之可用參數，但是不能代表遠離山區海峽中之水汽狀況。

由表三所計算颱風中平均混合比之頻率及表四所計算之可降水量獲知颱風侵襲臺灣時，在臺灣地區颱風空氣柱中之水汽含量為降雨量多少的因素之一，但是仍不能指出雨量極端不平均之分佈，此種不平均之分佈必須由地形相對於颱風環流之位置及風速隨高度之變化 (地面風單獨計算之垂直運動仍可能會不太恰當) 而定。

五、中央山脈影響垂直風場與雨量分佈形式之個案分析

相對於颱風環流之地形有特殊之逐時雨量分佈

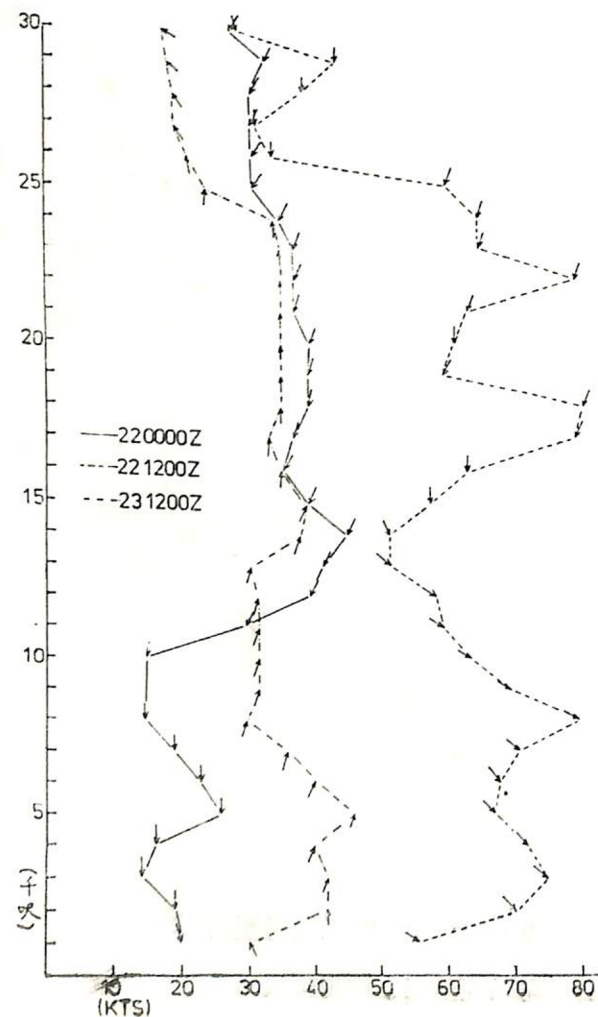


圖卅六 1975年9月 Betty 颱風通過臺灣南部時桃園風向風速垂直分佈變化與雨量變化

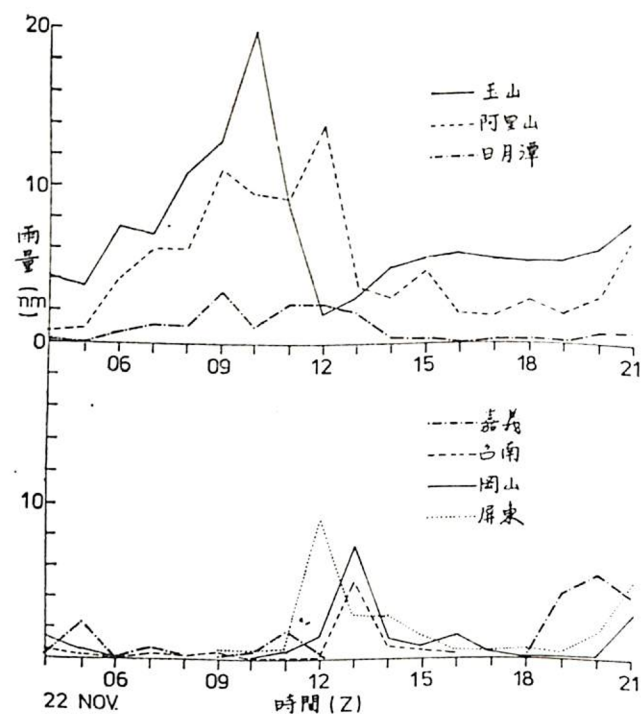
形式，為配合鮑威平教授在美國蒐集之氣象衛星資料（鮑教授曾蒐集到 1974 年 9 月 Wendy 颱風及 1975 年 9 月 Betty 颱風之衛星資料及所分析之水汽分佈，將携回國內研究颱風雨量問題特先蒐集部份雨量資料，在本研究中用以初步分析垂直風場與逐時雨量之形式。

Wendy 近中心最大風速只有 55kts，當其通過臺灣北部時，桃園測風之垂直分佈顯示低層大風由 10,000 呎伸展至 25,000 呎，登陸以後進入海峽北部，大風層厚度銳減，只有 5,000 呎留有西南風之颱風噴射氣流，在此種垂直風向風速相配合之逐時雨量分佈為北部地區在颱風登陸前有雨量之高峰，登陸後雨量減小，西南風之颱風噴射氣流形成另一次雨量之高峰。因為颱風大風之厚度不大，使中央山脈中測站在登陸前只有短暫的降雨，僅日月潭有 1 小時之大雨，但是颱風到達海峽北部後，因為西南風之颱風噴射氣流使中央山脈有少量的降雨（參見圖卅五）。

圖卅六為颱風 Betty 對北部之情況，Betty 之近中心最大風速為 95kts，通過臺灣南部，臺灣北



部似仍有其特殊之逐時雨量形式。颱風接近南部時，北部地區有一雨量高峰，登陸時另一高峰始為颱風之主降雨高峰，但是颱風到達海峽南部後雨量立即減小。相對之三次測風垂直剖面，兩次在颱風登陸前，一次颱風已在海峽南部，登陸前大風層約伸至 25,000 呎，當颱風移入海峽南部後，雖然在 5,000 呎以下仍有強勁之風速，但風向之轉為東南（可能桃園之垂直風向在 221200Z 以後即轉為東南風）使雨量減小甚多。相對於地形之風向變化似乎較風速更為重要。以東港之測風資料與南部及中央山脈測站之逐時雨量形式比較更為明顯（圖卅七），南部在颱風未登陸前雖已有強勁之垂直風速，但雨量仍甚小，直至登陸之當時雨量始突然上升，登陸後至進入海峽南部，中間有一段東南風之時間，使雨量減小，直至轉變為西南風後始有另一次高峰之發生。中央山脈為單純之形式，颱風登陸時為高峰，登陸以後雨量急速降低，其降低係與隨距山峰之距離成正比，玉山雨量較阿里山為大，阿里山又較日月潭為大，此中央山脈下沉氣流之影響極為明顯。



圖卅七 1975年9月 Betty 颱風通過臺灣南部時，東港風向風速垂直分佈變化與雨量變化

另有二次颱風之雷達回波資料，為花蓮雷達站在海上之回波形式及強度，經分析後尚找不出與臺灣陸上雨量之一定關係。

六、結 論

受中央山脈影響後之颱風風場、濕度場以及所導致之當地逐時雨量與雨量在臺灣地區之分佈為一極複雜之問題，雖然通性探討所獲之結論應用於每一次颱風侵襲時之狀況出入很大，但是目前捨此尚無適當之方法可以應用。也許個案分析越多，會對颱風受中央山脈之影響瞭解越多，可以在通性結論中加入特殊狀況之修正，而更相似於個別颱風之實際狀況。

雖然不同之颱風路徑在臺灣會形成不同之水平與垂直風場與不同之濕度場，且隨時間而變化，但是一地逐時雨量之變化對一定之颱風路徑有其特殊之形式。換言之，逐時雨量之形式為風場與濕度場之聯合變化結果。在風場與濕度場之時間變化尚未獲一定結論之前，逐時雨量或許為可以試用之一種方法。此外，相同地形下之測站有相似之形式，只是逐時雨量曲線之振幅有異，但相位差不大，在高峰相位時差所佔之全部數小時內平均求此數小時內之最大雨量可補相位差之影響。依照颱風路徑定出標準化(Normalized) 逐時雨量曲線，可做為預測雨量之參考資料。

致 謝

本研究承國科會之經費支援，王振南、葉立國、張儀峯、葉文欽、黃中成等同學之協助統計、繪圖分析、製表等工作，尤其俞川心同學蒐集資料、籌劃圖表、印書繕寫等倍極辛勞，使本人在百忙中得以完成此分析研究工作，在此特致誠懇之謝意。

參 考 文 獻

曲克恭 (1976) ——臺灣地形與颱風環流之分析研

究。氣象預報與分析六十八期。

- Hawkins, H. P. (1962) —Vertical wind profiles in hurricanes, NHRP report No. 55.
- Jordan, C. L. (1958) —Vertical profiles of wind velocity in tropical cyclones. Preprints Tech. Conf. Hurricanes, Miami, Amer. Meteor. Soc.
- Miller, B. I. (1958) —The three dimensional wind structure around a tropical cyclone, NHRP report No. 15.
- Bell, D. J. and Tsui, K. S. (1973) —Some typhoon soundings and their comparison with soundings in hurricanes, JAM.
- Shea, D. J. and Gray, W. M. (1973) —The hurricane's inner core region, 1 and 2, JAS.
- Retain, C. H. (1963) —Surface dew point and water aloft, JAM.
- Bolsenga, S. L. (1965) —The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean daily and hourly basis, JAM.
- Smith, W. L. (1966) —Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point, JAM.