

臺灣北部地區暖鋒型豪雨之分析與預報

*Methods of Analysis and Forecasting of Torrential Rains
in the Northern Part of Taiwan, R. O. C.*

王 崇 岳

Griffith C. Y. Wang

ABSTRACT

The torrential rain is defined here as a moderate continuous rain associated with heavy thunderstorms or rain showers with a 24 hour rainfall over 100mm. The normal synoptic pattern generating this kind of weather is as thus: A distant typhoon is located in the South China Sea, and an active stationary or warm front with a well modified continental polar air mass dominates over the northern part of Taiwan. The typhoon circulation brings high moisture laden Pacific air mass over the warm water modified cPk, in which the air temperature is lower than the temperature of water in the vicinity of Taiwan but high enough to be freely lifted due to orographic effect through the frontal stable layer above for the formation of thunderstorms or rain showers.

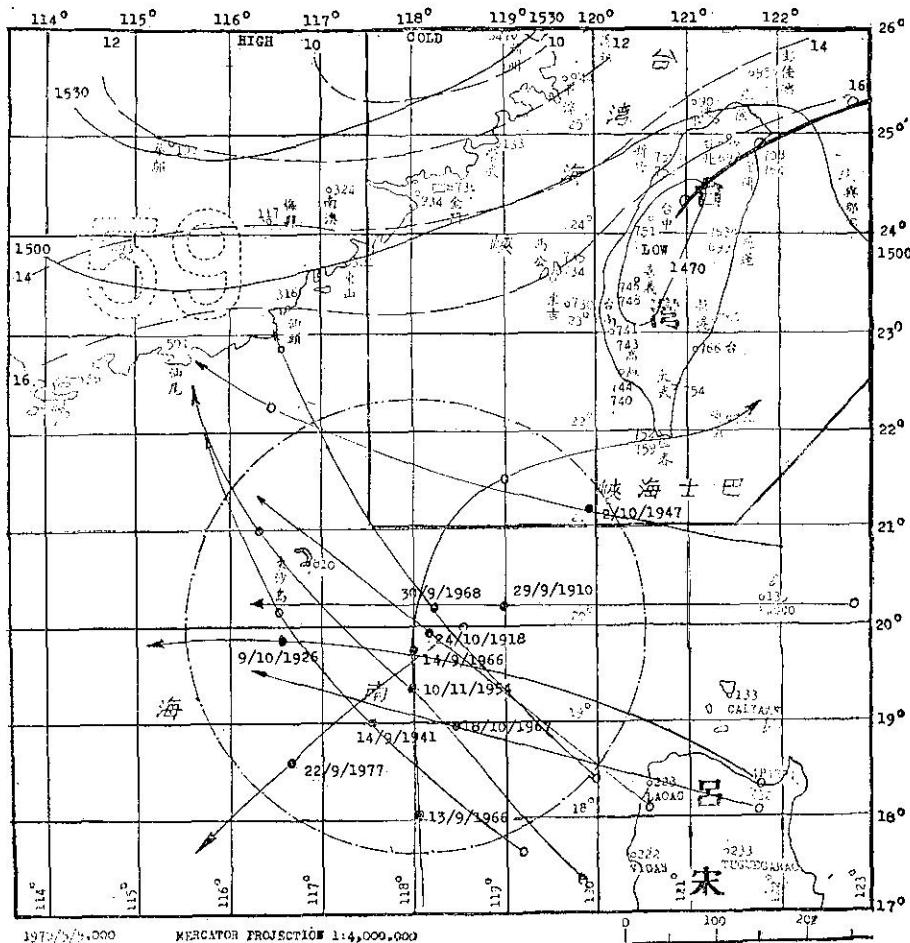
Thus the accurate forecasting of maximum temperatures of the cPk air mass is a key-point which is able to be used as the criteria for forecasting torrential rains.

一、前 言

臺灣北部地區之豪雨按徐晉淮先生（六十年）之研究可分為五類：

- (一) 颱風侵襲臺灣北部地區，中心位於一〇〇公里左右；
- (二) 颱風經過巴士海峽與呂宋島北部「西」進時，冷鋒滯留於臺灣北部（不限西進颱風，滯留鋒呈暖鋒型）；
- (三) 颱風中心由巴士海峽東部沿臺灣東部海岸北上者；
- (四) 梅雨期之鋒面帶於北部上空徘徊；與
印度熱雷雨，或於冷鋒過境或間熱帶輻合區附近之
雷雨。本文所分析之豪雨是以第二類型為主，
其他類型將於另文中討論。

自公元一八九八年到一九七七年十月間，據鄧天德（六十六年）博士統計，因豪雨而導致臺北地區水患者共計七十四次（平均十年內有九次），其中十次屬上述之第二類型（平均八年內可能有一次），各次颱風路徑如第一圖所示者，如以北緯二十度、東經一一八度為圓心，二百五十公里為半徑畫一圓，則該十次豪雨日均在此圓圈內，圖中之實心圓除表示颱風中心位置外，並表示該日有豪雨，日雨量均超過一〇〇公厘。其中一九六六年九月十三與十四兩日雨量共三四七公厘（十三日雨量二三〇公厘）較本年（一九七七年）九月二十二與二十三兩日雨量尚多二十五公厘。本年雨量由九月二十二日中原標準時間零時至二十四時為一九七公厘，二十三日零時至二十四時為一二六公厘，兩日共三二三公厘，因雨量集中於九月二



圖一 南海颱風與臺灣北部地區豪雨時 850mb 天氣圖模式。

Fig. 1 An 850mb Model for Torrential Rains in the Taipei Area
Associated with a South China Sea Typhoon

十二日二十時後，故若以國際時間為準，則由二十二日〇〇〇〇Z至二四〇之OZ間雨量為三一六公厘，僅次於民國五十二年九月十一日強烈颱風「葛樂禮」由臺灣北方近海通過時日雨量三三一公厘之紀錄。九月二十二日每小時最大雨量發生於二十三至二十四時間，達一〇七公厘之多。臺北市機率降雨強度，按賴玉堂（六十四年）統計並計算，三十機率年一小時極端雨量為一〇七公厘，二十四小時極端雨量為三二三公厘，故九月二十二日之豪雨與三十機率年相符。

臺灣北部豪雨之成因與常發生於中、南部者略有不同，前者於豪雨時低層大氣盛行東至東南風，而中、南部者多南至西南風。或謂北部之豪雨乃由於颱風外圍環流與東北季風匯合之雙重影響，此種解釋，其理由似不充分，臺灣南方海域時有颱風過境，其外圍環流與東北季風匯合之機會遠較豪雨之次數為多；同

時此次颱風環流與東北季風自九月十九日起已相遇，但豪雨之發生是於九月二十二日晚十時至二十三日晨四時，且豪雨中心位於陽明山南麓與雪山北端之古魯，臺北市區之雨量遠較基、宜地區為多，如以東北季風解釋，則臺灣東北部沿海雨量不應較臺北市為寡。筆者現就本類型豪雨發生之基本要素詳予分析，或可作為今後豪雨預報之參考。

二、氮 團 分 析

豪雨之形成，必先有深厚而又潮濕之熱帶氣團存在。形成東北季風之氣團來自大陸極地，氣溫較低，水汽含量亦不如熱帶氣團內者；唯當大陸極地氣團由高緯度地區經黃海、東海南下時，溫度與濕度俱增，此點可由表一所示之無線電探空報告解釋之。按九月二十一日零時桃園上空資料，地面氣溫僅 20.4°C ，遠

表一 六十六年九月二十一與二十二日四次無線電探空報告

Table 1 九月二十一日 21 Sept. 1977 Radiosondes

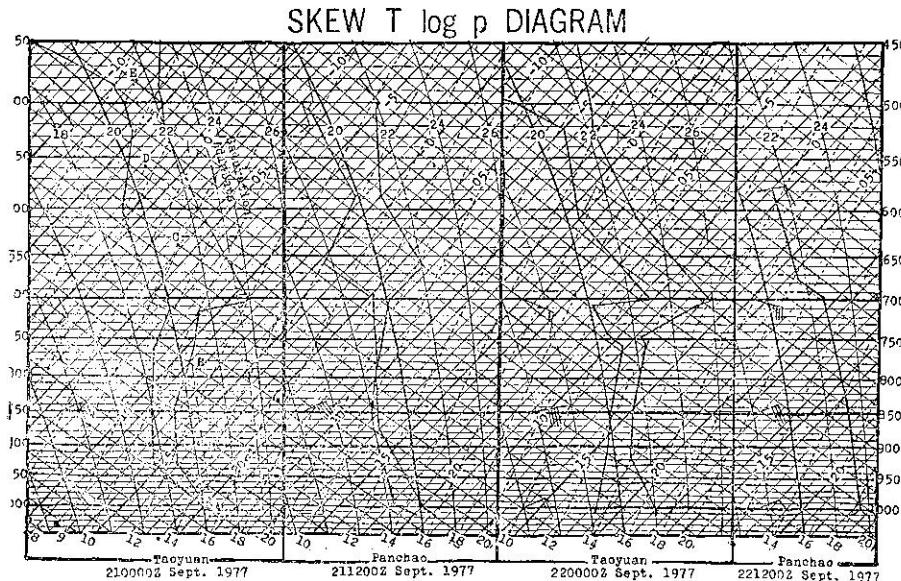
高 度 <i>Altitude</i> (gpm)	0000Z Taoyuan 桃園						1200Z Panchao 板橋					
	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E
SRFC	20.4	100	r	050	18	335	21.3	94	r	090	09	335
500	17.5	92	0.58	040	35	330	17.9	90	0.68	060	23	330
1000	14.9	92	0.53	050	35	328	14.8	96	0.62	055	36	329.5
1500	12.8	91	0.42	070	36	329	12.1	93	0.54	065	33	329
2000	11.6	88	0.24	095	36	332	10.2	100	0.19	070	30	331
3000	9.4	78	0.22	140	22	339	7.6	95	0.26	140	31	337
4000	5.5	68	0.39	140	08	339	4.5	71	0.31	125	09	337
5000	-0.7	79	0.62	135	10	339	-2.4	84	0.69	115	06	338
6000	-6.0	84	0.53	140	10	341	-8.0	70	0.56	155	07	339

九月二十二日 22 Sept. 1977 Radiosondes

	0000Z Taoyuan 桃園						1200Z Panchao 板橋					
	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E	TT	RH%	-C/100	DD	FF	θ_E
SRFC	22.2	80		060	14	333	24.0	100		050	07	349
500	19.8	85	0.48	050	27	332	21.6	100	0.48	050	23	350
1000	17.0	91	0.56	065	31	335	19.5	100	0.42	065	26	349.5
1500	15.2	91	0.36	080	38	337	17.4	100	0.42	070	32	349
2000	13.9	91	0.26	100	38	339	15.2	100	0.44	085	37	348.5
2500	12.2	91	0.34	100	27	342	12.6	100	0.52	095	35	348
3000	12.7	68	-0.10	110	16	342	10.2	100	0.50	105	34	347
4000	6.4	78	0.63	160	08	342	3.8	100	0.64	110	25	341
5000	-0.1	84	0.63	110	12	341	—	—	—	080	12	—

較太平洋氣團內者為低，低層大氣屬cPk氣團，但其相對濕度已急增至百分之九十以上，相當位溫度由地面至一千重力位勢公尺，隨高度上升而遞減，屬對流不穩定，有積雲或層積雲；但自一五〇〇重力位勢公尺向上，相當位溫度與高度俱增，故屬對流穩定大氣層，多層雲或高層雲。圖二乃為 210000Z 斜溫圖，如用氣塊法分析，則知地面飽和空氣塊僅能沿濕絕熱線 AB 自由上升至 780 mb 處，其上側為一深厚之負區，無法突破，低層不穩定氣流內僅能形成層積雲。但若低層大氣變性迅速，地面氣溫增加至 24°C 且呈飽和時，即可突破 700mb 附近之溫度逆增層而有積雨雲形成之可能。由該無線電探空報告可知，地面溫度 24° 乃為關鍵資料。再以氣柱法分析，按圖二若 700mb 面上升 60mb 至 C，600mb 面上升 40mb 至 D，500mb 面上升 18mb 至 E，則由 700 至 500mb 面之大氣柱即呈飽和狀，可形成深厚之雲層。九月二十一日當旺盛之東北氣流由東海經野柳、金

山進入七星山附近時，因陽明山之東北方為一七〇〇多公尺高、東西向排列之山脈，低層大氣柱須上升 90mb，方可越過此山脈而進入大屯山與七星山區，如假設該大氣柱內並無側向輻散（大氣柱低層有鋒面存在，應有側向輻合而無輻散現象）則 700 至 500mb 大氣柱均應上升 90mb，故該大氣柱除有深厚雲層外，並有多量可降雨水，是日陽明山日雨量達一八〇公厘之多，與此分析完全相符。至 211200Z 時，臺北地面溫度已增至 21.3°。但按相當位溫度分佈，211200Z 時僅地面至一千五百重力位勢公尺大氣層屬對流不穩定，其上層均屬對流穩定，故無積雨雲形成之可能。但若 cPk 氣團內暖平流強、變性迅速，幾近飽和之低層大氣溫度與濕度俱增，如濕球溫度達 22°，則地面氣塊可以循 22° 饱和絕熱線自由上升，且有深厚積雨雲形成之可能。至九月二十二日晨八時，臺北溫度與露點由晨五時 21° 分別上升至 23° 與 22°，其濕球溫度已達 22°，飽和氣塊可沿 22° 饱和絕熱線



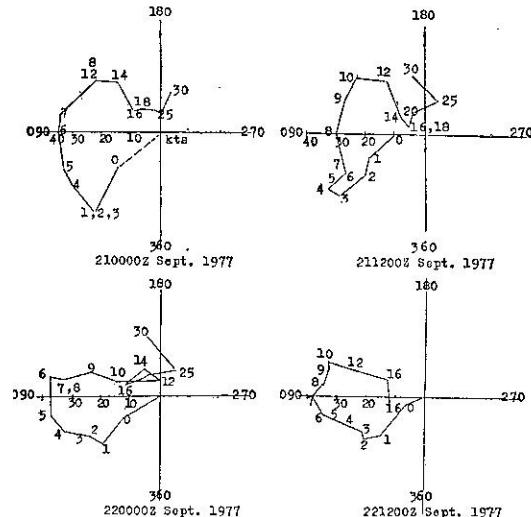
圖二 六十六年九月二十一與二十二日桃園、板橋無線電探空報告
Fig. 2 Taoyuan and Panchao radiosondes on 21 and 22 Sept. 1977

自由上昇，但其周圍之 cPk 氣團溫度較上昇氣塊者為低，故有沉降以替代上昇氣塊之可能；下降氣塊本可沿乾絕熱線增溫，但因是時已有降水，雨滴於空中蒸發，故沉降氣塊內水汽含量增加，氣溫因雨滴蒸發時吸熱而較乾絕熱增溫率略低。如此低層 cPk 氣團因對流作用，使溫度與濕度繼續增加；同時大氣層內之暖平流亦可使 cPk 氣團迅速變性，此種現象可由 220000Z 桃園無線電探空報告證明之；該時 850mb 面之氣溫已由十二小時前之 12°C 增加至 15°C 以上，露點由 11.5°C 增加至 14°C ，如以此速率增加，850mb 面之溫度可於 221200Z 時增加至 18°C ，是時低層大氣如呈飽和狀態，則將與飽和絕熱線 24 相疊。220000Z 無線電探空報告較為突出，700mb 面氣溫高達 13.4°C ，與前二次探空報告並不一致，分析時宜注意及此，並作適度修正，當地面空氣塊達 24°C 濕球溫度時，呈對流不穩定，沿 24° 饱和絕熱線加速上升，可突破其上側之簿溫度逆增層而繼續上升，因其高層之深厚正區，故仍有積雨雲形成之可能。因此分析 220000Z 桃園探空報告時，宜以溫度逆增層下側之正區補其上側之負區，就理論言正、負兩區之面積應相等，但於實際分析時以正區略大於負區為宜。由豪雨前 221200Z 時板橋無線電探空報告，低層大氣內飽和絕熱線小於 24° 即可知此方法之準確性。臺北地面溫度與露點於九月二十二日十四點已上升至 23° ，十七點溫度增加至 24° 露點仍維持 23° ，

有連續降水；至二十點溫度與露點同為 24° ，由桃園 220000Z 探空報告之分析結果，可知豪雨之型態已顯，因雲層深厚，天電干擾，板橋無線電探空儀僅上昇至 16,000呎，故板橋 221200Z 探空報告於第一表中僅計算至五千重力位公尺。

三、風徑圖——風切

大氣層內溫度改變之原因可分為三種，即平流、絕熱與非絕熱是也。風徑圖之分析可估計氣溫因平流作用而起之增溫或減溫值。圖三所示者乃按桃園與板



圖三 風徑圖
Fig. 3 Hodographs

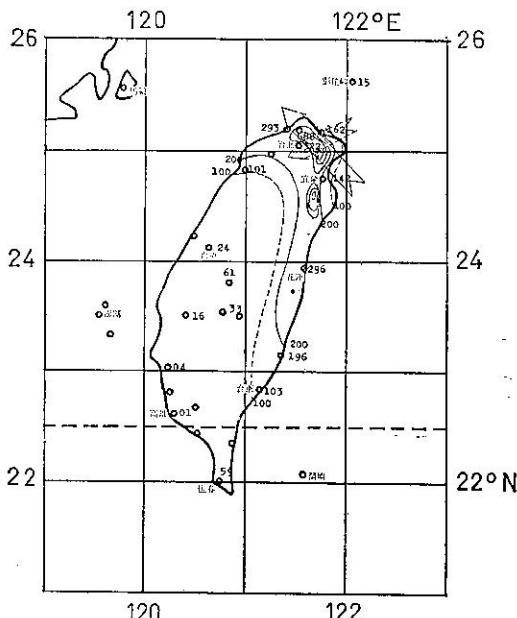
橋二站二十一與二十二日四次測風報告所繪畫之風徑圖，低層大氣內風向均呈順轉屬暖平流（王，六十五年）由 210000Z 與 211200Z 高空風計算，1,000-850 mb 大氣層內暖平流可使該氣層內十二小時增溫 2°C ，211200Z 至 220000Z 間上昇 1.7°C ，220000Z 後十二小時可上升 2°C ，由此可預測大氣層中部分溫度變化，以確定其不穩定度，補氣團分析之不足。如按 220000Z 測風報告分析，則知一千至六千呎之空間內為強盛暖平流區，氣溫將繼續增加，六千至一萬二千呎之空間為微弱之暖平流區，一萬二千至一萬六千呎之空間為冷平流區，因此大氣柱之上層趨冷而下層增溫，故趨向不穩定。又按大氣層上下排列狀態分析，可知桃園一千至六千呎之空間內，其東北方之低層大氣暖，西南方者冷，而六千至二萬五千呎之大氣層內，桃園北側者為冷氣流，南側者屬暖氣流，故桃園之東北方大氣柱上側冷下側暖，最不穩定，以致陽明山與臺北區雨量特多。

由風徑圖可研判大氣柱內風切概況，風切作用可促使上層之暖氣團上升，如圖四，虛雙矢線表示低層

氣流，實雙矢線表示較高層氣流，低層三千呎以下之氣流為東北風，可由基隆河谷直趨臺北盆地，而三千呎以上之潮濕氣流可由雪山北端之丘陵地上空進入淡水河流域，上下兩氣層中之水汽，均未因地形之影響而稍減，同時下層之東北風楔入高層之暖氣流下側，使之繼續上升，形成深厚之雨層雲與積雨雲。風切更可控制積雨雲之移動方向。根據桃園 220000Z 測風報告，五千呎風是 080/38，而三萬呎之風是 170/20，兩風向量之平均值約為 220/27 節，故雷雨胞之移動方向以北至西北為最可能（王，六十五年）。如此於雪山北端丘陵地上空形成之雷雨均向臺北盆地移動（花蓮於 220900Z 宜蘭於 221200Z 時分別已有雷雨之報導），當雷雨胞位移至大屯山南麓時，因高山阻擋，幾呈滯留狀，故陽明山雨量遠較臺北市者為多，若三萬呎風向為西南，其風速較五千呎者為強，則雷雨胞有向東位移之趨勢，暴雨可發生於蘭陽平原而不為臺北盆地（胡，六十五年），此點在預報時應予密切注意。

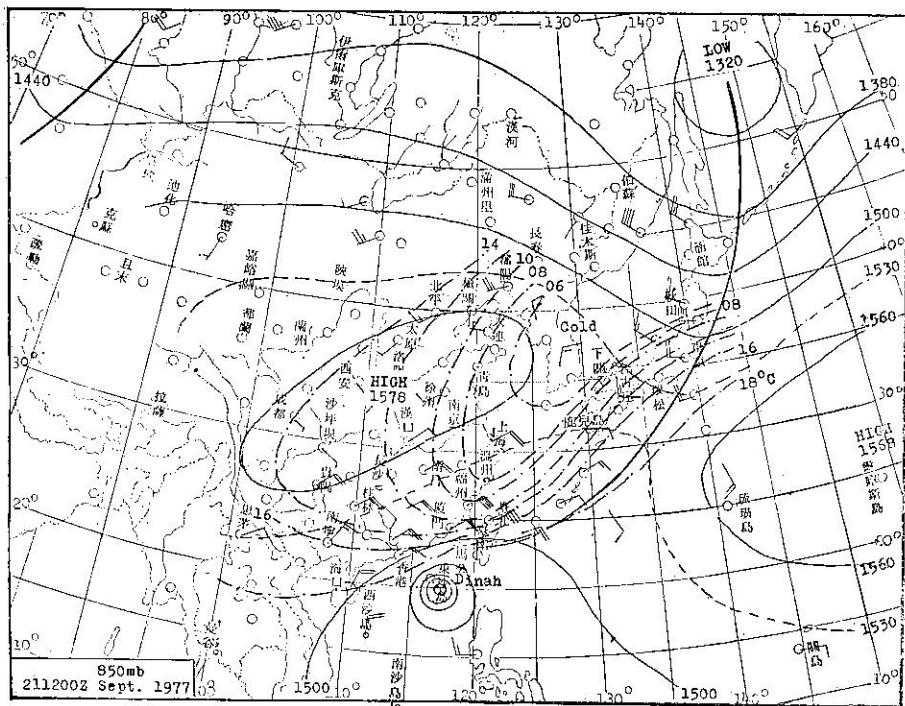
四、活動鋒面

鋒面之活動與否，對於天氣之激烈程度大有區別，例如冬半年冷鋒過臺北市時，有時可大雨傾盆，有時則僅浮雲片片，雲量略多而已，何故？乃因鋒活動強度不同。當暖空氣沿鋒面上昇者，稱為活動鋒；如沿鋒面下降，則稱為不活動鋒。圖五、六、七分別為二十一日一二〇〇時 850,700 與 500mb 面圖，應於二十二日晨天氣預報時應用，由圖五，可知 850mb 鋒面正位於臺灣本島中部，二度一間隔之等溫線（段點線）密集於臺灣北部與東海上空，冷平流區位於華南，表示臺灣西側（由風徑圖研判之結果）冷氣團將繼續存在。再參閱圖六與圖七，700 及 500mb 面槽線向臺灣西北方傾斜，旺盛之東南風向西北方伸展，與 850 mb 面上之鋒面幾至直角，故鋒活動甚強，應有暖鋒面型之連續降水。唯是時因地面氣溫尚低（ 22°C ），低層不穩定氣流未能突破其上側約二千五百重力位公尺厚之穩定大氣層，因而不穩定之狀態未顯，待地面大氣層內濕球溫度上升至 22° 時（可由 211200Z 探空報告確定），低層大氣即可越過穩定大氣層而自由上升，形成導致雷雨之積雨雲，因此雷雨與連續降水並存，豪雨傾盆。



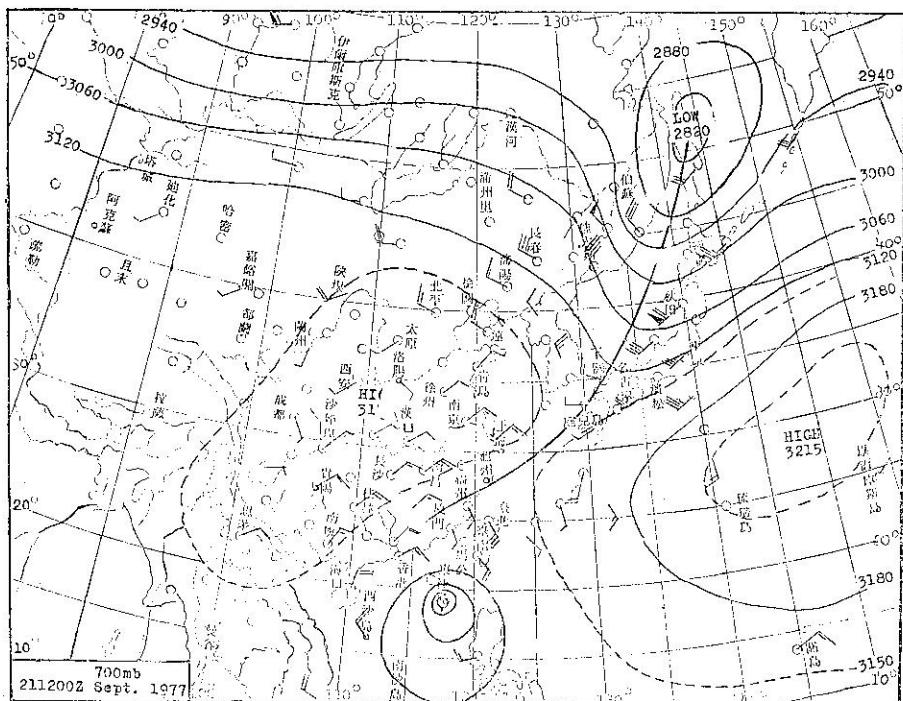
圖四 六十六年九月二十二日0000至二十三日1200Z 臺灣雨量與風切，虛雙尖線表示低層氣流，實雙尖線表示高層。

Fig. 4 Rainfall for period 220000-231200Z Sept. 1977 and wind Shear. Dash-double arrow shows the low level flow while the fine solid-double arrow depicts the upper level flow.



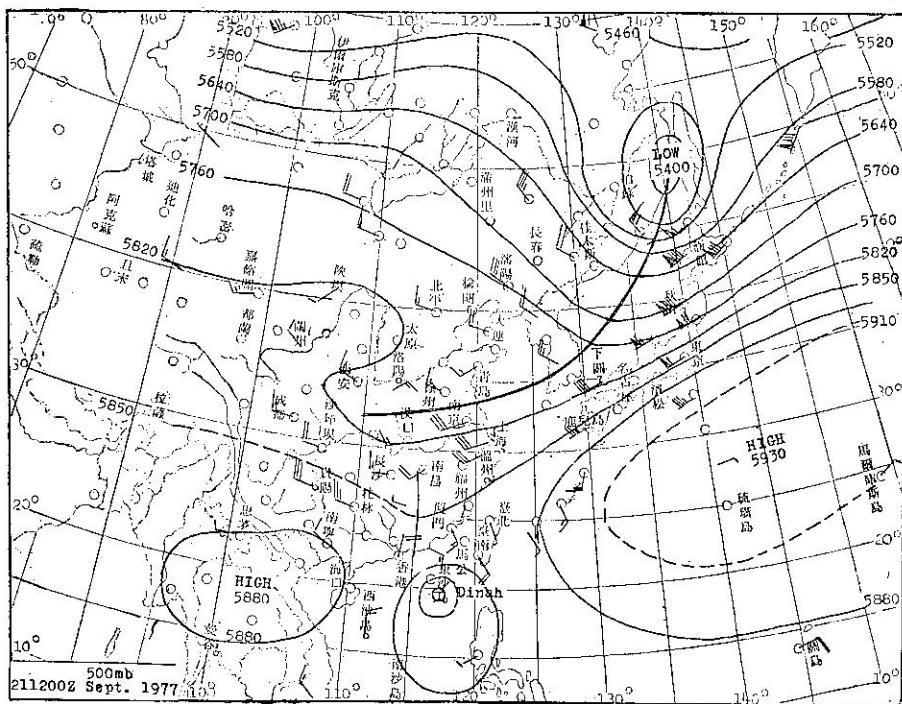
圖五 850mb 圖，粗實線表示低壓槽，細實線與虛線表示等高線，段點線表示等溫線

Fig. 5 850mb chart. Solid lines depict troughs. Fine solid and dashed lines for contours and dash-dotted lines for isotherms



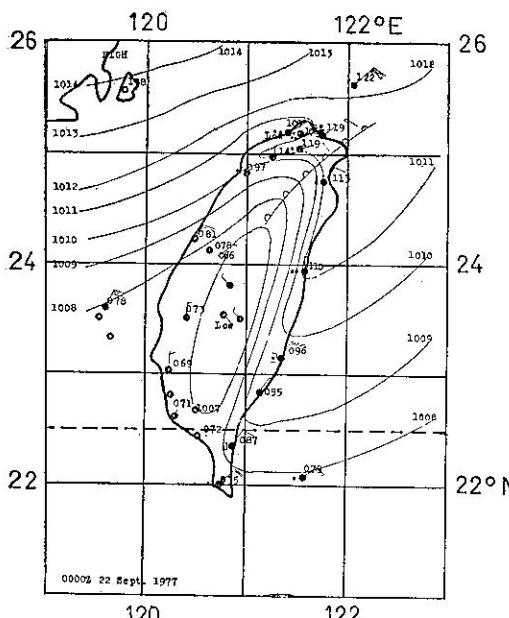
圖六 700mb 圖，其線條表示法與圖五同

Fig. 6 Same as the Fig. 5 except for 700mb chart.



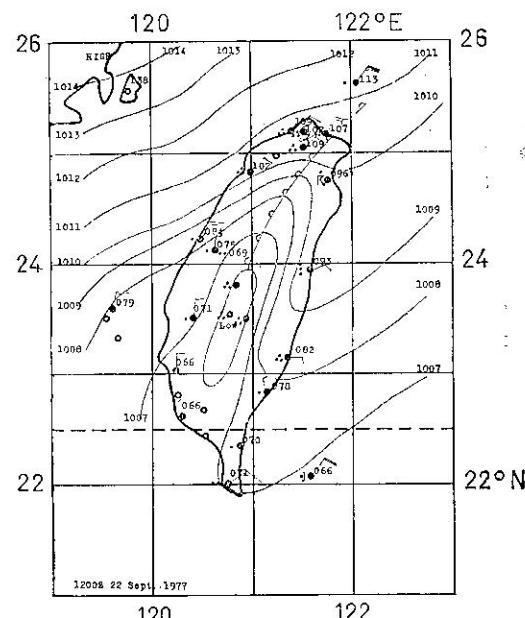
圖七 500mb 圖，其線條表示法與圖五同

Fig. 7 Same as the Fig. 5 except for 500mb chart.



圖八 九月二十二日0000Z 地面天氣圖 錄面為高空暖鋒

Fig. 8 0000 22 Sept. 1977 Surface chart.



圖九 九月二十二日 1200Z 地面天氣圖

Fig. 9 1200 22 Sept. 1977 Surface chart.

五、颱 風

颱風之位置乃為確定豪雨發生之主要因素之一。每當颱風中心位於臺灣西南方海域時，不論其位移之方向如何，如東海與黃海為變性極地高壓所據，則臺灣南北兩方向因氣壓梯度峻峭，東風強勁，於中央山脈西側形成一動力低壓中心，該低壓中心之東北方氣壓梯度特大，東北風最強，因狂風即有豪雨之可能，即所謂「狂風豪雨」，東北風上層因西南方海面上之颱風，及臺灣西部平原上空之低壓，均可導引東南暖流北上，以致臺灣北部上空有顯著之風切線與氣溫不連續，故有高空暖鋒存在，導致連續降水。圖八與圖九，如颱風中心位於臺灣本島之東南方，則臺灣北部上空之中、高大氣層均屬東北風，無風切現象；如東海區無暖海變性極地高壓存在，即無鋒面，亦無豪雨。

六、結 論

本類型豪雨時 850mb 定壓面天氣圖之範式如圖一所示，除南海上以 20°N 與 118°E 為圓心、250 公里為半徑之圓圈內有颱風外，臺灣北部上空必須有暖鋒。由圖二連續無線電探空報告，可知 850mb 面氣溫由 211200Z 之 12.1° ，220000Z 之 15.2° 及 221200Z 之 17.4° 增加趨勢研判，該鋒面屬暖鋒型應無疑問，茲歸納本類型豪雨之預測法如下：

(一)確定颱風未來動向，於預報有效時間內，颱風中心是否有移入圖一中段點線所圍之二百五十公里半

徑圓圈內。

(二)確定鋒面位置，研判鋒活動強度及其類別，如屬冷鋒，則鋒面將南移；如為滯留鋒，則應密切注意其動向；如為暖鋒，則與本類豪雨型相符。

(三)連續分析桃園與板橋無線電探空報告，確定氣團之變性程度，計算當日可能之最高溫度，及其發生時大氣層之穩定狀態。

(四)分析風徑圖，確定大氣柱內冷、暖平流狀況，計算因平流作用而起之氣溫變值，及其穩定度可能之改變。

(五)隨時注意各地雷雨報告，由高空風之分佈研判其未來動向。

參 考 文 獻

- 徐晉淮 六十年，臺北地區豪雨之研究，氣象學報第十七卷第三期 p. 49-53。
- 王崇岳 六十五年，風徑圖之實例分析，氣象學報第二十二卷第三期。
- 王崇岳 六十五年，雷雨；天氣學，正中書局
- 鄧天德 六十六年，臺北盆地洪患之地理研究 p. 11 私立中國文化學院地學研究所（博士論文）。
- 胡亞棟 六十五年，蘭陽平原秋季豪雨形成之研究，私立中國文化學院地學研究所（碩士論文）。
- 賴玉堂 六十四年，臺灣主要都市降雨歷程線之研究，國立成功大學，水利及海洋工程研究所（碩士論文）。