

台灣北部地區1980年11月19日異常降水個案研究

李金萬

陳泰然

民用航空局氣象中心 國立台灣大學大氣科學系研究所

(中華民國七十二年一月八日收件，同年二月二十日修正)

摘要

台灣北部地區冬季東北季風影響期間，常有異常降水之發生；根據陳與劉（1981）氣候分析研究指出於台灣地區在廣泛之東北風氣流控制下，在無可辨認之綜觀尺度天氣系統情況下，約有40%異常降水發生。本文即針對1980年11月19日地面在盛行之東北季風影響下，台灣北部地區中尺度異常降水之氣象條件與可能激發機制之研究。

結果顯示，有利於異常降水之綜觀條件包括(1)因海陸摩擦之差異產生之低層局部輻合。(2)500mb以下之深厚潛在不穩定大氣。(3)500mb與300mb之速度輻散。而引發異常降水之機制，似為850mb東風波槽與700mb東風波脊。因為波槽與波脊移至中央山脈之西，提供了台灣北部地區動力強迫上升運動，激發此區中尺度之異常降水。比較陳等（1980）之個案研究，顯見兩者在700mb以下之低層均有動力強迫上升運動，以激發中尺度對流系統發展；但1980年個案在700mb西風短槽以東產生異常降水，而本個案則在東風短波脊以東發生。

一、前言

本文係針對1980年11月19~20日台灣北部（花蓮~新竹以北）異常降水之個案進行分析研究。台灣北部地區在冬季東北季風影響之下，異常降水（此名詞並非十分妥當，僅係暫稱，定義為日雨量較氣候平均值日雨量值大於2個標準差）氣候統計顯示（Chen and Liu 1981），伴隨之主要綜觀形勢以東北季風型（沒有任何可以辨認的地面天氣系統）最多，佔總異常降水次數的38%，預報上困難也最大。陳等（1980）針對1979年12月15~17日個案分析顯示，此種系統範圍不大，為中尺度的連續性強烈強水，其發生與維持的物理機制，主要是強勁持續的東北季風經暖洋面，獲得水汽，到達台灣東北部時，因海陸摩擦效應的差異及局部環流與盛行風的交互作用所形成的局部輻合，以及低對流層動力與熱力的持續強迫上升運動作用，而形成雨勢較大的連續性降水。

本文係針對1980年個案之分析，研究其降水特徵及物理機制，並與1979年個案比較，以了解低對流層主要激發機制的異同，俾有利於爾後對冬季異常降水的預報。

二、資料與分析

所用資料包括台灣北部地區中央氣象局所屬測站（包括自動雨量站古魯、雙蓮埭及牛鬥等）及民航局中正機場18~20日逐時降水量及日雨量觀測。分析降水特徵，包括日雨量、6小時雨量、3小時雨量及逐時雨量。並利用空軍氣象中心所收之日本GMS-1紅外線氣象衛星雲圖配合氣象局花蓮雷達站（宜蘭南方約90公里）回波圖及傳統綜觀天氣分析，以確定中尺度降水系統之特徵。同時選取研究區域（台北）及上游（石垣島）測站探空資料分析大氣穩定度變化。GMS-1雲圖因18日1800 GMT與19日1800 GMT收視情況不佳，未予採用而增用18日0900 GMT及19日2100 GMT雲圖；每3小時觀測的雷達回波圖則相當完整。

三、GMS-1紅外線雲圖與雷達回波

圖1為11月18日0600 GMT—20日0600 GMT之GMS-1氣象衛星紅外線雲圖。見18日台灣北部上空並無具有組織之中尺度對流雲存在；19日0600 GMT在台灣東方海面上空有兩條顯著中尺度對流雲系發展，呈東北—西南走向。此時台灣東部外海回波（圖2）雖然零散，但

可辨認出東北—西南走向之帶狀排列；其中之一分佈於 23°N 、 122°E 與 24°N 、 123°E 之間，回波高度 25,000 呎；此系統東方亦約略可見東北—西南走向之帶狀排列零散回波，回波高度 36,000 呎；此回波高度可作為估計衛星雲圖所示中尺度對流雲系雲高之參考；1200 GMT 時此二雲系西移加強合併而成由台灣南端向琉球群島之組織性對流系統；雷達回波亦顯示該系統範圍增大，更有組織，回波高度在 28,000 呎—38,000 呎之間；此時台灣東北部地區及鄰近海面中尺度對流系統亦旺盛發展，由雲圖估計該系統之特性長度約為 100 公里；因地形限制，雷達僅能觀測到宜蘭以南降水情況，該區回波高度達 27,000 呎；2100 GMT 台灣北部海面至東海一帶則發展出範圍廣大且有組織之對流雲系，亦為對流雲系發展最強盛時期；東北部外海雷達回波高度達到最高為 33,000—50,000 呎；之後此雲系強度減弱，東北部外海回波高度亦降至 25,000—35,000 呎，最大對流區域並向東北移動；於 20 日 0600 GMT 時對流雲已移至 28°N ， 125°E 左右。

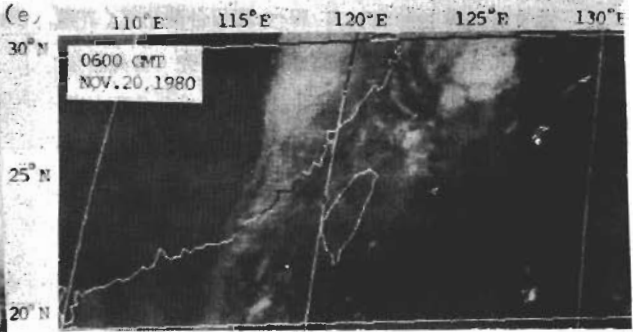
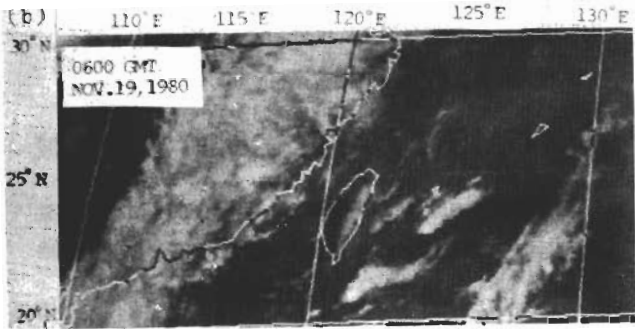
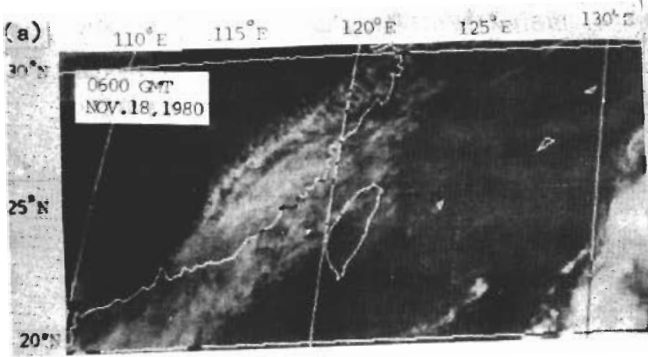
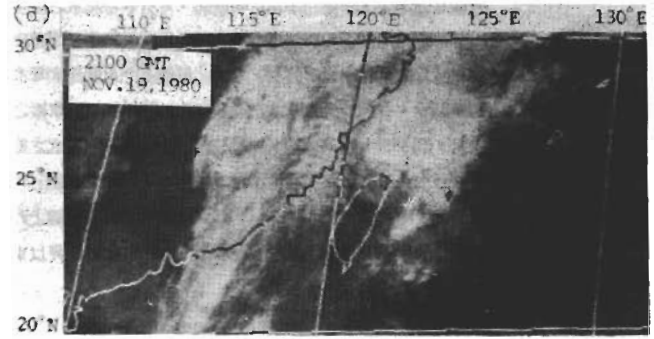
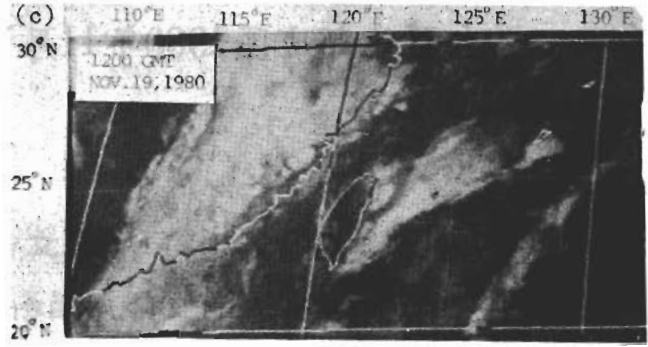


圖1 1980年11月18—20日GMS-1紅外線雲圖，
(a) 18日0600 GMT，(b) 19日0600 GMT，
(c) 19日1200 GMT，(d) 19日2100 GMT，
(e) 20日0600 GMT。

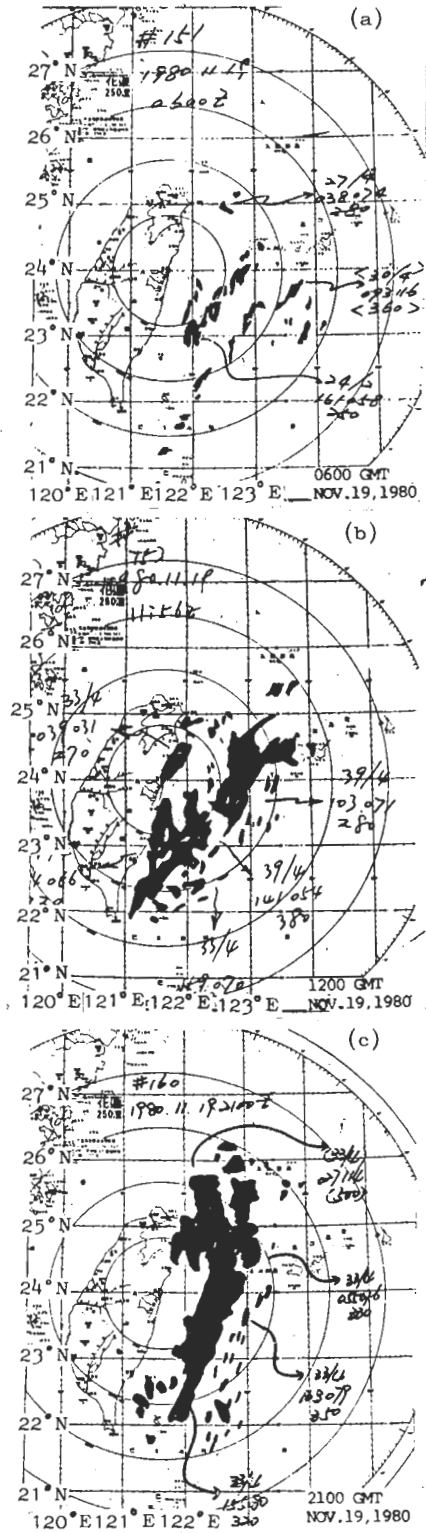


圖2 1980年11月19日花蓮雷達觀測之回波分佈，
 (a) 0600 GMT, (b) 1200 GMT, (c) 2100 GMT。

四、降水特徵

1. 日降水量

圖3為18日—21日北部地區日降雨量分佈(以地方時, LST, 為準)。18日除雙蓮埤、牛鬥與古魯超過50公厘外, 其他各處雨量均少; 古魯雨量最大達674公厘, 牛鬥125公厘; 19日花蓮以北之北部及東部地區雨量幾皆超過100公厘, 最大中心在牛鬥達298公厘; 20日北部大部份地區雨量仍然大於100公厘, 但已較19日為少; 21日雨量更少, 僅小部份地區超過10公厘。比較衛星雲圖(圖1), 顯然18日降水現象屬於非常局部性之小範圍對流; 19—20日則為有組織之中尺度對流雲系導致北部地區較廣之異常降水。

2. 6小時降水量

為了解19—20日北部地區異常降水之中尺度特徵, 分析每6小時之總降水量其分佈如圖4所示。19日01—06 GMT降水可分為兩區, 最大降水發生於台灣北端, 次大降水量發生於宜蘭鄰近區域; 之後6小時間, 宜蘭(104.3公厘)變成主中心, 北端雖為次中心但仍較前6小時增加; 13—18 GMT主中心向西南移, 最大值297公厘發生於牛鬥, 北端次中心亦較前6小時更增加, 最大值152.7公厘發生於台北; 再次6小時(19—24 GMT)宜蘭附近之主中心已不復見, 降水量最大中心似已向東北移至基隆、彭佳嶼之間, 雨量向南遞減; 20日01—06 GMT(圖未示)北部地區僅有少量降水, 顯然降水系統已消散並移出本區。

3. 3小時降水量

上述6小時總降水量分析顯示, 宜蘭及鄰近之最大降水首先發生於宜蘭, 故以宜蘭開始降水時間為準分析3小時之總降水量分佈, 以了解更細節之中尺度對流降水特徵。19—20日每3小時降水量分佈如圖5所示; 19日03—05 GMT最大中心發生於台灣北端, 基隆為20.1公厘; 之後的3小時(06—08 GMT)雨勢稍減, 最大中心仍在北端; 09—11 GMT, 呈雙中心形式, 最大中心發生於宜蘭為64.3公厘, 次大中心仍在北端為22.2公厘; 12—14 GMT最大中心向西移至雙蓮埤為105公厘, 大雨區向南擴張; 此時北端中心已不復

見，但各地降水均較前3小時有顯著增加。因地形阻擋使花蓮雷達未能觀測到最大降水區域之回波高度；12 GMT之雲圖顯示東北地區及鄰近海面有中尺度對流旺盛發展，比較該中尺度對流雲系及鄰近雷達回波，顯見此時對流雲高度最少27,000呎。15—17 GMT最大中心再向西南移至牛鬥為209 公厘，此為發生3小時最大降水時段；之後最大中心移至北端再轉向東北移，北部地區雨勢亦漸小。

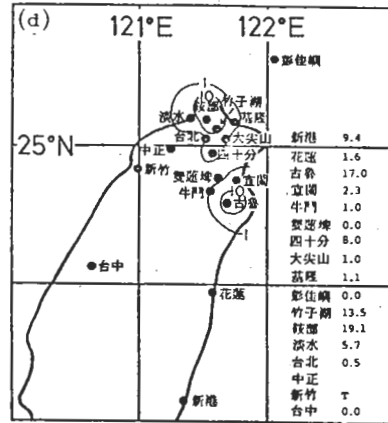
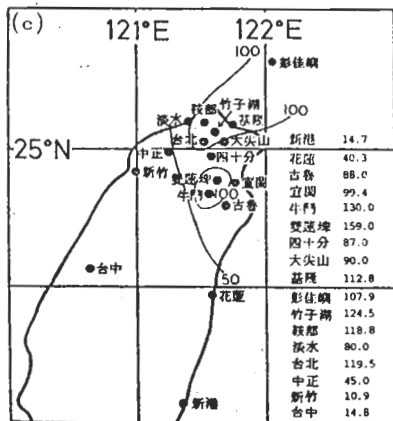
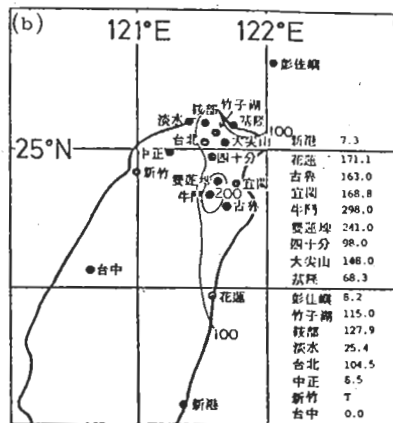
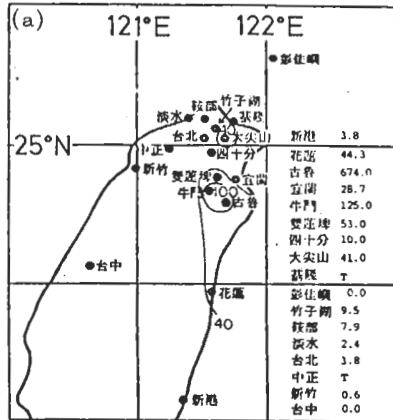
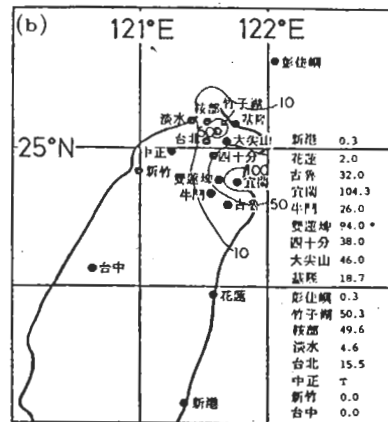
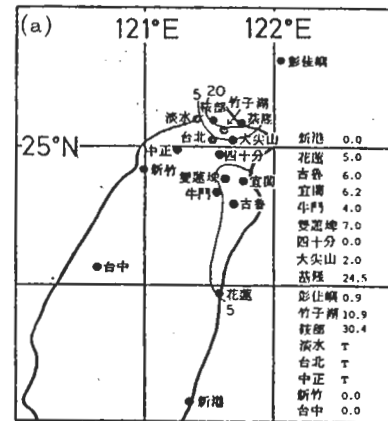


圖3 1980年11月18—21日之日雨量(公厘)分佈
(a) 18日, (b) 19日, (c) 20日,
(d) 21日。



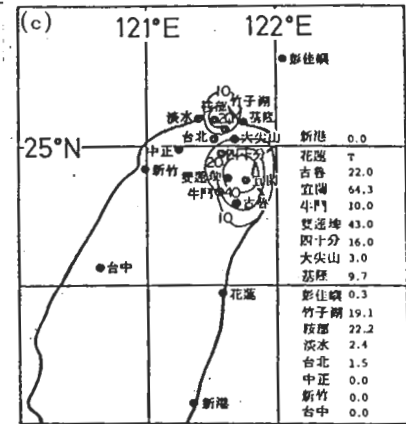
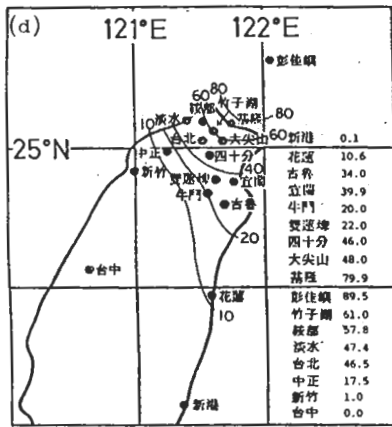
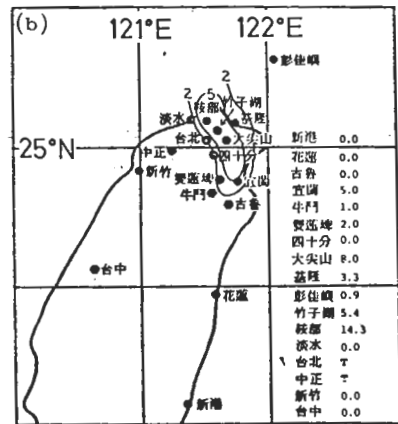
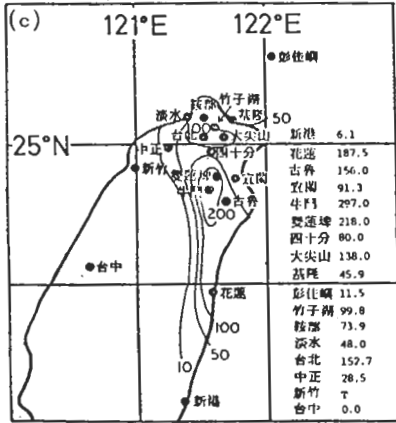
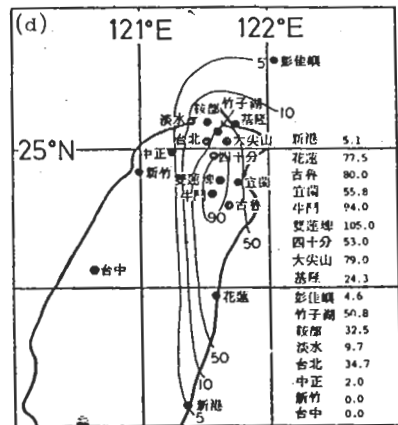
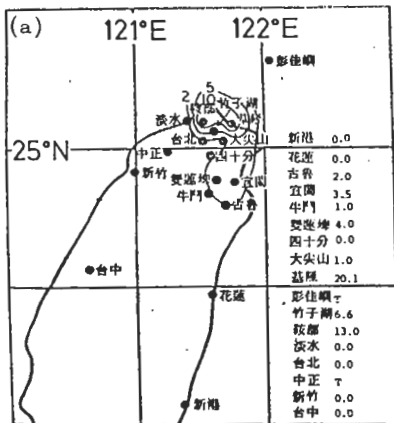


圖4 1980年11月19-20日6小時降水量(公厘)分佈。(a)19日01-06 GMT。(b)19日07-12 GMT。(c)19日13-18 GMT。(d)19日19-24 GMT。



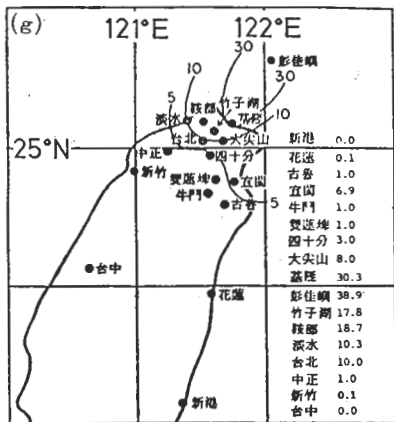
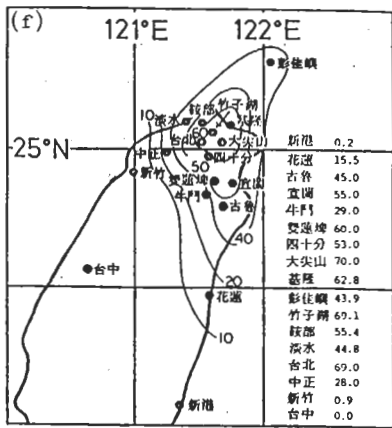
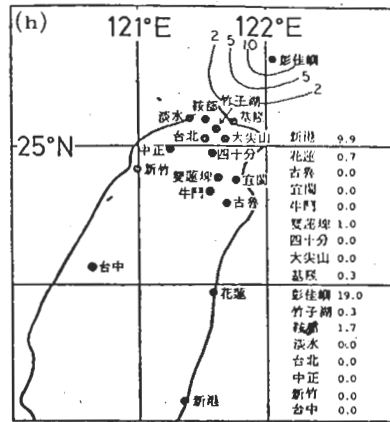
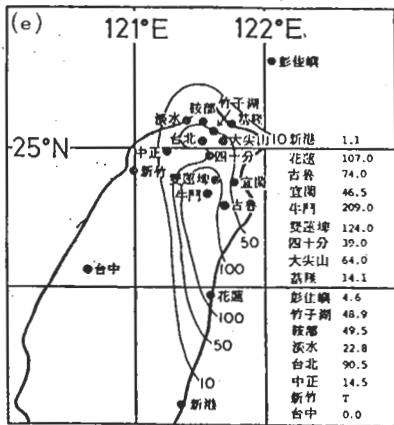


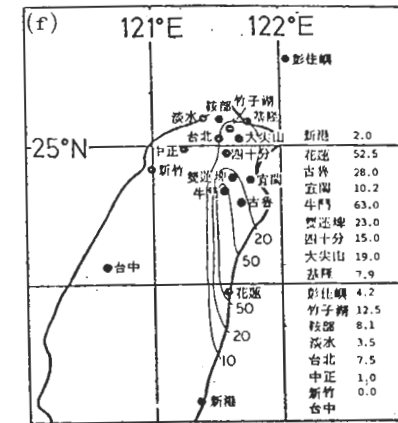
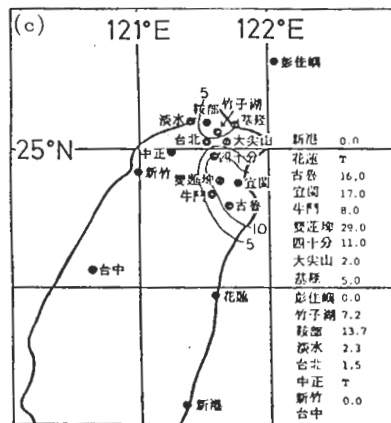
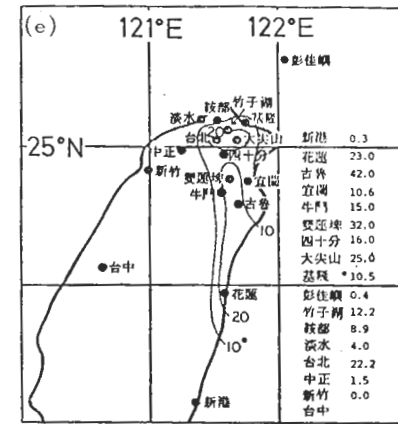
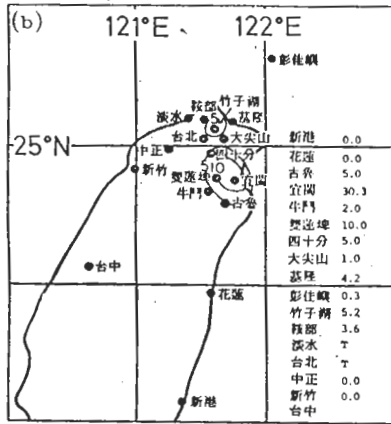
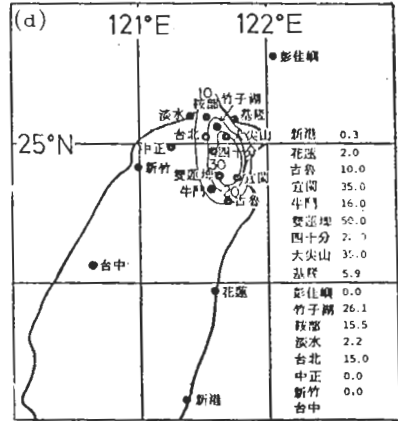
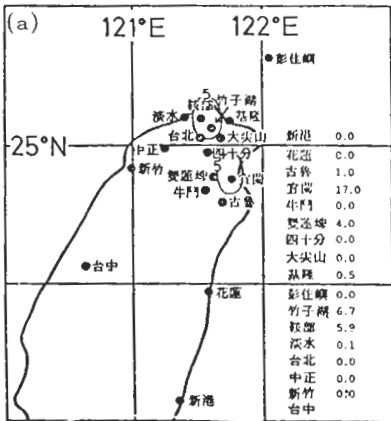
圖5 1980年11月19-20日每3小時降水量(公厘)分佈, 19日(a) 03-05 GMT, (b) 06-08 GMT, (c) 09-11 GMT, (d) 12-14 GMT, (e) 15-17 GMT, (f) 18-20 GMT, (g) 21-23 GMT, 20日(h) 00-02 GMT。

4. 逐時降水量

19日 09-20 GMT之逐時降水量分佈, 如圖6所示。09 GMT-11 GMT有南北二中心(宜蘭與竹子湖), 在此期間南中心由宜蘭移至雙蓮埤; 12 GMT時各地降水量普遍增加, 兩中心已合併為一, 最大值仍發生於雙蓮埤; 13 GMT時又出現南北兩中心, 南中心移至古魯; 14 GMT再度合併以牛鬥為最大值; 15-18 GMT均有兩中心, 且以南中心較大並由牛鬥移回雙蓮埤; 19 GMT兩中心又見合併並向東北移至基隆; 20 GMT再向東北移, 北部地區各地雨量減少。

5. 降水開始時間

圖7為降水量大於2公厘/時之開始時間分佈。顯見降水最先開始於台灣北端, 漸向南擴展。圖8為降水量大於20公厘/時之開始時間分佈; 由逐時雨量隨時間分佈(圖未示)可見大於20公厘/時之降水量, 可以代表主要中尺度對流雨系統, 顯然這些系統開始於宜蘭, 然後向西及南北擴展。



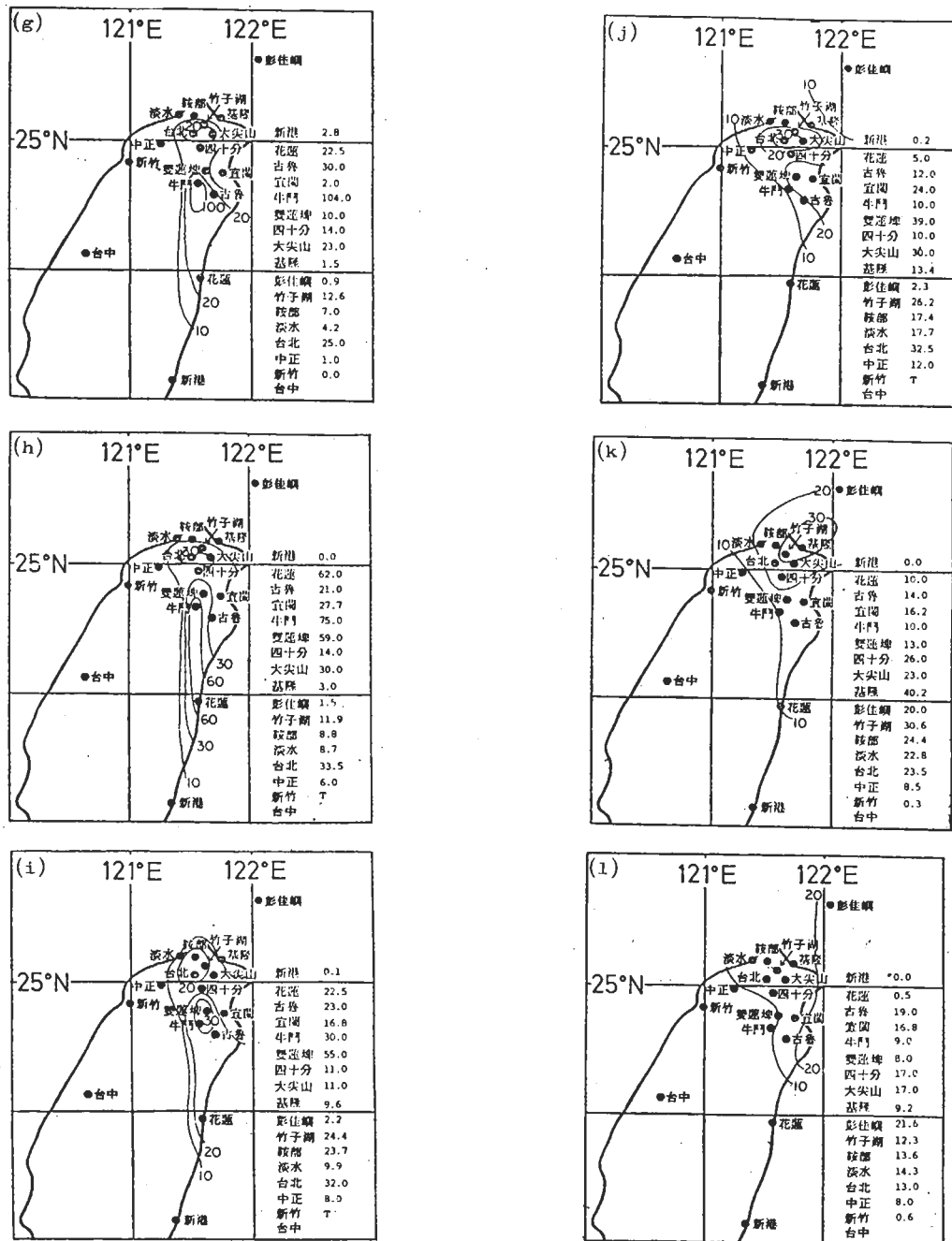


圖6 1980年11月19日09-20GMT逐時降水量(公厘)分佈, (a) 09GMT, (b) 10GMT, (c) 11GMT, (d) 12GMT, (e) 13GMT, (f) 14GMT, (g) 15GMT, (h) 16GMT, (i) 17GMT, (j) 18GMT, (k) 19GMT, (l) 20GMT。

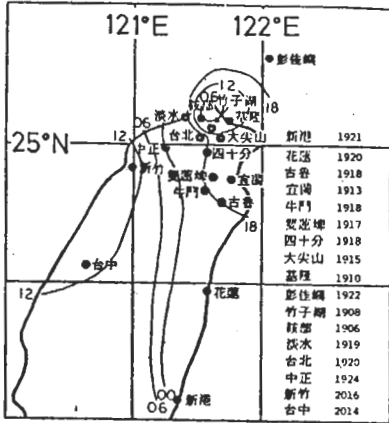


圖7 1980年11月19-20日北部地區異常降水，開始大於2公厘/時降水之時間分佈(地方時)

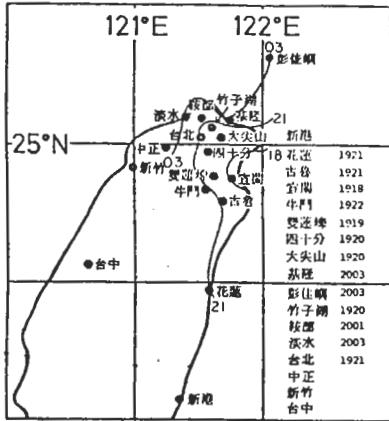


圖8 1980年11月19-20日北部地區異常降水，開始大於20公厘/時降水之時間分佈(地方時)

6. 平均降水量之日夜變化

分析1980年11月15-22日間平均降水量日夜變化(圖未示)。顯示各站有一共同點，即夜間大於白天，且最大值幾皆發生於午夜前後時段之23LST-03LST;台北、淡水及彭佳嶼之白天幾無降水;顯然北部地區異常降水之逐時雨量有顯著之日夜變化。

五、綜觀分析

分析19日00 GMT-20日00 GMT每6小時之地面綜觀天氣形勢發現此段期間分裂高壓在日本海向東移動，台灣地區在典型東北季風影響之下。因海陸摩擦差異，台灣東部及東北部沿海之東北風一般均較海上微弱。19日00 GMT(圖9 a)東風氣流內有一波動約在130°E，向西移動，於18 GMT(圖9 b)此東風波到達東海;20日00 GMT時(圖9 c)此波動仍在東海且向北加深。因為19日09-20 GMT之北部地區中尺度對流降水最強且有組織，故再分析台灣及其鄰近地區此期間每3小時地面中尺度綜觀天氣形勢如圖10所示。由此中尺度分析顯見在盛行東北季風之下因中央山脈地形阻隔，使冷空氣在迎風面堆積而形成一中尺度高壓脊，背風面相對形成一滯留性低壓槽，而台灣東部外海之東風波動更為明顯且向西移。比較衛星雲圖顯示;19日12 GMT時東海之東風波未伴有明顯雲系，128°E之東風波有顯著雲系伴隨，但對流微弱;由台灣南端至琉球群島之間則有組織之中尺度對流雲系，這些對流雲系顯係伴隨台灣東部外海之短波槽。此時台灣東北部及鄰近海面之中尺度對流雲系之下為中尺度高壓脊，其強度較09 GMT時有顯著增強，而最大降水在雙蓮埕為50公厘/時，因此小型高壓脊顯係伴隨對流降水之下沖流而加強。之後，兩東風波之間距離逐漸縮短，於20日00 GMT合併加強於台灣北部至東海形成主要東風波，此時該區雲系組織且對流旺盛。

圖11為19日00 GMT-20日00 GMT之850 mb天氣圖。高壓中心在韓國、日本一帶向東移動，其南盛行東風氣流;19日00 GMT有一東風波動在128°E左右;於12 GMT西移至中央山脈;20日再西移至台灣海峽;此東風波槽及鄰近皆伴有飽和空氣，19日12 GMT之飽和區主要集中在波槽以東，該區即為圖1衛星雲圖所示之主要對流雲系區域。

圖12為19日00 GMT-20日00 GMT 700 mb天氣圖。19日00 GMT移動性高壓在日本九州，有一短波脊位於東港與台北之間;19日12 GMT在台灣與九州之間似可分析出分裂高壓，此時短波脊已移至台灣海峽與中央山脈之間;20日00 GMT 移動性高壓已東移至九州東方海面，此短波脊迅速減弱，幾不可辨認。

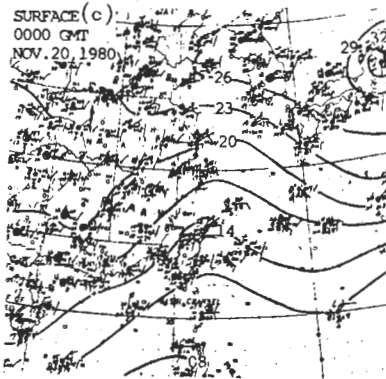
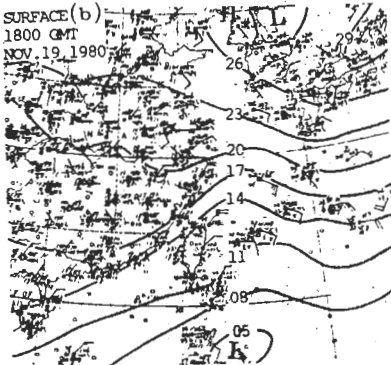
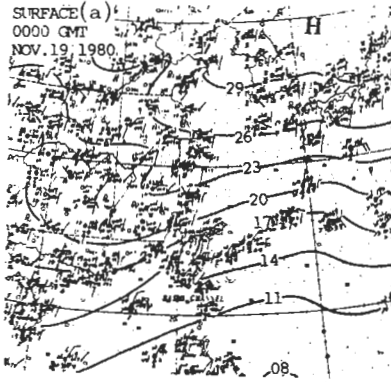


圖9 1980年11月(a)19日00GMT、(b)19日18GMT及(c)20日00GMT之地面天氣圖。

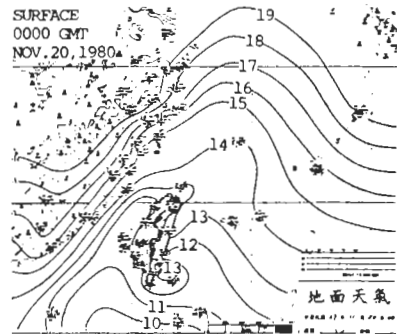
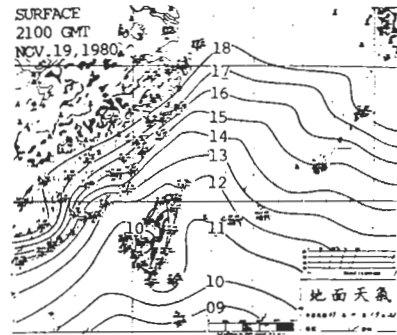
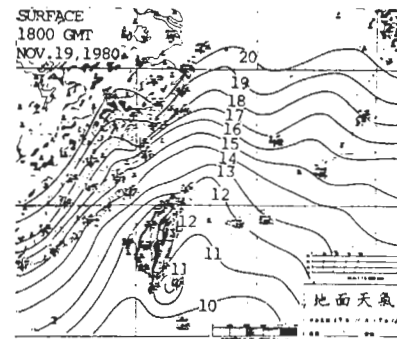
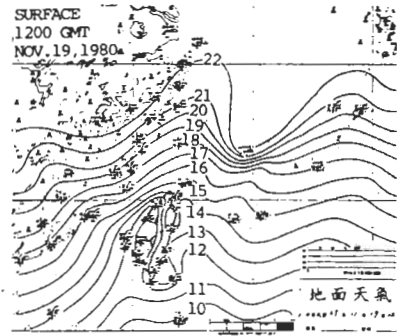
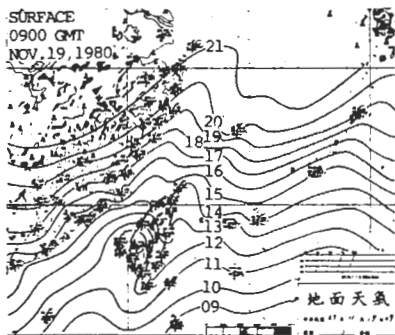


圖10 1980年11月19日09GMT-20日00GMT每3小時之中尺度地面天氣圖(15GMT缺)。



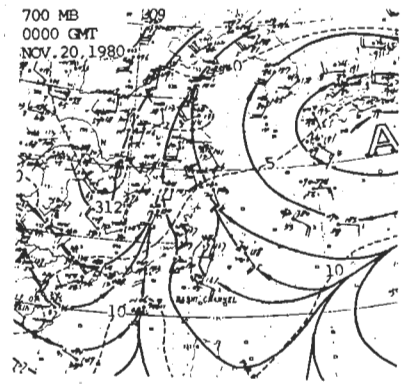
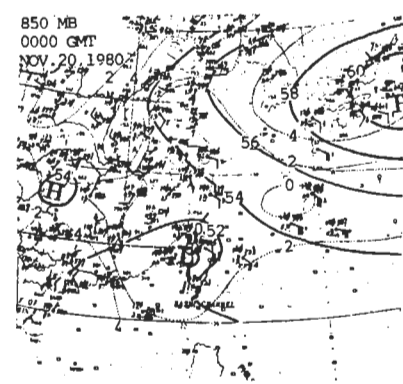
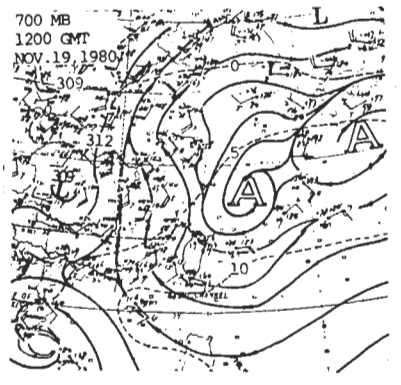
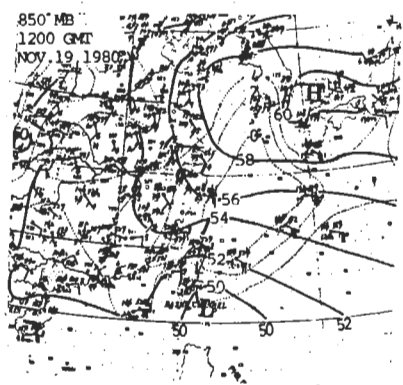
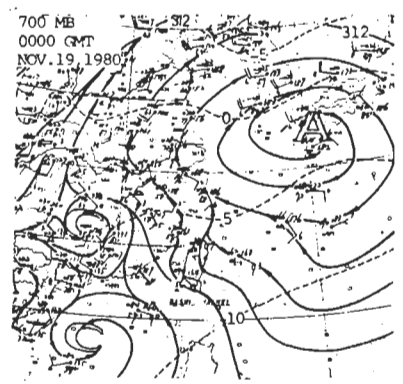
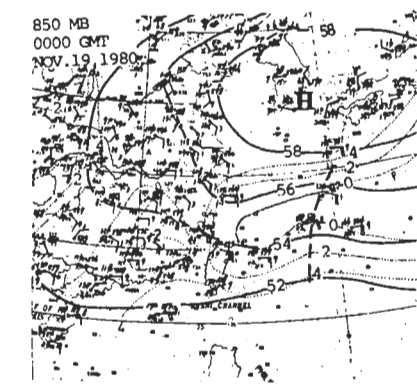


圖11 1980年11月19日00 GMT-20日00 GMT之
850 mb等高線 (dam) 與溫度-露點差 (°C)
分析。

圖12 1980年11月19日00 GMT-20日00 GMT之
700 mb等高線 (dam) 氣流線與等溫線 (°C)

圖13為19日500 mb天氣圖。00 GMT台灣及鄰近地區在太平洋高壓脊與大陸西風槽之間盛行西南風，此時台灣北部地區有分流形式；12 GMT之後西風槽東移且太平洋高壓因西風脊之移入而加強，使台灣及鄰近地區轉成偏南氣流同時台灣北部地區有速度輻散。圖14為300 mb天氣圖。19日12 GMT台灣北部地區有速度輻散；20日00 GMT且有分流形式。

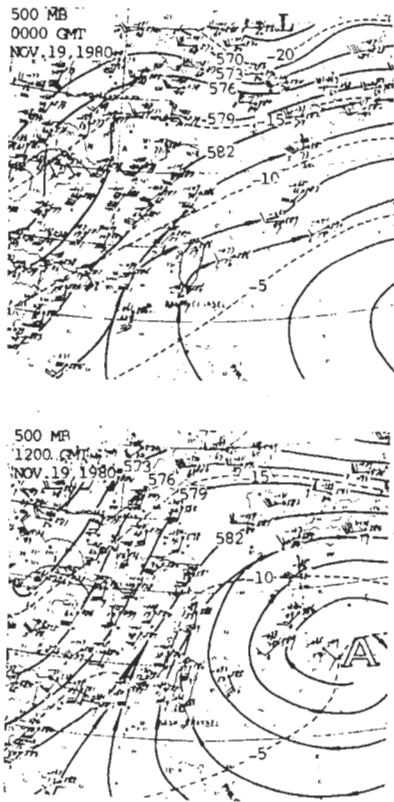


圖13 1980年11月19日(a)00 GMT、(b)12 GMT之500 mb等高線(dam)、氣流線與等溫線(C)。

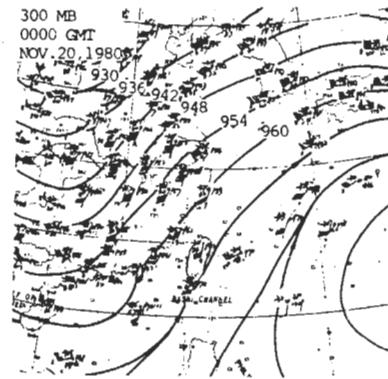
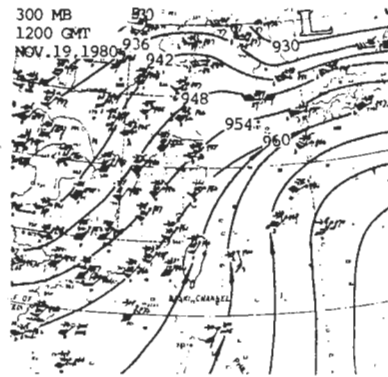


圖14 1980年11月(a)19日12 GMT、(b)20日00 GMT之300 mb等高線(dam)與氣流線

六、討論與結論

1980年11月19日(01-24 LST)以牛鬥為中心的北部地區異常異水(圖3b)，其中尺度對流系統發生於宜蘭及其東部沿海，之後向西及南北移動擴張(圖8)。圖1b、c衛星照片顯示，此對流系統於19日06-

12 GMT(14-20 LST)發展於宜蘭及鄰近海上，而導致19日09-11 GMT以宜蘭為中心(64.3公里)之中尺度對流降水；之後最大中心西移至雙蓮埤(105公里)，降雨範圍擴大且強度增加；15-17 GMT中心向南移至牛鬥強度增至209公里，達到最大降水強度及範圍(圖5e)。逐時雨量(圖6)亦顯示出相同的情形；19日09 GMT最大降水中心由宜蘭首先發生，之後西移至雙蓮埤再南移至牛鬥；15 GMT牛鬥最大雨量由前小時之63公里增至104公里而達最高值；16 GMT仍以牛鬥為最大值75公里(圖6g、h)

圖15為台北19日00 GMT-20日00 GMT之相當位階線。顯見地面至300 mb僅具很小之潛在不穩度。本次異常降水主要集中在東北部地區，故在中央山脈背風面之台北探空顯然未能代表東北部地區之大氣，因此分析上游地區最近之石垣島探空相當位

溫，如圖16所示。19日12GMT潛在不穩定層深厚，由地面伸至500mb；若地面空氣對流上升則其雲頂至少在300mb以上，此約為當時雷達回波高度27,000呎（圖2b）；石垣島附近對流發生之後（圖1c），20日00GMT因對流加濕加熱中高對流層而使對流不穩度減少。

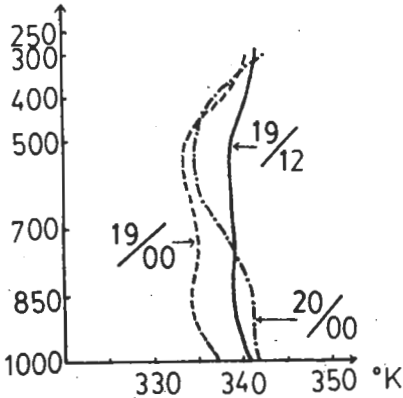


圖15 1980年11月19日00GMT-20日00GMT台北 θ_e (K)垂直剖線。

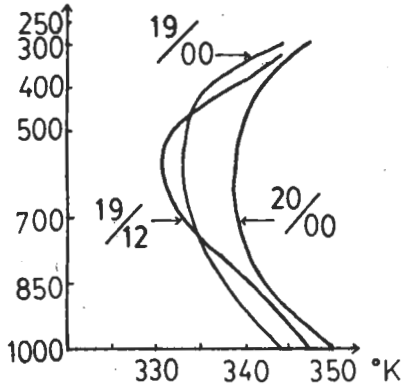


圖16 1980年11月19日00GMT-20日00GMT石垣島 θ_e (K)垂直剖線。

地面圖（圖9、10）顯示，19日09與12GMT台灣東北部海面有短波槽，且東北部沿海因海陸摩擦差具有顯著的速度輻合。850mb東風槽於19日12GMT移至中央山脈或以西，台北該層風由12小時前100°逆轉為80°，故此時東北部地區之中尺度對流降水及雲系位於東風波之槽東；因此850mb東風波槽負渦度平流區在東北部地區可能提供額外的水平輻合而激發中尺度對流系統之發展。700mb之高壓脊於19日12GMT時由12小時前所在位置向西北移至台灣海峽及台灣西部，使台灣東北部地區位於東風脊後之氣旋式渦度平流區。因此，正渦

度平流之向上增加（850mb至700mb）提供低對流層動力強迫上升運動，可能為激發中尺度對流系統導致異常降水之主因。此外19日12GMT500mb與300mb在台灣中北部地區之速度輻散亦為對流發展之有利條件。本個案與1979年12月15~17日個案最大差異在於700mb前者異常降水發生在東風脊後而後者在西風槽前；兩者在700mb以下均有正渦度平流向上增加提供強迫上升運動，以激發中尺度對流系統發展；因此中、低對流層短槽或短脊對中尺度系統的激發佔有同等之重要性。

圖1d所示為19日21GMT衛星雲圖，在台灣北部至東海發展之組織對流雲系可歸因於該區地面東風波之加強；由琉球群島附近西移之東風波於20日在東海與另一滯留東風波合併而加強，此東風波伴隨之水平輻合舉升黑潮下風區暖濕空氣而形成有組織之對流雲系。該區20日00GMT500mb與300mb之分流氣流亦為對流發展之有利條件。

綜合上述，結果可歸納為下列數點：

- 1 本個案中尺度異常降水之有利條件包括
 - (a) 東北部沿海因海陸摩擦差與產生之低層局部輻合。
 - (b) 500mb以下之深厚潛在不穩定大氣。
 - (c) 500mb與300mb台灣北部地區之速度輻散。
- 2 此中尺度異常降水之激發機制似為850mb東風波槽與700mb東風脊移至此區之西，使此區位於850mb槽東及700mb脊東；如此，正渦度平流之向上增加提供此區動力強迫上升運動而產生中尺度對流及異常降水。
- 3 1980年11月19日21GMT發生於台灣東北部海面及東海有組織對流雲，主要可能係由地面東風波之合併加強提供額外水平輻合而來；500mb與300mb之分流形式則有利其發展。

致謝

我們感謝中央氣象局、空軍氣象聯隊及民航局提供資料。本研究在國科會NSC-70-0202-M002-03支援下完成。

參考文獻

陳泰然、李金萬、劉廣英，1980：東北季風影響下台灣北部異常降水之個案分析。大氣科學，7,73-84。

Chen, G. T. J., and K. Y. Liu, 1981: On the winter abnormal heavy rainfall (AHR) over northern Taiwan. Papers Meteor Res., 4, 1&2, 1-12.

CASE STUDY OF HEAVY RAINFALL OF 19 NOVEMBER 1980 OVER NORTHERN TAIWAN

Chin-Wan Lee
Taipei Meteorological Center, Civil Aeronautics Administration

and George Tai-Jen Chen
Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei

ABSTRACT

The heavy rainfall event over northern Taiwan during the northeast monsoon season in winter is not an uncommon phenomenon. Climatological study by Chen and Liu (1981) indicated that about 40% of all the heavy rainfall events occurred in the absence of any detectable surface weather systems over Taiwan except a broad scale northeast monsoonal flow. The present paper is to study the meteorological conditions and possible triggering mechanism for a case of mesoscale heavy rainfall over northern Taiwan which occurred on 19 November 1980 during prevailing surface monsoonal flow.

Results indicate that the following conditions are favorable for heavy rainfall to occur: 1) a local surface convergence generated by the land-sea differential frictional effect, 2) a deep layer of potentially unstable air from surface to 500 mb, 3) a speed divergence at 500 and 300 mb. The triggering mechanism for the heavy rainfall appears to be an easterly wave trough at 850 mb and an easterly wave ridge at 700 mb. Both are located to the west of the Central Mountain Range, therefore provide a dynamical forcing for upward motion to the northeast of Taiwan which triggers the mesoscale heavy rainfall over that area. This is different from a previous case study by Chen et al (1980). In that case, a 700 mb westerly short wave trough was located to the west of Taiwan although dynamical forcing for upward motion in the lower troposphere were the same for both cases.