

# 民國72年10月12日宜蘭地區豪雨個案 之分析與探討

潘大綱 張凱軍 徐天佑

空軍氣象中心

## 摘 要

民國72年10月12日，台灣地區受到裘依（JOE）颱風大範圍環境場之影響，多處均有降水現象，而宜蘭一地，自12日0000至2400H累積雨量竟達245.3mm，並且降雨時間密集在0600H及0900至1200H間。

本文針對此次宜蘭豪雨之各種條件加以分析，發現綜觀環境，不穩定度及水汽分佈等均有利於降水，而暖平流及正渦度平流隨高度增加以及地形則更為造成垂直上升運動並導致雨量集中之有利條件。本文同時發現在重力位擾動及溫度擾動上可於12日0000Z時看出有波動性質，但12小時後即12日1200Z時，此一波動性質已不再存在了。

## 一、前 言

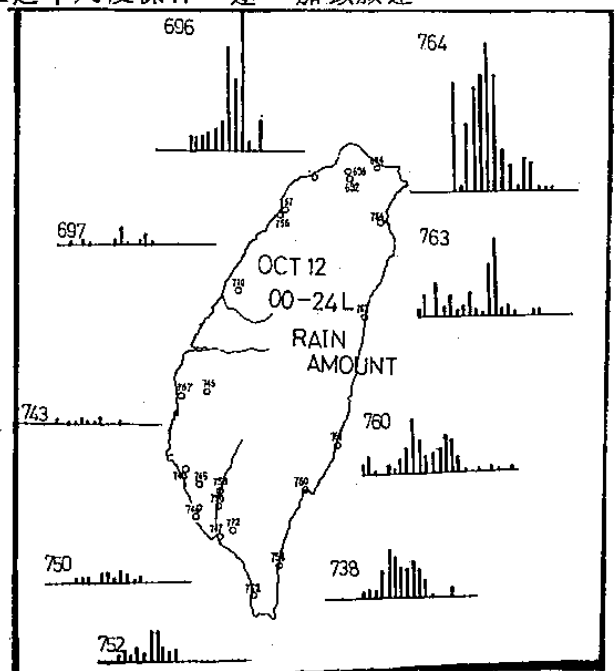
科學技術的日益發達，雷達的運用，衛星觀測解析度愈來愈好等，使得局部災害天氣，諸如雷雨，豪雨等之瞭解逐漸增加，陳（1982）、劉（1982）、張等（1982）、邱（1982）、許（1982）、林（1982）、Maddox（1980）等對此均有分析與探討。

民國72年10月12日宜蘭地區僅僅24小時內（00-24H），總雨量即累積至245.3公釐，最大降雨量且密集在6至12時之間（各地區逐時雨量如圖1.），而其他地區同時段之總雨量僅台北138.25mm，桃園13.3mm，清泉崗1.3mm，台中0.5mm，台南5.4mm，岡山9.1mm，屏東16.5mm，佳冬21.4mm，恒春39.6mm，花蓮92.9mm，台東91.9mm，馬公0.4mm，豐年75.5mm，嘉義則僅有雨跡。若從衛星雲圖上審視，可看出自台灣南南東方移入東部之雲，乃是受到裘依（JOE）颱風外圍環流之影響，但若從逐時雨量分佈上來看，則宜蘭地區之豪雨遠大於其他地區同時段之雨量，並且時間密集在6~12時，因此可知其間必伴隨有中尺度對流系統導致台灣北部地區降水

差異甚大。

因此裘依颱風形成大範圍之環境場對本省10月12日之降水自然有其重要性，但是造成宜蘭豪雨乃是由於中尺度對流系統疊加至綜觀尺度系統上所致（曲與劉，1983）。

本文針對此次宜蘭豪雨之綜觀條件及可能存在之中尺度條件，逐一加以敘述。

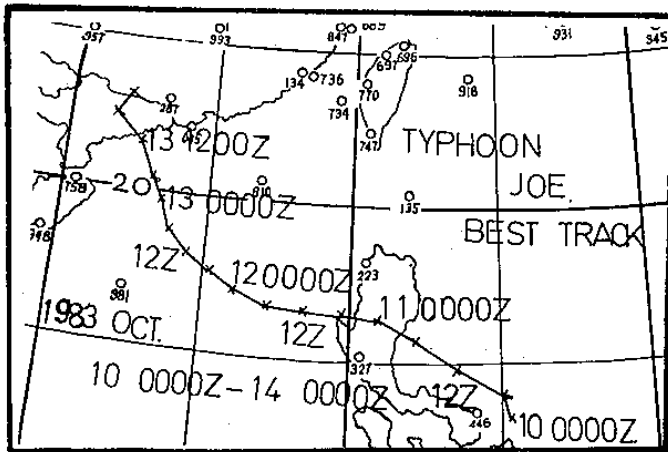


(圖1.) 10月12日各地逐時雨量圖

## 二、綜觀條件之探討

(一) 綜觀天氣圖概述：

72年10月10日颱風艾達 (IDA) 位於日本東南方海面，朝東北方向進行，另一颱風裘依 (JOE) 已在非島東方形成，續向西北方向移動，分裂高壓位於黃海，氣旋波位於渤海，鋒面由此波動向西南延伸至華北，海洋性氣團勢力伸展至琉璜島南方300哩，太平洋高壓脊線指向非島，11日艾達颱風已達日本小島 (47678) 東南方海面，並轉向東方移動，大陸性氣團勢力已伸展至本省，海洋性氣團已明顯東退，但其脊線仍指向非島，此時裘依颱風已至非島登陸並向西進而轉西北移行 (JOE 颱風路徑圖如圖2)，12日時，艾達颱風

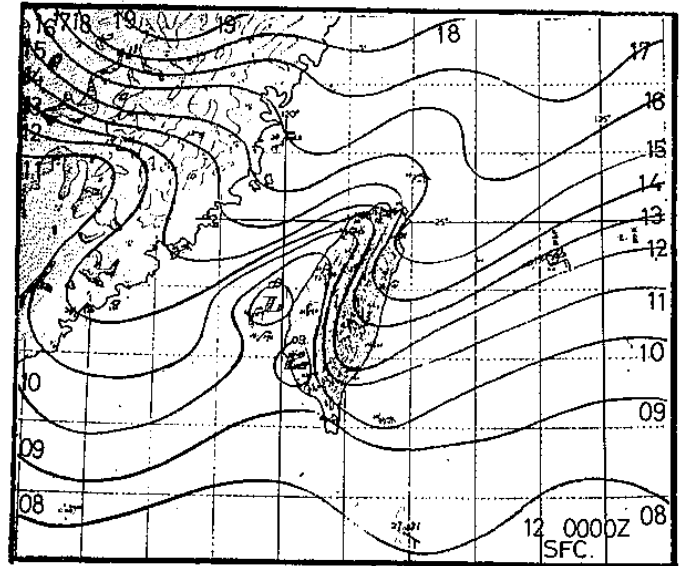


(圖2) 裘依 (JOE) 颱風路徑圖

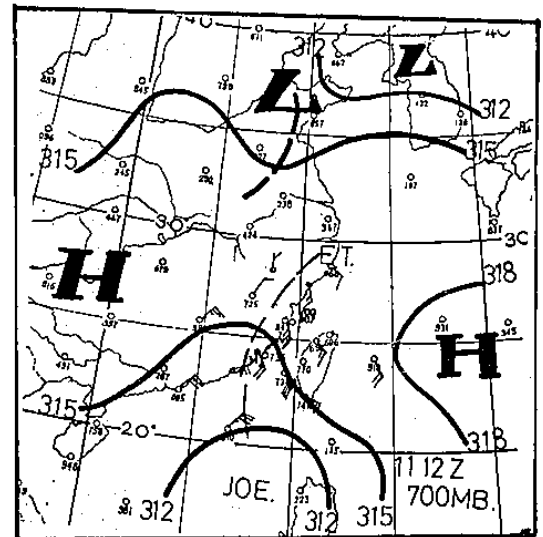
風已減弱成低壓。長江口，日本海及日本東南方海面上分別為三個分裂高壓所盤據，(近台灣地區之地面圖如圖3)，高空圖上可看出，11日1200Z 700MB (如圖4) 有一槽線位於山東省境，太平洋高壓脊線伸至台灣北部外海，500MB亦大致相若，12日0000Z，700MB (如圖5) 山東境之槽線已移出，高壓脊線之位置未有顯著之變動，850MB (如圖6) 上在韓國南方已可分析出分裂高壓之環流。11日1200Z 850MB 分析圖如圖7，500MB 分析圖如圖8；12日0000Z 500MB 分析圖如圖9。

(二) 穩定指標 (K-INDEX)

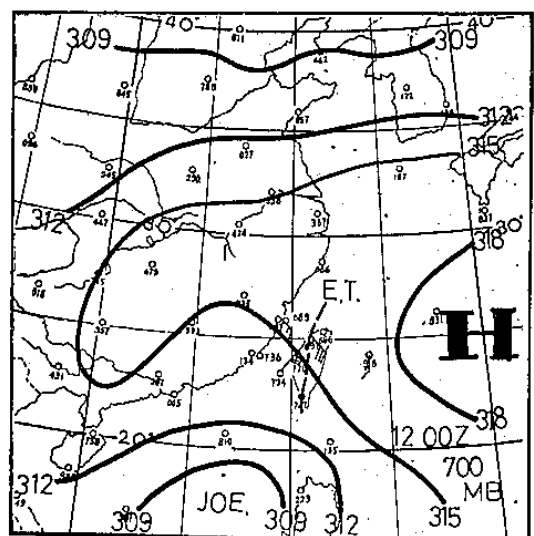
K-INDEX，可代表空氣中所含水汽及其穩



(圖3) 10月12日0000Z地面分析圖

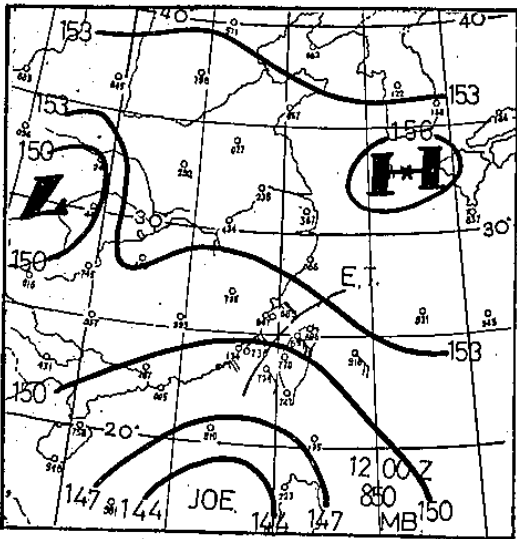


(圖4) 10月11日12Z 700MB分析圖

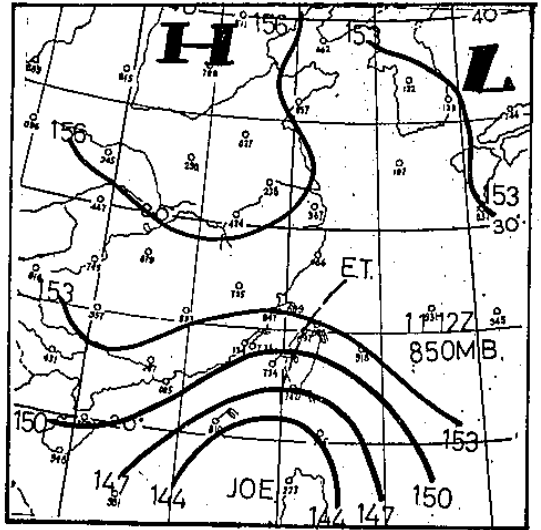


(圖5) 10月12日0000Z 700MB分析圖

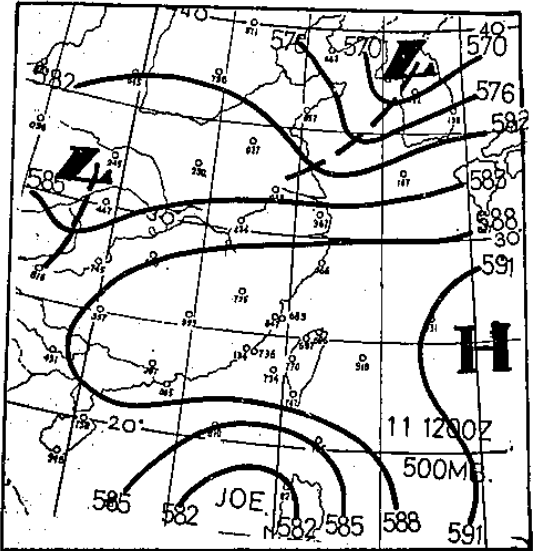
定度之指標，依據 George.



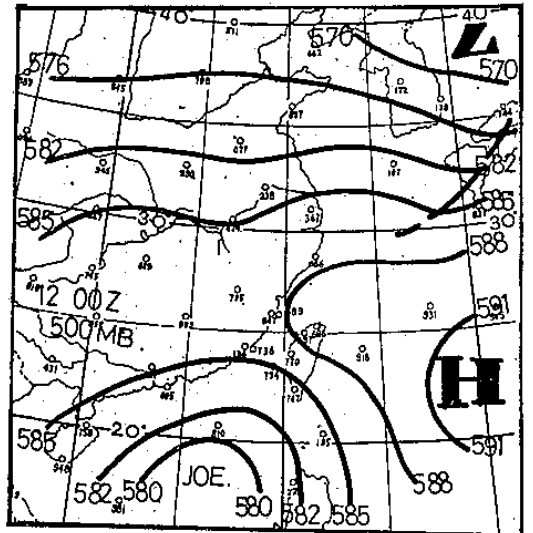
(圖 6) 10月12日 0000 Z 850 MB 分析圖



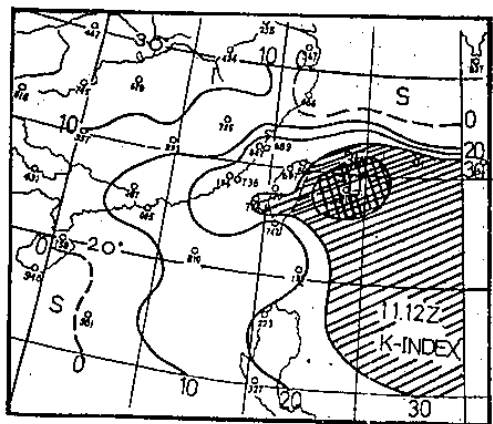
(圖 7) 10月11日 1200 Z 850 MB 分析圖



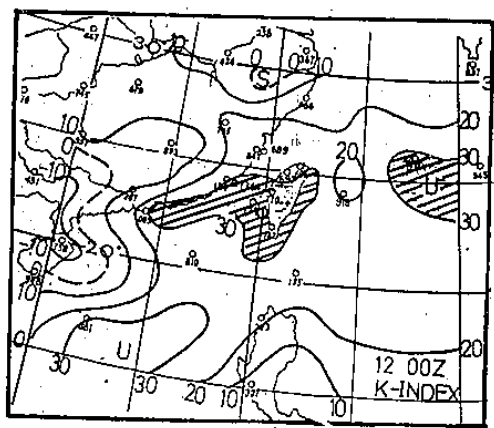
(圖 8) 10月11日 1200 Z 500 MB 分析圖



(圖 9) 10月12日 0000 Z 500 MB 分析圖



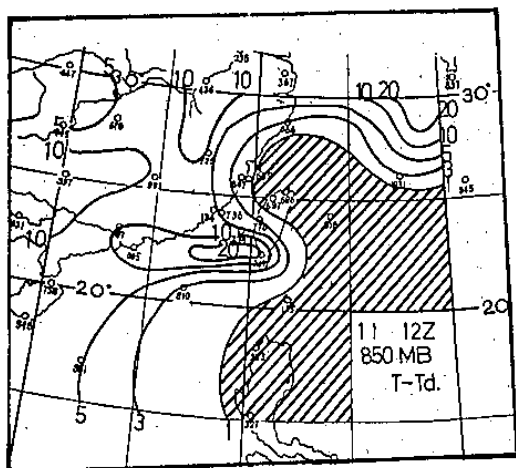
(圖 10.) 10月11日 1200 Z K-INDEX 分佈場  
斜線區為最大不穩定區



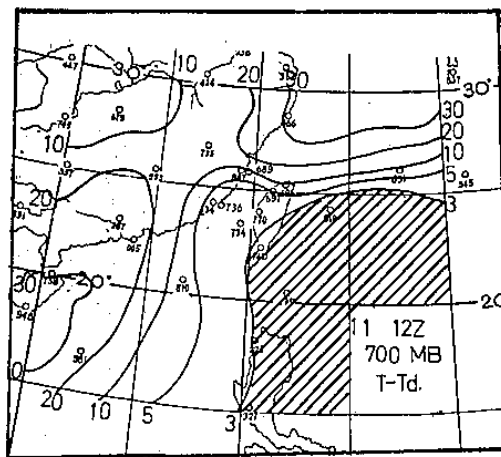
(圖 11.) 10月12日 0000 Z K-INDEX 分佈場  
斜線區為最大不穩定區

$K = (T_{850mb} - T_{500mb}) + Td_{850mb} - (T_{700mb} - Td_{700mb})$  式中 T 為溫度，Td 為露點，註標為定壓層之指示。從 K 值中，850MB

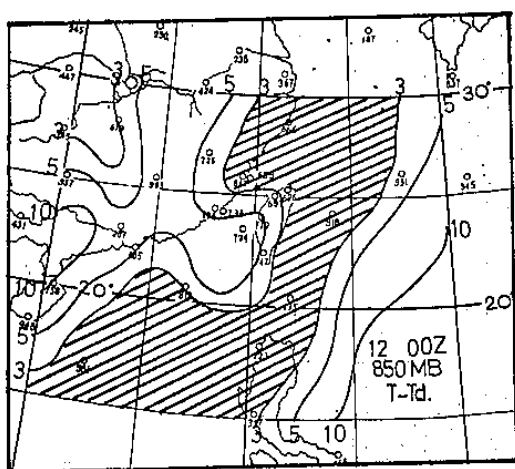
與 500 MB 兩定壓面之溫度差可代表大氣氣柱內之溫度遞減率，亦穩定度；850MB 層之露點值可代表大氣中之水汽含量；700MB 層上溫度與



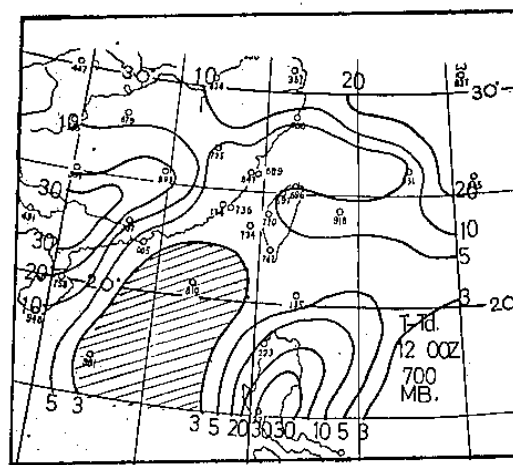
(圖12.) 11日 1200Z 850MB T-Td 分佈場  
斜線部份爲最大濕度區



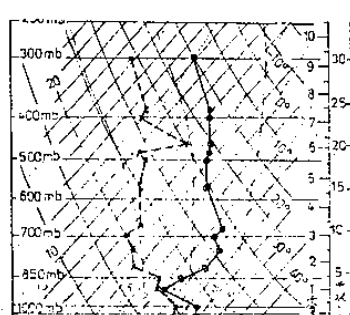
(圖13.) 11日 1200Z 700MB T-Td 分佈場  
斜線部份爲最大濕度區



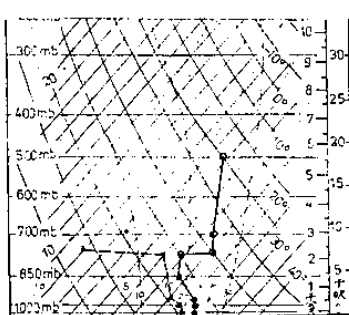
(圖14.) 12日 0000Z 850MB T-Td 分佈場  
斜線部份爲最大濕度區



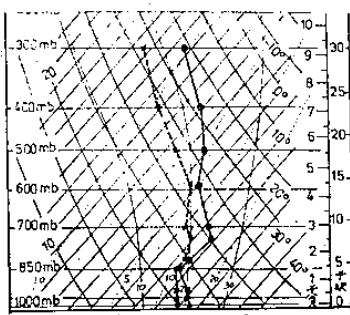
(圖15.) 12日 0000Z 700MB T-Td 分佈場  
斜線部份爲最大濕度區



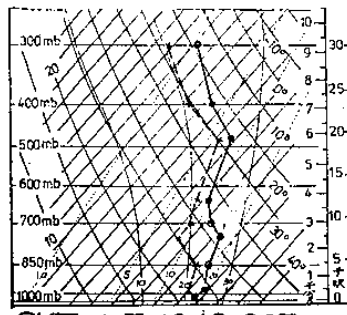
SKEW T 10 10 12Z  
(697)



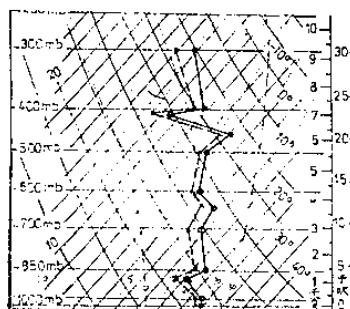
SKEW T 10 11 00Z  
(697)



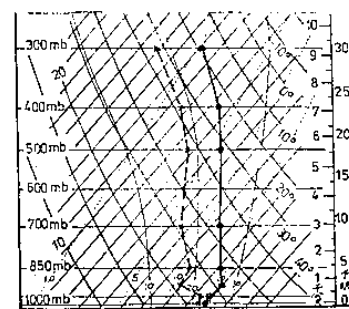
SKEW T 10 11 12Z  
(697)



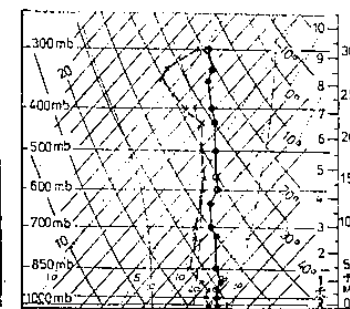
SKEW T 10 12 00Z  
(697)



SKEW T 10 12 12Z  
(697)



SKEW T 10 13 00Z  
(697)



SKEW T 10 13 12Z  
(697)

(圖16.) 10月10日—16日  
探空分析曲線

露點差表示低空濕空氣層是否已向上發展至 700MB 層。我們計算了 11. 日 1200Z 及 12 日 0000Z 之 K 指值分佈情況 ( 如 10. 及 11. ) , 11. 日 1200Z 台灣東部及中南部地區籠罩在 K 值指標 30 內, 12 日 0000Z , 幾乎整個台灣地區均包含在 K 值指標 30 內, 換句話說, 此時台灣地區之大氣屬於不穩定性質

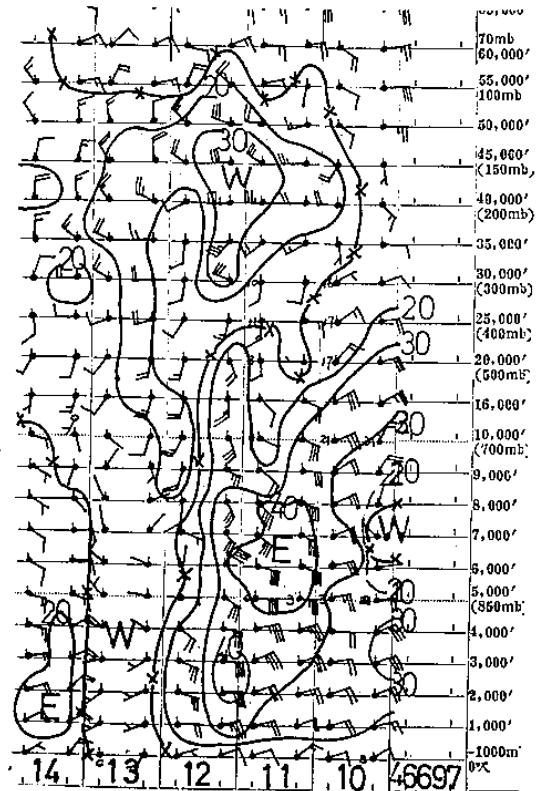
#### (三) 水汽

圖 12. 至圖 15. 分別為 11. 日 1200Z 850MB, 700MB 和 12 日 0000Z 850MB, 700MB 的溫度露點差分佈場, 由圖中可看出大氣在低對流層飽和的情形與實際降水的地區十分配合; 圖 16. 為桃園 ( 夜: 板橋 ) 10. 日 1200Z 至 13. 日 1200Z 連續 4 日 7 次的探空分析, 由此圖可以看出大氣在 11. 日以前低對流層都屬十分乾燥, 10. 日至 11. 日 1200Z, 在探空分析 850MB 至 700MB 間始終可以看出有一逆溫層存乎其間, 此對水汽在低對流層之堆積相當有利, 12 日 1200Z 時, 大氣相對濕度甚高, 發展 400MB 相對濕度仍有 88%, 此乃是氣柱經過混合後的結果。從高空風場分析上 ( 如圖 17. ) , 可以明顯的看出 12 日以前 400MB 以下氣層中幾乎儘為東風層, 近 850MB 在 12 日 0000Z 有一明顯的東風軸, 風速在 40 至 43 KTS 之間, 2000 呎至 3000 呎間亦有另一東風軸, 風速大約與上述相仿, 底對流層之風速增強, 逆溫之存在, 再加上地形之有利 ( 稍後討論 ) , 這對於水汽之聚積實在有很大之助益。

#### (四) 渦度分析

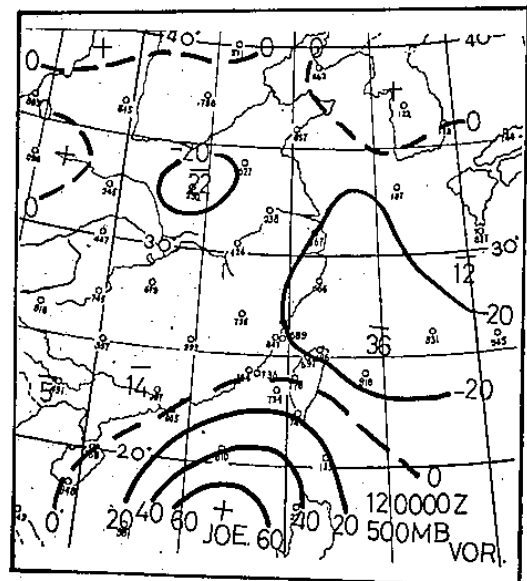
從準地轉  $\Omega$  方程中 ( Holton, 1979 ) , 我們知道要造成強烈的上升運動有兩項可為其強迫機制, 其一為正渦度平流垂直向上增大, 其二為暖平流, 此處我們先討論第一項, 渦度平流隨高度之變化:

從圖 7 中我們可以看出 11. 日 1200Z 時, 850MB 有一東風波槽位於台北和馬公之間, 大致上和中央山脈平行, 同日 700MB 上 ( 見圖 4 ) 亦可檢視出東風波槽在台灣與香港之間, 並超前於 850MB 之東風槽, 至 12 日 0000Z 時, 850MB 東風槽 ( 見圖 6 )



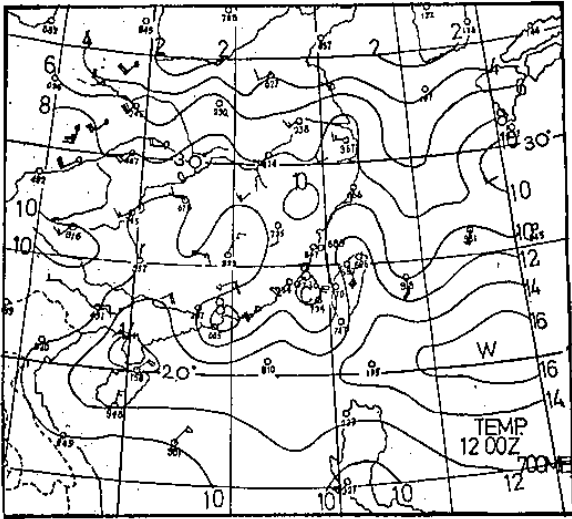
( 圖 17. ) 桃園高空風垂直剖面圖 ×—×—  
代表東西風分界風速單位為 Knots.

已向西移至大陸與馬公之間, 而 700 MB ( 見圖 5 ) 東風槽則向東退至桃園和馬公之間, 由此可見在 12 日 0000Z 時, 台灣北部低對流層中, 渦度平流隨高度有明顯的增大現象, 這無非是提供垂直上升運動有利因子之一, 雖然自日本分析之 12 日 0000Z 500MB 渦度圖中 ( 見圖 18. ) , 似乎渦度已向上逐漸

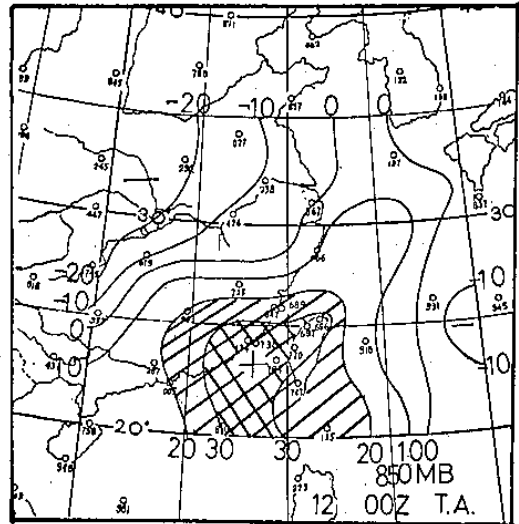


( 圖 18. ) 12 日 0000Z, 500MB 渦度分析圖

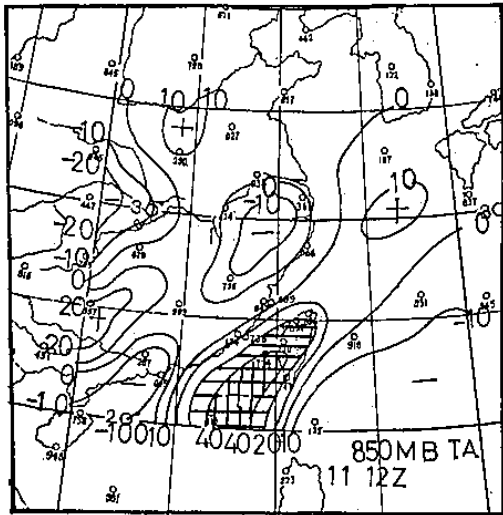




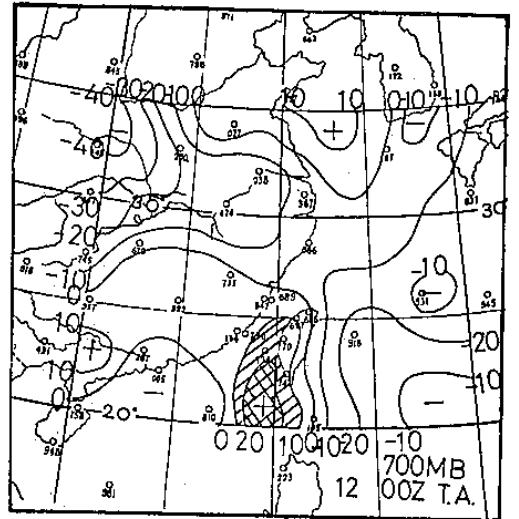
(圖 23.) 12 日 0000 Z 700 MB 溫度場



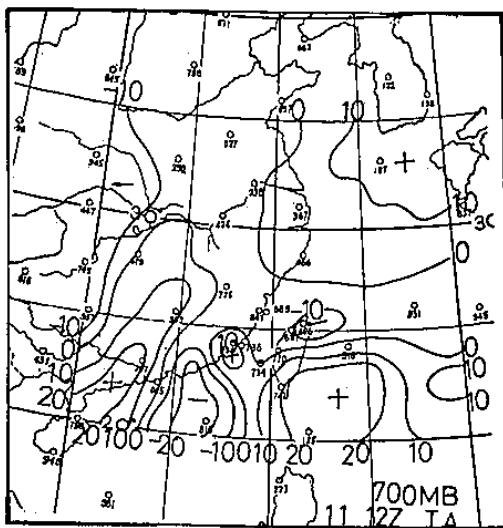
(圖 26.) 12 日 00Z 850MB - V · ∇T 分佈  
斜線區為暖平流區 “+” 為暖平流  
( $10^{-3} \text{ } ^\circ\text{K/sec}$ ) “-” 為冷平流



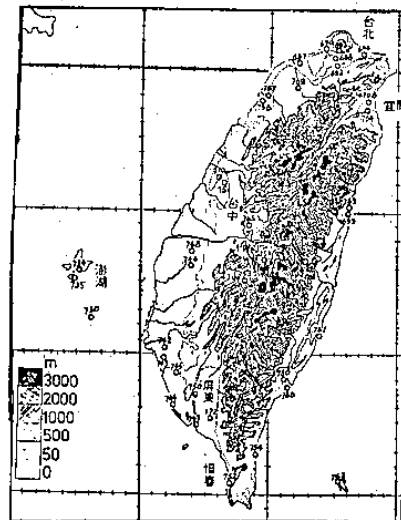
(圖 24.) 11 日 12 Z 850 MB - V · ∇T 分佈  
斜線區為暖平流區 “+” 為暖平流  
( $10^{-3} \text{ } ^\circ\text{K/sec}$ ) “-” 為冷平流



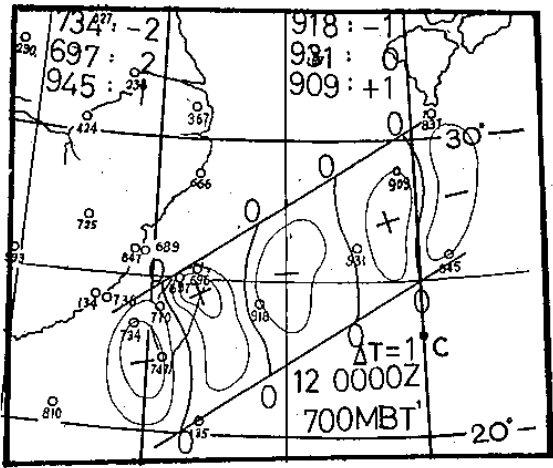
(圖 27.) 12 日 00Z 700MB - V · ∇T 分佈  
斜線區為暖平流區 “+” 為暖平流  
( $10^{-3} \text{ } ^\circ\text{K/sec}$ ) “-” 為冷平流



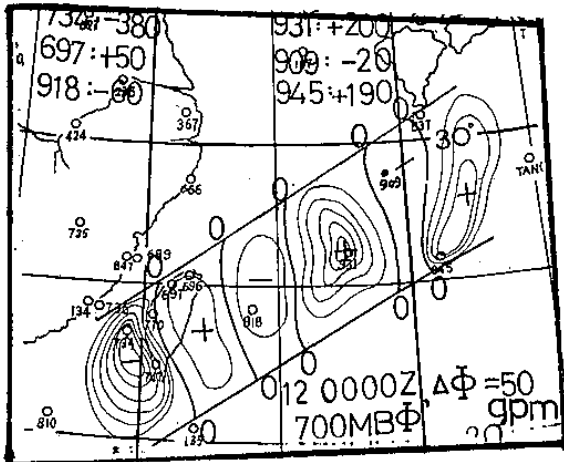
(圖 25.) 11 日 12 Z 700MB - V · ∇T 分佈  
斜線區為暖平流區 “+” 為暖平流  
( $10^{-3} \text{ } ^\circ\text{K/sec}$ ) “-” 為冷平流



(圖 28.) 台灣地形圖。



(圖 29.) 12 日 00Z 溫度擾動場 ( 700MB )



(圖 30.) 12 日 00Z 重力位擾動場 ( 700MB )

最後因受地形作用，迫使氣流抬升，以致釋放不穩定過程，尤較東部其他地區為烈，即在綜觀及中尺度有利條件下，地形配合最佳的地方必有最大的降水（曲與劉，1983）。

### 三、引發宜蘭豪雨可能之中尺度條件

引發中尺度系統之條件早已被廣泛的討論，廖（1982）曾說明在引發中尺度系統中，內重力波輻散比較氣壓分佈有  $\frac{1}{4}$  波長之落後。陳（1982）曾討論中尺度強迫機制。洪（1982）曾討論重力波引發對流胞之機制。張等（1982）分析出大範圍環境場之潛在不穩定是中尺度暴雨發生的極佳條件。劉（1982）分析「五二八」豪雨中，各項有利豪雨之中尺度條件。Chen（1982）曾討論高低噴流之配置以及慣性重力

波在豪雨中所扮之角色。Ni nomiya（1983）曾以觀測分析，找出溫度，濕度及風場中均有內重力波之性質等。為了企圖尋找一些可能引發中尺度的條件，我們分析了：

#### (一) 重力位擾動及溫度擾動

我們利用  $20^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{N}$ ， $118^{\circ}\text{E} - 134^{\circ}\text{E}$  區內分析，首先求其各點上之空間平均值，然後再對其平均值求其擾動，圖29.及圖30.可看出重力位擾動及溫度擾動情況，分析結果顯示，700MB上12日0000Z時，溫度擾動及重力位擾動均呈現有波動型式，同樣地運用此法分析700MB12小時後的溫度擾動及重力位擾動（12日1200Z），則兩者均不存在了，由此分析與NINOMIYA（1983）之結果相吻合，故推測其間有波動性質之存在。

#### (二) 地形：

地形之效應對於綜觀系統及中尺度系統均有相同的重要性，定性上看，它對於上述兩者均可為一強迫項，自上述分析已可明顯看出水汽之充沛，低層之逆溫在宜蘭豪雨暴發前已十分地顯著，此外，雪山山脈及中央山脈所植之各種林木，對於增加地形效應之效果上又是一大助益（陳，1982），豪雨發生前低層東風增強，使得水汽平流值必然大增，高度潮濕之空氣堆積在宜蘭平原內，除向上輸送外，無法他處流溢，在質量守恒條件下，水汽必然被迫向上舉升，如此更加强了原先存在之垂直速度，進而引發了中尺度的對流系統。致於地形效應在此個案中究竟是為中尺度對流系統的機制或過程，則很難定量上加以分析。

#### (三) 衛星雲圖分析：

從衛星雲圖中可看出大範圍雲來自裘依颱風之外圍環流，若以東風波性質分析雲圖上之東風波槽，大致亦可看出其向西移置之徵候，台灣東部在12日0300Z時已可在加強圖中看出有發展很



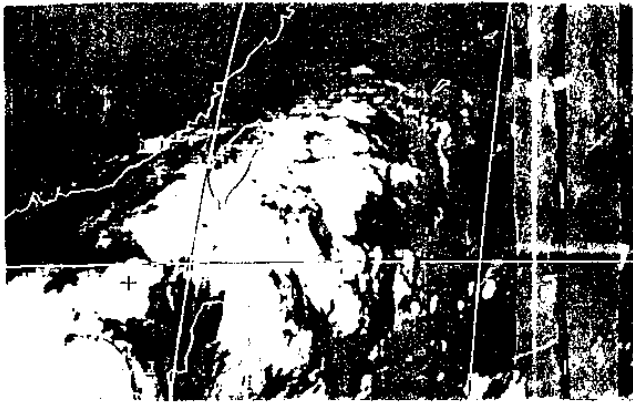


圖 31. 11.日 21 Z IR雲圖

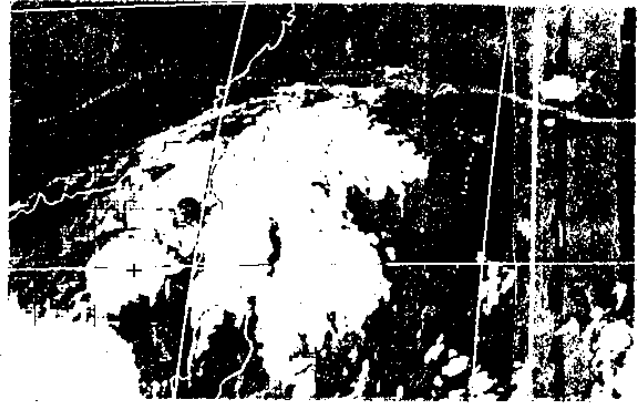


圖 32. 12.日 00 Z IR雲圖

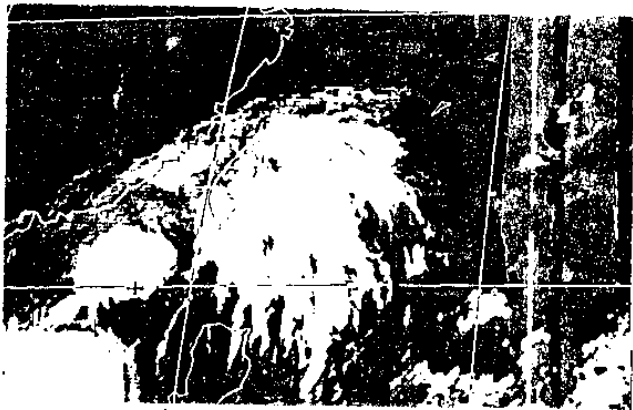


圖 33. 12.日 03 Z IR雲圖

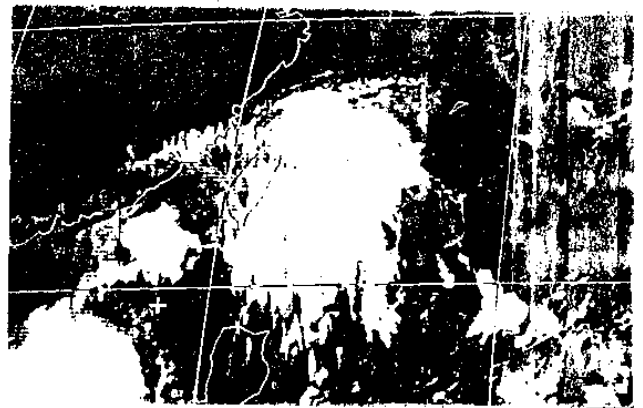


圖 34. 12.日 06 Z IR雲圖

高之小對流雲塊，同時，在12日0000Z時亦可大致看出自台灣南部至台灣東北部外海範圍內，間夾者有發展很高的雲塊，此又和我們所分析的波狀擾動大致配合，（圖31.至34.為11.日21.Z及12.日00Z至06Z IR雲圖）。

#### 四、結論與建議

(一)中尺度系統對於局部惡烈天氣影響之重要性是不容置疑的，然而大範圍的有利條件，也是中尺度系統引發的重要因素，在此個案中，由於時間及空間解析度之限制，因此企圖解釋中尺度系統引發之過程或機制僅不過是一種推論而已。

(二)準地轉 $\Omega$ 方程對於綜觀系統之影響是絕對的，由於溫度平流與渦度平流兩項非獨立存在，會互相影響（Hoskins等，1978），因此若是在諸定壓層中渦度變化十分微弱或不明顯時，則應考慮溫度平流和最大不穩定區之分佈，當強烈暖平流追上最大不穩定區時，或強烈暖平流與最大不穩定區配合時，則會有惡烈天氣產生（

Moddax 1982）。

(三)10.月12.日宜蘭地區大雨綜觀條件之有利者計有水汽供應充足，低層逆溫，正渦度平流隨高度向上增大，暖平流，不穩定度配合，地形等；造成局部地區豪雨則是因為中尺度流系統疊加在綜觀尺度系統上並有適當地形以為配合所致。

(四)此次宜蘭大雨即在前12.小時已有一些徵候，若是透過適當之中尺度預報模式應有相當程度的預報能力。

(五)若是想要明確了解中尺度不同個案中之不穩定機制，除了大範圍環境場之有利外，必須要有足夠的中尺度解析度方可完成其功，因此在深入探討中尺度各種過程中，建立良好的設備及觀測網當算是首要條件。

#### 五、致謝

本文之順利完成，承蒙劉廣英老師督促有加，中央氣象局提供衛星雲圖資料，姚慶鈞老師之精神支持，以及海軍氣象中心劉禎提供部份之原始資料，謹此表最高之謝意。

## 六、參考文獻

1. 曲克恭、劉廣英、張儀峯、葉文欽，1983：  
台灣地區豪雨及暴雨特殊分佈之成因，國科會  
專題計畫 NSCT 2-0202-MOT2-01  
P1 ~ P38。
2. 林沛練、徐天佑、蔣佑良，1982：冬季雷暴  
的個案分析，中範圍天氣系統研討會 P305  
— P315。
3. 邱台光、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，  
P233 — P247。
4. 洪秀雄，1982：中範圍氣象理論模式之評價  
之三—其他現象 中範圍天氣系統研討會  
P361 — P391。
5. 陳泰然，1982：中尺度現象之物理過程與關  
念 中範圍天氣系統研討會 P1 — P29。
6. 陳泰然、紀水上、謝維權；1982：初春華南  
中尺度對流複合系統之個案研究 中範圍天氣  
系統研討會 P593 — P612。
7. 許廣南，1982：初冬中尺度低壓系統及其對  
台灣北部之天氣影響，中範圍天氣系統研討  
會 P273 — P304。
8. 張儀峯、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 P317 — P328。
9. 廖學鎰，1982：中尺度分析與劇烈天氣預報  
之研究發展 中範圍天氣系統研討會 P111  
— P141。
10. 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。氣象預報與分析第  
91期 P1 — P10。
11. Chen Qiushi, 1982: The instability of  
The Gravity-inertia Wave and its  
relation to low-level jet and heavy  
rainfall Jour. M.S.J. 1982 Oct. Ser  
II Vol. 60. No. 5 P1041 ~ P1057。
12. Holton, J.R., 1979: An Introduction  
to Dynamic Meteorology Academic Press  
391PP.
13. Hoskins B.J., Draghici, I & Davies  
, H. C. 1978: A new look at the  $\Omega$   
— equation Quart. J. Roy. Meteor.  
Soc. 104, P31 — 38。
14. Maddox, A. Robert, 1982:  
An examination of Jet Stream  
Configuration; 500MB Vorticity  
advection and low-level thermal  
advection patterns during extended peri-  
ods of intense convection, Mon. Wea.  
Rev. 110, P184 — P197。
15. Maddox, A. R. 1980: Mesoscale convective  
complex, Bull. Amer. Meteor. Soc. 61,  
P1374 — P1387。
16. Niomiya K. 1983: Internal-Gravity-  
wave-like Variations of temperature,  
humidity and wind observed in the  
troposphere down stream of heavy  
rainfall area, Jour. M. S. J. Vol. 61,  
No 1, 1983 Feb. P163 — 169。
17. Trenbrth, S. A., 1978: On the  
interpretation of the diagnostic Quasi-  
geostrophic Omega equation. Mon. Wea.  
Rev., 106 P131 — P137。

The Case Study of I-LAN Heavy Rainfall on  
Oct. 12. 1983

Da-Gang Pan Kai-Chung Chang Tian-Yow Shyu

Weather Central, CAF

ABSTRACT

The case of heavy rainfall on Oct. 12, 1983 at I-LAN is studied. Recods showed that the heavy rainfall concentrated at 0600H and 0900 to 1200 H, Total rainfall amount is 245. 3mm during 0000-2400H that day. It was, viewed through the areal distribution of rainfall, absolutelly a local phenomenon. In order to illustrate the favorable synoptic conditions for the case. We analyzed stability K-INDEX, moisture, vorticity and temperature advection etc. In addition to those meteorological fields, we also check it by satellite imaginaries.

We found, during the case, significant temperature and geopotential wave-like perturbations over east of Taiwan. This kind of wave-like perturbations no longer existing after I-LAN heavy rainfall 12 hrs later.

