

利用地面及高空風場資料作嘉義地區 雷雨預報之個案研究

隋承森 馬汝安 陶戡灣

空軍氣象聯隊

摘 要

本文針對民國七十五年六月至八月嘉義地區產生熱雷雨之個案，利用嘉義地面風場及馬公探空高空風資料。配合地面降水資料與探空分析的一些指數（如 K. T. SSI. LFC 等）資料，分析比較嘉義地區熱雷雨個案所伴隨的大氣環流特徵，試圖建立一套客觀預報模式，提供嘉義地區熱雷雨預報時的有利參考資料。

研究結果發現嘉義地區熱雷雨客觀預報因子，如 K. T. SSI. LFC 等指數外，尚須配合嘉義地面吹西南風且風速在 5 ~ 10 KTS 以上（造成低對流層有持續性的強烈暖濕平流，遇到嘉義東面山脈而抬升）、馬公高空風（8000 ~ 20000 呎之間）吹偏東向的風且風速平均在 10 ~ 20 KTS 之間（表示高層有輻散氣流），則可準確的預報嘉義熱雷雨之發生。

一、前言

雷雨的形成，主要是氣流不穩定，有急劇上升運動，使充沛的水汽經舉升作用迅速上滑而形成對流雲，加上觸發因子的激發，遂形成雷雨。其中之舉升作用有時靠動力，如鋒面、颱風、風的輻合等；有時因於地面受熱增溫或地形之抬舉或上述之混合原因，均能導致雷雨之發生。

嘉義地區發生之雷雨，不外氣團雷雨、鋒面雷雨（包括鋒前飈線雷雨）及颱風雷雨等三種類型。其中鋒面雷雨及颱風雷雨均有跡象可尋，且移動較有規律，易於掌握，而氣團性的熱雷雨則較無規則，甚難做有效的預報。1985 年空軍各基地氣象兵要研究結果謂嘉義地區的雷雨出現於

每年 3 到 10 月，其中以 5 月到 9 月較多，而集中於 6、7、8 三個月，以夏季為盛行期，而出現時刻並無規律性，一般以 1300 時至 2000 時為顯峯期，可見地形為嘉義熱雷雨的重要客觀因素之一。

嘉義地形東南起自白河、東山一帶，有名的風景區如烏山頭水庫、曾文水庫、關仔嶺等均在此一連貫之山脈谷地或丘陵，東則有中央山脈骨幹，連綿互成一線，阿里山即在其中，而西北方有民雄的福壽山，是中央山脈之分支，此一連串之山脈群，形如屏風般置於嘉義東方。此種地形對熱力與水氣的抬升作用助益甚大，當西南氣流引進充沛的水氣，經地形阻擋而迅速抬升，若溫

濕條件足夠，再加上動力因子之激發，則因強烈垂直運動而產生雷雨。

本文針對民國七十五年六月至八月在嘉義地區產生熱雷雨之個案，利用嘉義地面風場、馬公探空高空風及綜觀天氣圖資料，配合地面降水資料與探空分析的一些指數（如K. T. SSI, LFC等指數）資料，分析比較嘉義地區熱雷雨個案所伴隨的大氣環流特徵，試圖建立一套客觀模式，提供嘉義地區熱雷雨預報時的參考資料。

二、季風環流（熱力驅動環流）

圖一為夏季季風環流三維模式結構。在暖陸地上升運動伴隨“濕季風”。由海陸加熱差異產生可用位能，透過暖濕空氣上升（陸地）冷空氣下降（海上）之熱力直接環流將可用位能轉換為動能。垂直運動則伴隨低層由海到陸及高層由陸到海之水平運動。不論在那一層，此種水平運動均有由高壓吹向低壓之跨越等壓線分量。因此，垂直運動及跨越等壓線均為熱力直接環流的一部份，將可用位能轉換成動能。因為地球轉動，使由高壓向低壓之跨越等壓線流受柯氏力作用而生平行於等壓線之氣流，此即為初夏大陸加熱季風環流建立之機制。季風環流之基本驅動力為海陸表面熱力性質之對比。陸地地面加熱產生積雲對流之加強及潛熱釋放之增加，使整個對流層溫度增高成為暖對流層，如圖一所示1000～200MB厚度在陸地上較海洋上為厚。結果使得高層氣壓力由陸地指向海洋，產生輻散風將陸地上空氣傳送出去，形成大陸上地面之低壓（熱低壓），低層之補償輻合氣流入低壓於是形成。此輻合氣流則提供水氣輻合以維持積雲對流，此對流潛熱釋放乃季風環流之主要能量來源。季風環流建立後，熱力直接環流產生動能以維持環流對抗摩擦消

耗。凝結潛熱釋放則增強大陸之加熱效應，使季風環流更強。（陳，1984）（Wallace and Hobbs, 1977）。

三、研究方法

本文自嘉義測站民國七十五年六月至八月天氣一覽圖中選取熱雷雨之個案共10個做分析，並利用馬公探空資料分析K. T. SSI, LFC等指數（採用林1975年之方法），配合嘉義地面風場、降水資料及綜觀天氣圖型態，分析比較嘉義地區熱雷雨個案所伴隨的大氣環流特徵（季風環流），並由此找出一些客觀預報因子以提供嘉義地區熱雷雨預報時的有利參考資料。

四、分析結果與討論

（一）綜觀天氣系統與形成雷雨之關係

雷雨綜觀天氣系統示意圖，如圖二及圖三所示。地面系統示意圖（圖二）在我國青康藏高原南側、華南及印度、越南至本省一帶均為低壓帶所盤踞。俞等（1983年）之研究發現此低壓帶具有顯著之濕舌，其移動與發展對台灣地區之雷雨有密切關係，當濕舌伸入馬公至清泉崗附近時，嘉義每有較大之雷陣雨，但需有變性氣團之高壓脊或太平洋高壓脊伸入台灣西部沿海以提供豐沛之暖濕空氣及強盛之西南氣流。在高空台灣地區為一輻散區（圖三為700MB高空系統示意圖）。（空軍氣象兵要，1985）。

低層輻合→連續方程→高層輻散，有利於垂直運動。高層輻散由熱力效應引發而來，即低層有強盛西南氣流（伴隨暖平流）亦可導致高低層之輻散輻合。（陳，1982）。

（二）嘉義地面風場分布（表一所示）

表一為嘉義測站七十五年六月至八月份熱雷雨10個個案每日0800~1200時地面風場資料。由表中可知嘉義地區產生熱雷雨時，當日上午10時起吹西南風且風速在5~10 KTS以上，其風速愈大則愈有利於雷雨的發生。由於具有對流不穩定的熱帶暖濕氣團移至陸地，經地表之加熱增溫，造成低對流層有持續性的強烈暖濕平流，由西南一東北向移動，遇到嘉義地區東面山脈而抬升，產生積雲對流。若溫濕條件足夠，再加上其他激發因子之助，則必因劇烈對流之垂直運動產生雷雨。

㊦馬公探空資料分析

氣團不穩定在整個雷雨過程中佔有相當的重要性，也就是說，由於氣團之不穩定性，吾人可以透過探空圖之分析加以掌握。本文利用林（1975年）及空軍氣象兵要（1985年）之研究方法，由馬公探空圖上之K值、T值、SSI值及LFC值等作為嘉義地區雷雨預報客觀因子，經統計、分析、校驗結果如表二所示，在10個個案中有7個個案之K、T、SSI、LFC等值與產生雷雨關係密切，由這些指數預報產生雷雨之準確率70%，尚有30%之誤差存在（如6月22日、7月3日及7月22日之個案）。若再考慮馬公8000~20000呎之間高空風吹偏東向的風時，更易產生雷雨，則可避免誤差，作出準確的雷雨預報。

㊦馬公高空風分析

圖四為馬公高空風垂直剖面圖，圖中8000~20000呎之間馬公高空風有吹偏東向的風且風速平均在10~20 KTS之間，即在700MB至500MB上有輻散氣流（此點

與圖三結果相同）。

㊦討論：

- ①澎湖島（馬公）面積甚小且地形平坦，風場不易受地形之影響且距離嘉義不遠，其上空之風場與嘉義上空之風場分布大致上均相同，故以馬公之高空風代表嘉義之高空風。
- ②由㊦及㊦，我們發現到嘉義地面風速在5~10哩以上且風向為西南向，馬公8000~20000呎之間高空風吹偏東向的風且風速大小平均在10~20哩之間。此表示低層有不穩定之暖濕氣流，遇到嘉義東面山脈被迫舉升，再加上高層有輻散氣流，造成強烈垂直運動，最易產生雷雨。
- ③由㊦至㊦，我們將嘉義地區產生雷雨之大氣環流視為季風環流的一支，如圖五所示。在暖陸地（嘉義地區）上升運動伴隨濕季風。由海陸加熱差異產生可用位能，透過暖濕空氣上升（嘉義地區陸地）冷空氣下降（海面上）之熱力直接環流將可用位能轉換為動能。垂直運動則伴隨低層由海到陸（嘉義）及高層由陸（嘉義上空）到海之水平運動。（在此不考慮馬公之陸地效應）。嘉義之季風環流的基本驅動力為海陸表面熱力性質之對比，嘉義陸地地面加熱產生積雲對流之加強及潛熱釋放之增加，使整個對流層溫度增高成為暖對流層，結果使得高層氣壓力由陸地指向海洋，產生輻散風將陸地上空氣傳送出去，形成嘉義地面之低壓（熱低壓），低層之補償輻

合氣流入低壓於是形成，此輻合氣流則提供水氣輻合以維持積雲對流。

本文利用嘉義地面風場及馬公探空高空風場資料，配合嘉義熱雷雨降水資料與探空分析的一些指數，分析比較嘉義地區熱雷雨個案所伴隨的大氣環流（圖五所示）特徵，建立一套客觀預報模式，提供嘉義地區熱雷雨預報有利的參考資料。

五、結論

雷雨為大氣中之劇烈天氣現象，影響飛安至鉅，而近年來對於雷雨之研究，已由傳統的主觀法改進為客觀法。但因地形、海陸分佈的影響，對於雷雨之頻率、強度和持續時間有甚大的關連，如不一一加入客觀之預報因子中，其結果將不會令人樂觀的。然而目前之客觀預報法只是根據多年的統計結果，重新過濾而取其客觀因子的臨界值。根據空軍氣象兵要（1985年）研究結果嘉義雷雨之客觀因子的臨界值為： $31.2 \leq K \leq 48$ ， $33 \leq T \leq 54$ ， $24 \leq T_{max} \leq 32$ ， $LFC \geq 710MB$ 。若所有指數條件均符合則預報有雷雨；若有一條件不符合則預報無雷雨發生。但經過本文之研究後發現嘉義地區熱雷雨之發生，除了上述指數之條件須滿足外，尚需配合嘉義地面吹西南風且風速在5~10 KTS以上（此可造成低對流層有持續性的強烈暖濕平流，遇到嘉義東面山脈被舉升）、馬公8000~20000呎之間高空吹偏東向的風且風速平均在10~20 KTS之間（此表示高層有輻散氣流）的條件，即豐沛之濕氣層由低層到達700MB面，有利於雷雨在山區之強烈發展，於發展成熟後而西移入平原一帶，如此則可不難準確的預報出嘉義地區之熱雷雨。

由於馬公處於近海島嶼，受日、夜間局部環流作用影響，所以雖然在其探空資料中所求出之指數條件均適合下雷雨，但地面風與高空風不配合時，則亦很難有雷雨或僅限於山區發生。但在指數條件不適於下雷雨，而地面與高空風均適宜時，則仍可下雷雨。

綜合上述初步分析研討結果以及過去多年在嘉義地區從事預報經驗，發現陸地近海島嶼探空報告，以各種指數條件預報午後雷雨，效果不佳，參考價值亦不大，而以受地形及地面與高空風影響最鉅。

參考文獻

1. 鄭邦傑，1971：台灣地區雷雨預報之研究，氣象預報第17卷第1期。
2. 林則銘，1975：危害飛行氣象因素客觀預報之研究——雷雨部份。
3. 林政宏，1979：新航空氣象學（上）第十一章，P.126~137。
4. 林政宏，1979：新航空氣象學（下）第十一章，P.199~211。
5. 陳泰然，1982：高等天氣學，P.45。
6. 陳泰然，1984：大氣環流，P.21，P.159。
7. 俞川心、徐天佑、呂國財，1983：春末夏初台灣特殊天氣個案之探討，氣象預報與分析第94期，P.34~42。
8. 空軍氣象聯隊，1985：空軍各基地危險天氣預報研究兵要——嘉義地區雷雨預報研究，P.217~226。
9. Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 1977：Atmospheric Science：In Introductory Survey. Academic Press, 467PP.

Case Study of thunderstorm forecasting in Chia-Yi by using Surface Wind and aerological wind field

Ching-Sen Suei Ruu-Ann Ma Kan-Wan Tau

Weather Wing, CAF

ABSTRACT

This case study is to establish a set of objective forecasting model to provide useful reference information for thermal thunderstorm forecasting in Chia-Yi area. Our research focused on thermal thunderstorm cases in Chia-Yi area during June to August 1986. We used data of surface wind in Chia-Yi and aerological wind in Ma-Kung plus precipitation data and sounding analysis indexes to analyze and compare general circulation features of thermal thunderstorm cases in Chia-Yi area.

Our study discovered that thermal thunderstorm forecasting factors in Chia-Yi including not only K. T. SSI. LFC. etc, but also the following:

- (1) SW wind with wind speed above 5 - 10 KTS (It arouses low tropopause continuous strong warm wet advection on encountering slopping mountain terrain in Chia-Yi.)
- (2) East-oriented aerological wind (around 8,000 - 20,000 feet) with average speed between 10 and 20 KTS in Ma-Kung (It means that there is a divergence flow in high level.)

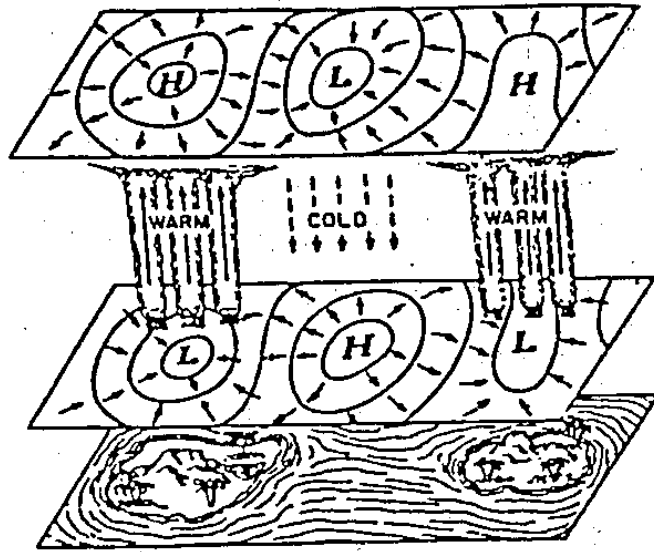
Therefore, we can forecast thermal thunderstorm in Chia-Yi more accurately by studying above-mentioned factors.

表一、嘉義測站七十五年六月至八月份熱雷雨個案每日八時
至十二時地面風場資料。

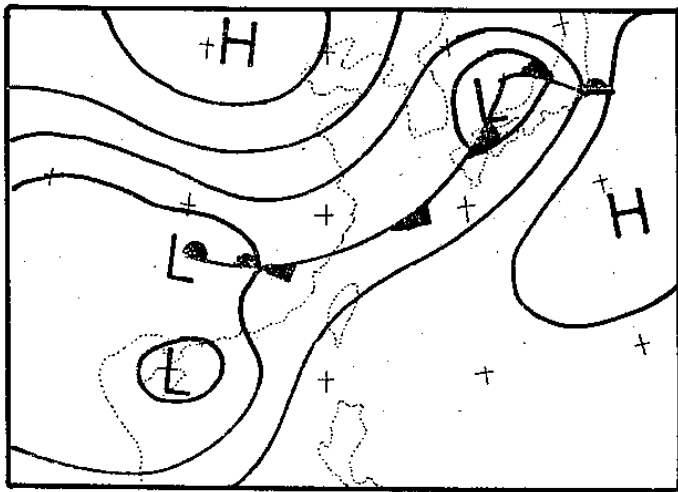
時間 風向 風速	個案日期									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	6 / 10	6 / 22	7 / 3	7 / 4	7 / 10	7 / 22	7 / 31	8 / 2	8 / 10	8 / 18
08	13006	C	18006	18010	09004	08004	17004	C	20003	17008
09	19010	08003	19010	18016	07002	36002	20003	19003	16001	18008
10	18010	18010	20010	18014	C	02002	18006	21007	22002	22008
11	24008	20008	19010 G16	21014	27004	16001	26004	18005	22006	21010
12	26005	20010	25008 G14	20012	22005	17007	27003	24007	26003	19014

表二、馬公探空雷雨預報校驗表 (1986 年)

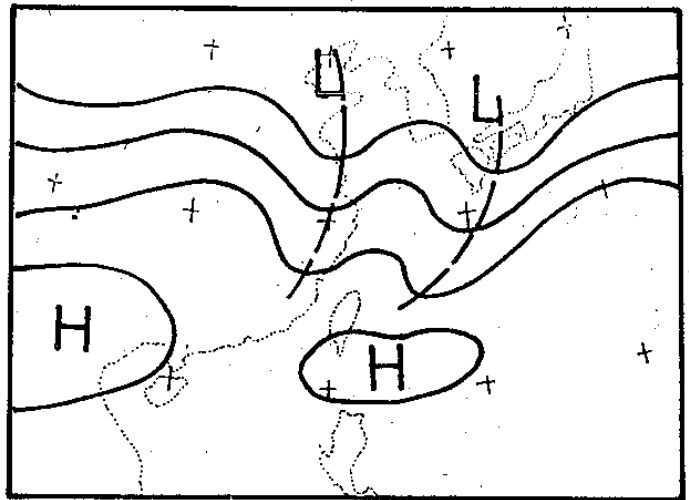
日期	時間	K 值	T 值	LFC	Tmax	SSI	預測雷雨	實際天氣
6 / 10	00 Z	32.9	45.0	800MB	30	-0.5	可能	雷雨
	12 Z	37.2	42.7	—	31	1.2	可能	1701-2310L
6 / 22	00 Z	23.7	39.0	865	34	3.8	NO	雷雨
	12 Z	37.1	43.8	—	35	0.2	可能	1541-1745L
7 / 3	00 Z	27.1	39.2	900	32	3.9	NO	雷雨
	12 Z	29.3	37.6	865	34	3.8	NO	1335-1425L
7 / 4	00 Z	38.1	42.4	870	33.5	1.8	可能	雷雨
	12 Z	36.5	42.4	790	34	0.1	可能	1220-1521L
7 / 10	00 Z	36.6	44.4	830	36	0.7	可能	雷雨
	12 Z	34.4	39.6	804	35	2.7	可能	1601-1605L
7 / 22	00 Z	4.9	31.0	880	32.5	7.5	NO	雷雨
	12 Z	12.7	36.2	804	35	5.8	NO	1733-2001L
7 / 31	00 Z	38.8	40.9	720	35	2.0	可能	雷雨
	12 Z	36.9	40.1	720	34	-4.5	可能	1712-1801L
8 / 2	00 Z	32.2	44.8	640	33	0	可能	雷雨
	12 Z	35.1	46.4	720	34	1.5	可能	1610-1910L
8 / 10	00 Z	32.0	45.0	670	35	0.8	可能	雷雨
	12 Z	31.5	46.4	690	36	0.8	可能	1616-1830L
8 / 18	00 Z	34.5	39.2	946	32	2.5	可能	雷雨
	12 Z	27.4	35.4	850	35	5.0	NO	1510-1825L



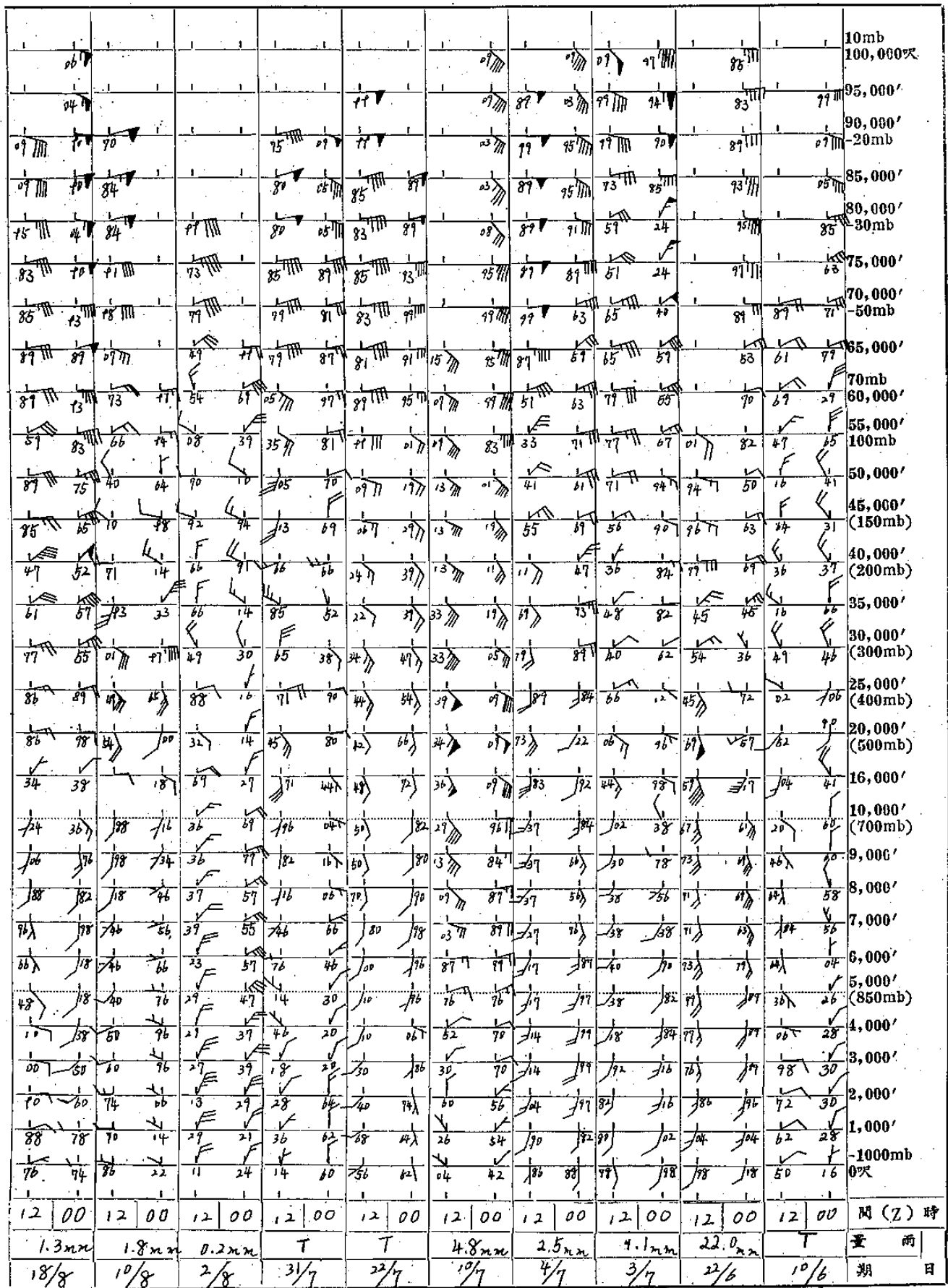
圖一、理想季風環流示意圖。圖內海島表北半球
 夏季大陸，實線為等壓線（海平面）及
 200MB等高壓，短箭頭為跨越等壓線流，
 垂直箭頭表中對流層垂直運動。（
 Wallace and Hobbs, 1977）。



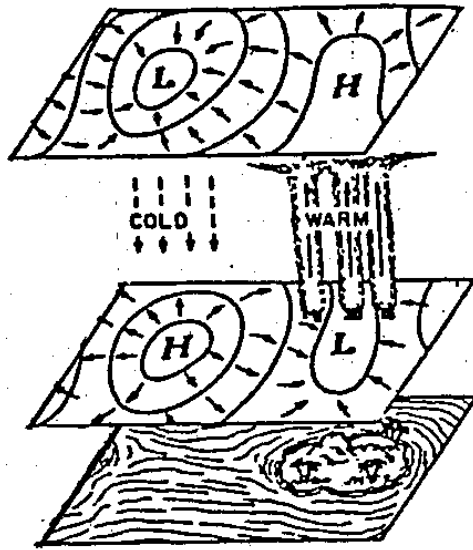
圖二、雷雨線觀天氣系統——地面系統示意圖。



圖三、雷雨線觀天氣系統——700MB高空系統示
 意圖。



圖四、七十五年六月至八月份嘉義熱雷雨個案馬公高空風垂直剖面圖。



圖五、嘉義之理想季風環流示意圖。圖內海島表台灣陸地，實線為等壓線（海平面）及等高線（高層），短箭頭為跨越等壓線流，垂直箭頭表中對流層垂直運動。