

冬至前夕台灣地區飢線系統之初步分析：1989年12月21日個案

紀水上

陳泰然

中央氣象局

國立台灣大學

氣象衛星中心

大氣科學研究所

摘要

本文利用傳統地面與高空觀測逐時降雨量及每小時雷達與衛星資料，分析1989年12月21日1400-1500LST發生於台灣海峽飢線之演化、形成與加強的綜觀與中尺度環境條件。初步結果顯示，台灣北部至海峽地區，地面至850 mb 低層有東風槽擾動，700 mb 暖濕空氣有強烈輻合，並有700 -500 mb 短波槽以及高對流層的分流等為對流系統形成之先驅有利環境條件。近地層加熱、地面低壓區輻合以及渦度平流隨高度增加之強迫作用，導致強烈上升運動以致穿過850 - 800mb 穩定層而釋放其底下之不穩定度，引發對流系統之形成。對流系統沿著東北—西南走向之850 mb東風槽及700 mb 線性輻合帶發展而導致線狀組織之飢線系統。飢線系統形成後在此有利條件下發展，當向東北移至台灣西北海岸時，可能因台灣地形導致之差異摩擦效應及台灣海峽低層西風偏向至台灣北部沿海風切區，額外加強該區之輻合而導致系統急速發展。

中尺度數值預報結果顯示，台灣海峽之地面至850 mb東風槽及台灣北部之低壓環流均有掌握，唯預報強度與實際分析者稍有差異。顯然此種中尺度預報模式在該類天氣系統之預報俱有應用價值。

一、前言

有組織的中尺度對流系統 (mesoscale convective systems; 簡稱MCSs) 一般可分為多胞、近似圓形之中尺度對流複合體 (mesoscale convective complexes; 簡稱MCCs) 及多胞、呈線形之飢線 (squall line)。此兩種對流系統不論在地面上、衛星圖片或雷達資料上均顯出不同的特徵。中緯度之飢線型對流，主要由伴隨鋒面與噴流之強斜壓波動之強迫作用而來，其發生之最大頻率與鋒面噴流強迫作用發生頻率最大值一致。形成線性對流之可能原因，為水汽及不穩定度分布排列有集中於某特定舌狀區域，及激發機制沿著某線性區域較活躍。MCCs則在中尺度輻合及上升區域內發展，主要由低層暖平流之強迫作用而來。

不論熱帶或中緯度均可發生飢線，雖然因環境

、風切和熱力結構不同而其特性有所差異，但仍有許多相似性(Ogura and Liou, 1980; Houze, 1977)。飢線可因形成過程而導致不同的類型，Bluestain and Jain (1985)分析發生於Oklahoma 11年40個飢線個案的形成過程，將飢線分為四種型態，即(1)破碎線型 (broken line): 對流胞沿著一直線發展，最後被新胞連結而成飢線；(2)向上游發展 (back-building) : 新對流胞週期性地在已存對流層後方形成，最後合併而成線狀；(3)破碎區 (broken area) : 由隨機分布的對流胞組織而成一連續線；(4)嵌入區 (embedded area) : 強烈的對流雲帶在較寬的層狀雲區內形成。此外，他們亦分析此四種不同型式飢線之環境條件。

1989年12月21日0600 - 0700 UTC (1400-1500 LST) 於台灣海峽上空發生一線狀雲帶—飢線。此飢線形成後沿著台灣西海岸北上，導致台灣地區普遍

性($\sim 23^{\circ} \text{N}$ 以南) 雷陣雨並夾帶冰雹(玉山; 1030 - 1220 UTC)。此種天氣型式不但在冬季罕見且有異於我們所熟知導致冬季東北季風下異常降水(參閱 Chen and Liu, 1981) 的中尺度降水系統(參閱李和陳, 1983; 陳和李等, 1980; Chen and Lee, 1983)。顯然, 此種特殊天氣系統之演變過程及其形成與加強之氣象條件與激發機制均值得探討。

此種由海面上小尺度對流雲發展而成之颯線系統, 若無觀測(廣播) 間距 ≤ 1 小時之高時空解析度之衛星影像資料, 實不可能解析其形成及演變過程。中央氣象局為因應 GMS-4 廣播型態之改變(由原三小時廣播一次之類比式信號傳真改為每小時一次之數據式信號之直接傳送且雲頂溫度範圍由 $31.3 \sim -81.2^{\circ} \text{C}$ 擴為 $76.3 \sim 136.0^{\circ} \text{C}$), 而更新接收及處理系統。本文目的即在利用該系統所接收及處理之高解像衛星觀測逐時降水量與雷達回波, 傳統之地面與高空觀測分析該個案, 以了解其形成與加強的氣象條件及激發機制、演變過程及降水特徵。同時分析中央氣象局中尺度數值預報模式產品, 以了解該模式在中尺度預報上之可能應用。

二、資料與分析過程

本文採用資料包括中央氣象局所存之逐時高(低) 解像衛星資料、各測站之逐時觀測報告及自動雨量站之逐時降水報告, 民航局中正機場之雷達回波, 空軍氣象聯隊和民航局所屬之逐時地面觀測, 每12小時之高空和地面觀測, 以及中央氣象局中尺度數值預報產品。

衛星資料分析係利用中央氣象局氣象衛星中心之處理系統, 重放(play back) 存於 8mm 高密度磁帶內之 1989 年12月21日0633 - 1433 UTC 逐時高解像紅外線雲頂灰度(雲頂黑體輻射溫度), 再做地圖訂位和雲頂溫度等值線分析, 並依紀和陳(1984) 之方法確定對流中心。此處衛星資料時間係為衛星開始觀測時刻; GMS 衛星自開始觀測後至台灣歷時約 7 分鐘。因此 0633UTC 之觀測代表台灣及華南地區約 0640UTC 之大氣, 依此類推。本文為便於應用, 直接引用其觀測時刻。降水分析包括時雨

量、日雨量、降雨及閃電 / 打雷起始時刻, 以及颯線系統影響期間之總降水量、最大時雨量及出現最大時雨量時刻。

傳統資料分析, 除引用中央氣象局繪製之每 3 小時地面區域天氣圖及每 12 小時高空天氣圖外, 重新分析每 3 小時台灣及其鄰近地區之地面天氣圖, 12 小時之高空(850 - 200 mb) 風場, 並計算颯線形成前(21 日 0000 UTC)、影響期間(21 日 1200 UTC) 及過境後(22 日 0000 UTC) 台北站及 21 日 0000 UTC 馬公站(21 日 1200 UTC 及 22 日 0000 UTC 資料缺) 相當位溫變化, 以了解上述地區大氣穩定度變化。地面中尺度分析除參照每三小時之區域天氣圖外, 並參考衛星雲圖及考慮連續性。

中尺度數值模式之 12、24 及 36 小時預報, 地面初始值係由水平解析度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯度之全球預報系統提供, 而 850mb 則以水平網格間距 90km 之區域預報模式提供。由於本文所選個案發生時間恰為該預報系統試車期間(78 年 9 月 ~ 12 月), 因此僅獲得地面及 850mb 產品。

三、颯線系統之演化

0633 UTC 衛星雲圖(圖 1 a) 顯示, 在台灣海峽中部有一含有兩個對流中心(中心 A 在梧棲西方; 中心 B 在澎湖西南方) 之線性雲系。此兩個對流中心雖向東北移動, 但雲系範圍則向東北及西南擴展。於 0733 UTC, 在中心 B 西南方有發展較低(雲頂溫度 $-17.5 \sim -35.6^{\circ} \text{C}$) 之散佈雲塊, 此等雲塊與上述雲系排列成東北-西南走向之雲帶。這些雲塊合併且發展為有組織的對流雲(對流中心為 -47°C), 稱為雲系中心 D (參閱圖 1 c)。上述雲中心均向東北移動, 雲系亦繼續向東北及西南(上海) 擴展並呈反鐘向旋轉, 使對流中心軸線轉為東北-西南走向。此外, 在中心 B 西南方另有一對流中心 C。為便於說明, 涵蓋中心 A、B 及 C 之雲系稱為雲系 I, 涵蓋中心 D 者稱為雲系 II。雲系 I 之東側對流雲線於 0833 UTC 已籠罩彰化至中壢間之西部沿岸地區。

四個對流中心均向東北移動, 雲系 I 除向東北

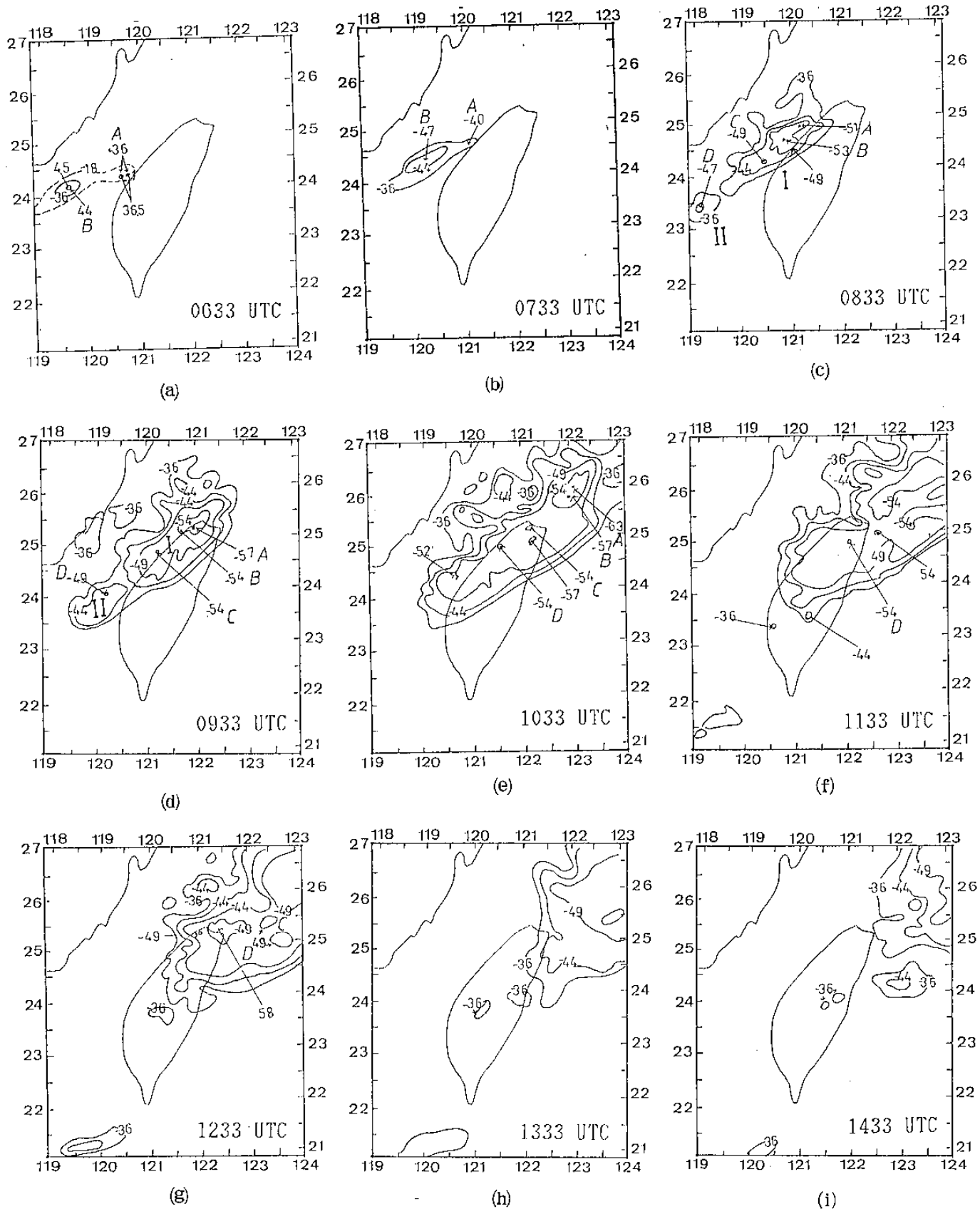


圖1 1989年12月21日0633—1433 UTC逐時GMS紅外線雲頂黑體輻射溫度(°C)分布。

擴展外，並向上游發展且與雲系Ⅱ合併而加強。
 1033 UTC (圖1 e)，中心A及B移至彭佳嶼東北方海面，對流中心溫度降低，雲系範圍擴大；中心C及D分別向東北移至台灣西北部及梧棲北北東方而加強。整個雲系向東北及東南擴展並涵蓋台灣中北部及鄰近海域。此時在台灣東北部山區及梧棲外海出現兩個對流中心，其強度分別為 -57°C 及 -52°C 。此兩中心分別移至台灣東方海面及併入母雲系，其對流中心不易分析致缺乏連續性，因此，本文不做追蹤。對流雲系向東南移動並擴展，中心A及B繼續東北移，於1133UTC已移出分析範圍(見圖1 f)。1233 UTC (圖1 g)，中心C及D均移至台灣東北方海面而減弱，另在台灣北端之 -58°C 中心係另一個對流中心。雲系繼續東移，於1433 UTC移至台灣東北方海面並繼續減弱中。

若以雲系對流中心溫度和 $\leq -44^{\circ}\text{C}$ 雲系範圍大小作為劃分該系統之生命階段，則1033-1133 UTC為成熟期，之前為加強期，之後為減弱期。

圖2及3分別為雲系Ⅰ及Ⅱ中四個對流中心軌跡和雲系對流中心最強軸線(最低雲頂溫度軸線)軌跡。圖2顯示，對流中心之移向均向東北，對流中心A及B沿着台灣西海岸經台灣北端呈直線移至東海。而對流中心C和D略呈順鐘向彎曲型式分別移經台灣北部和中部，並於台灣東北部出海。最強

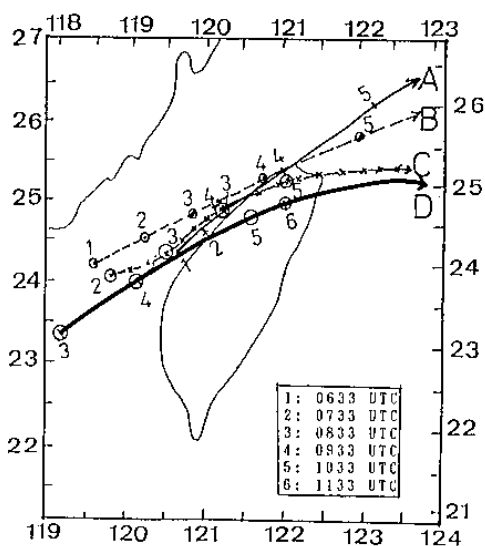


圖2 1989年12月21日0633 - 1133 UTC 四個對流中心軌跡。

對流軸線(圖3)顯示，初期(0633 - 0833 UTC)向東北及向東南伸展，並由東北東-西南西轉為東北-西南走向。之後，軸線北端除繼續向東北伸展外，其西南端則無變化，且整個軸線已轉向東南移動。1233 UTC以後，雲系開始減弱，對流最強軸線已不具連續性。對流中心軌跡線位於對流最強軌跡之順鐘向，顯示新對流胞在颶線系統之東南發展，以維持颶線系統，此乃有賴於環境氣流之顯著垂直風切。

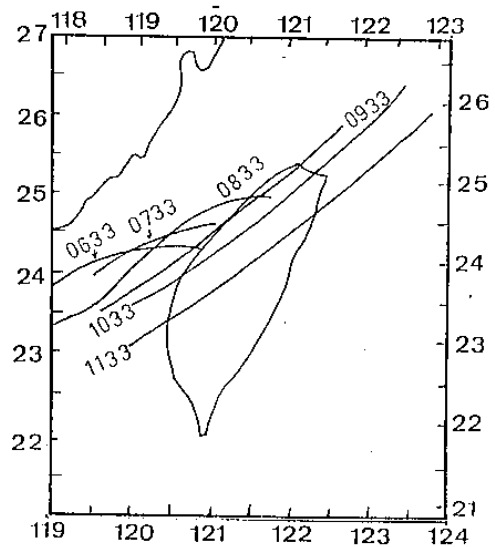


圖3 1989年12月21日0633 - 1133 UTC 最強對流軸線軌跡。

雷達回波(圖4)顯示，其分布型式與衛星雲圖者相近。0700 UTC，在台灣海峽中部存在一東西向線性回波，之後最大回波軸線漸呈東北-西南走向並逐漸接近台灣。於1100 - 1200 UTC，回波強度達最強，且其最強回波軸線自台灣東北角向西南伸至中部沿海(見圖4 e及f)。之後，回波繼續向東南移並減弱，1500 UTC時，回波已遠離雷達偵測範圍。

若以 $\geq 35\text{db}$ 回波範圍為劃分此颶線系統之生命階段，則1100 - 1200UTC為成熟期，之前為加強期，之後為減弱期，此與衛星雲圖顯示者相同。

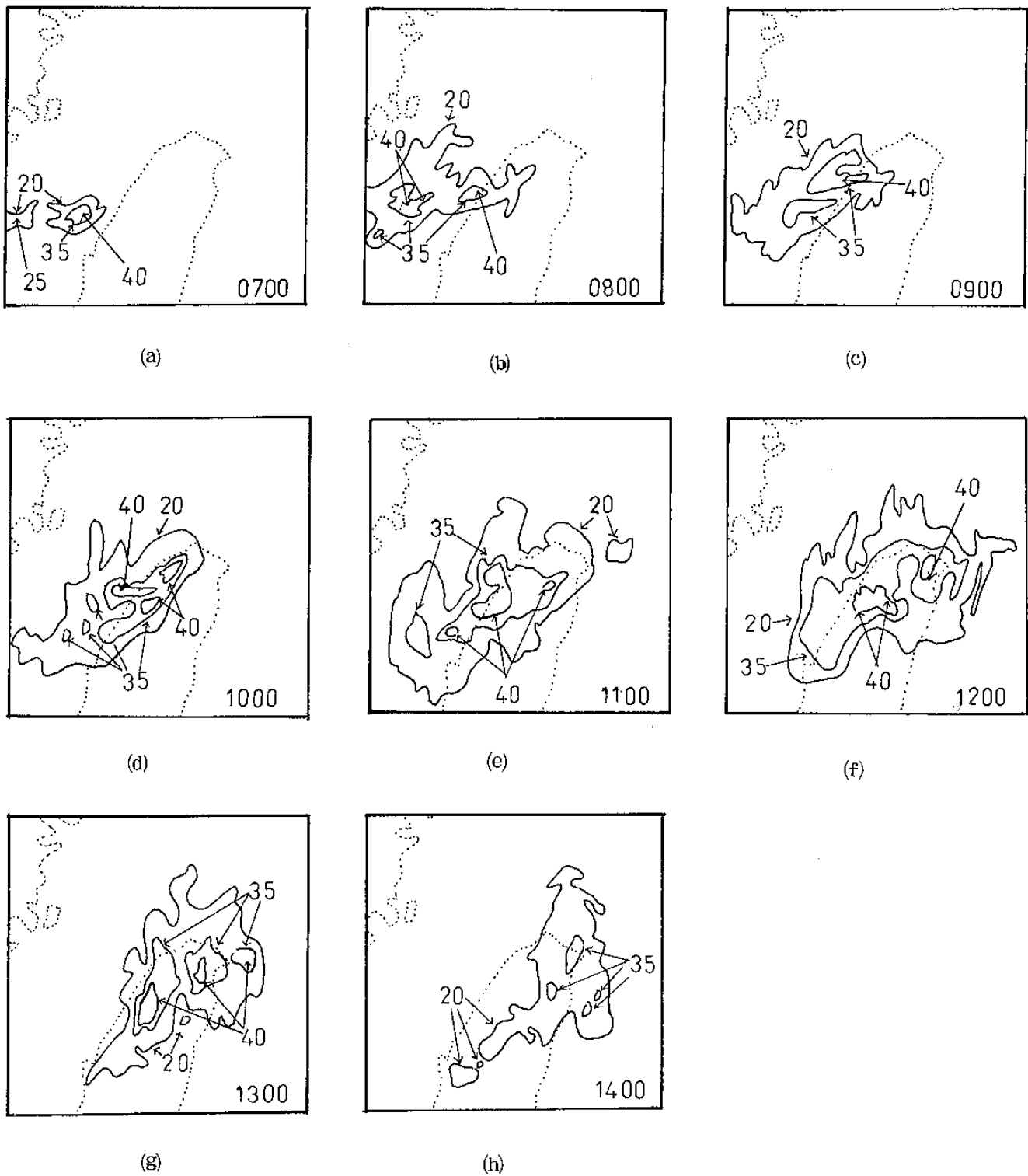


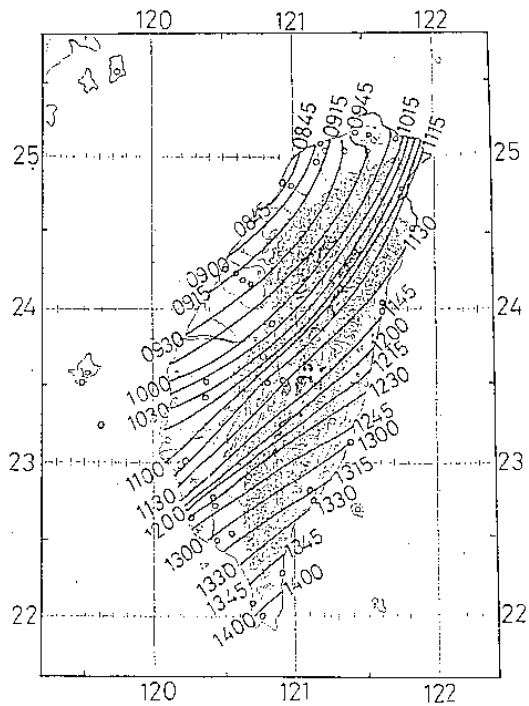
圖4 1989年12月21日0700 - 1400 UTC逐時雷達回波 (dbz) 分布。

四、降水特徵

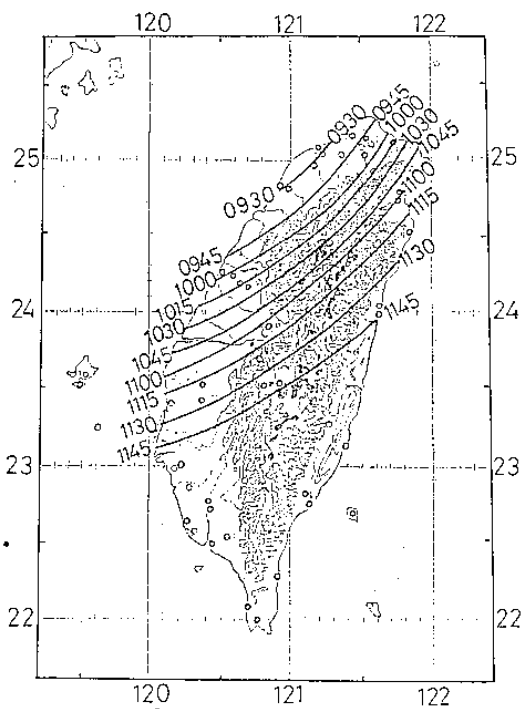
(一) 開始降雨及閃電 (打雷) 時刻

圖5 為利用中央氣象局所屬各測站所觀測之降雨 (含雨跡以上) 及閃電 (含打雷) 起始

時刻等值線。新竹於 0840 UTC 開始下雨，其次為台中 (0930 UTC)、台北 (0942 UTC)、基隆 (0955 UTC)。首先降雨地區係由西北向東南延遲，可見此降水開始之等時線和前述之衛



(a)



(b)

圖5 颱風過境期間台灣地區(a)降水起始時刻及(b)開始打雷(閃電)時刻。(圖中數字代表UTC時)。

星雲圖(圖1)及雷達回波圖(圖4)所示之雲帶及雷達回波走向一致,亦即當雲系/回波

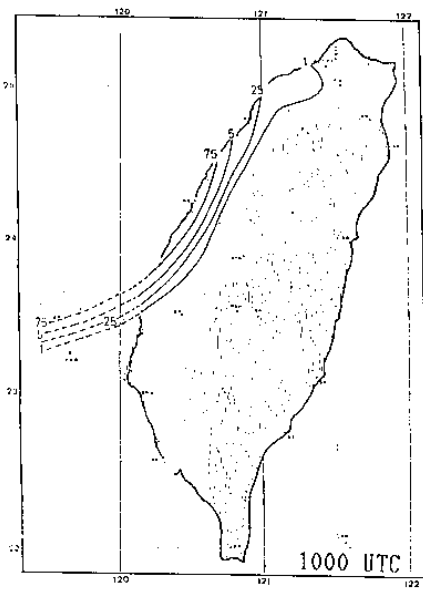
抵達台灣西部沿岸(0833 UTC)後開始下雨,隨後雲帶及回波向東南移動/擴展,導致開始降雨等時線呈東北-西南向且向東南移動。新竹亦最先觀測到雷雨,發生時刻在0900 UTC,其次為竹子湖(0942 UTC)和鞍部(0943 UTC),台北測站於0955 UTC開始下雷雨。顯見閃電(打雷)亦由西北向東南移動。颱風對流中心軸線軌跡(圖3)顯示,首先打雷時刻、地點與對流中心登陸地區一致,且兩者之等時線之方向及地點均十分相近。

(二)最大時雨量

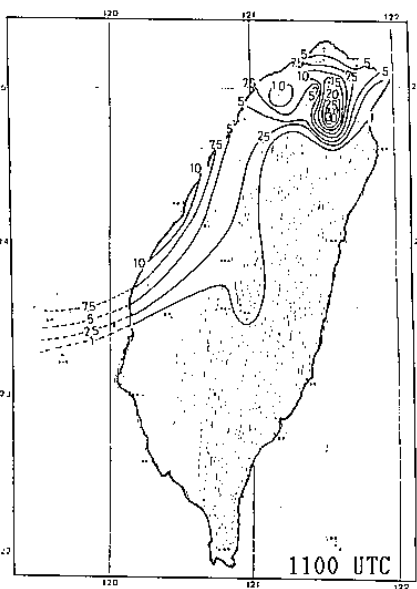
圖6為颱風系統過境期間最大時雨量時刻和最大時雨量分布。最大時雨量發生時間等值線分布型式亦和圖5者類似,亦即由西北向東南移動,唯因此等時線為一小時內累積最大雨量,其走向因地形效應使西部平原與山坡發生時間有異,故未像圖5者平直。最大時降雨量首先於1100UTC在台灣西北部沿岸(約10mm)和北部山區(10~15mm)發生。由同時間之衛星雲圖(圖1e)知,對流中心C和D在西北部沿岸,另一對流中心在北部山區,顯見最大降雨中心與雲系中心十分一致。1200 UTC最大降雨等時線由台灣東北部向西南伸經中部至澎湖,最大時雨量(10~30mm)在北部山區,此與同時間之衛星雲圖一致(見圖1f)。1300 UTC以後,最大時雨量線向東南移,但最大時雨量已顯著減小。

(三)逐時降雨量

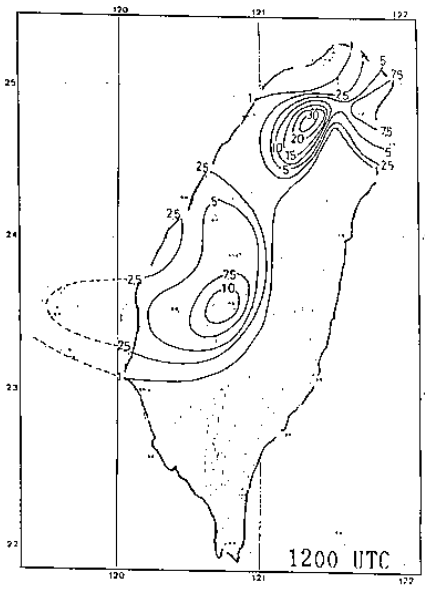
圖7為1989年12月21日1000-1600 UTC逐時降雨量。1000 UTC(圖7a), ≥ 1.0 mm之等雨量線位於淡水至嘉義西方之沿岸,最大降雨區(≥ 7.5 mm)在新竹至梧棲之沿海地區。之後雨區逐漸向北、向東擴展,至1100 UTC ≥ 10.0 mm之雨區分布於台灣北部(含山區)和新竹至梧棲之沿海。最大降雨中心(約30mm)在烏來山區(見圖7b)。1200 UTC,雨區繼續向東擴展,烏來山區之多雨中心東移至宜蘭。先前(1100 UTC)在西北沿海(中壢)地



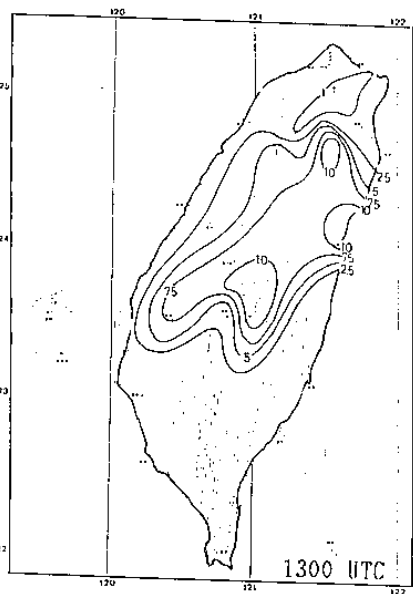
(a)



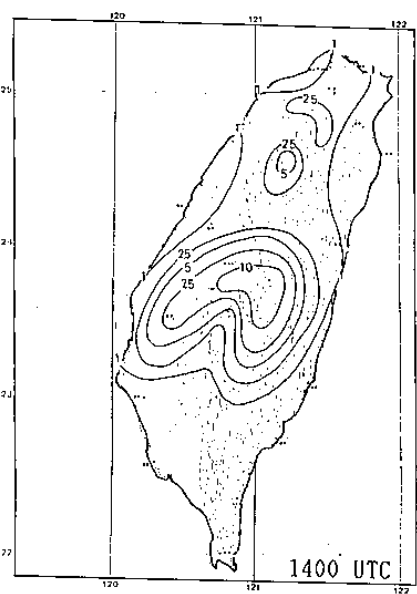
(b)



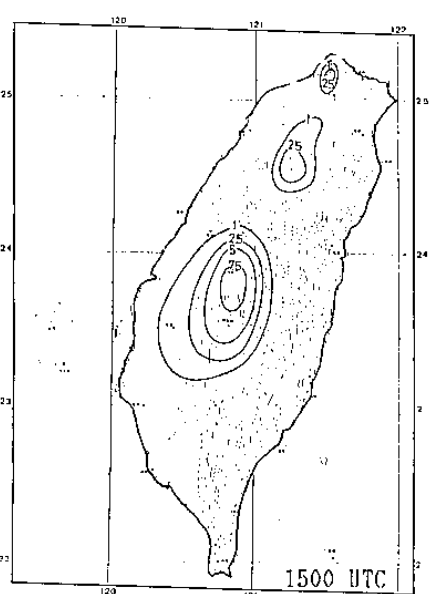
(c)



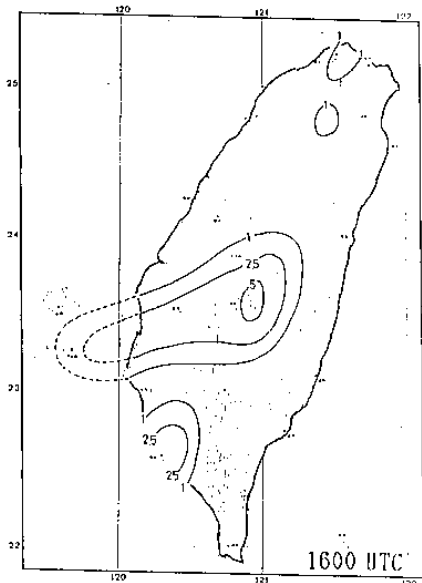
(d)



(e)



(f)



(g)

圖7 1989年12月21日1000-1600 UTC
逐時雨量 (mm) 分布。

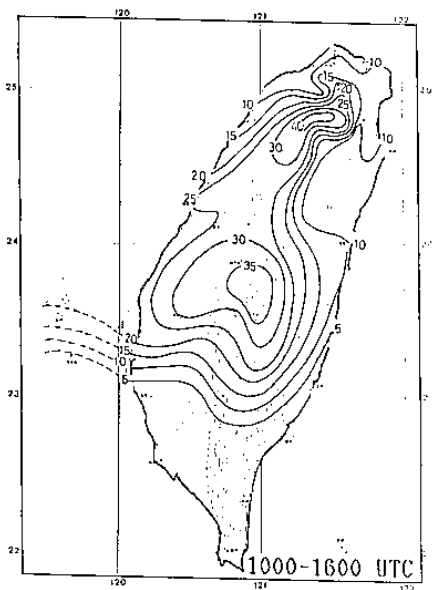
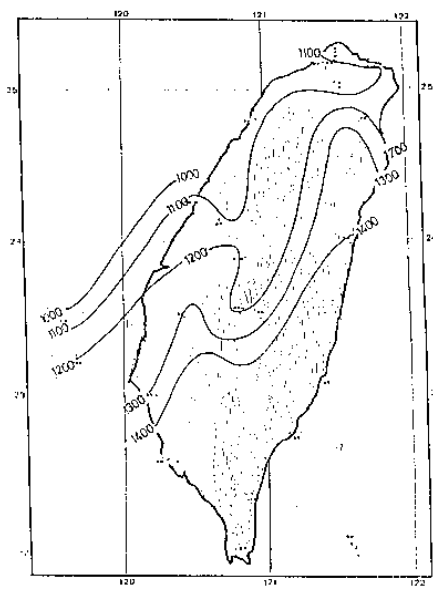
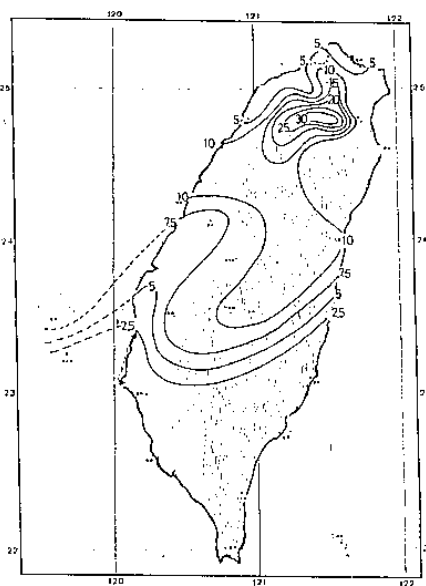


圖8 颱風過境期間 (1989年12月21日1000
-1600 UTC) 總雨量 (mm) 分布。



(a)



(b)

圖6 颱風過境期間台灣地區(a)最大時雨量時刻 (UTC) 及(b)最大時雨量 (mm)。

區之多雨中心於此時向東南移至霞雲，另一大雨中心在阿里山一帶（見圖 7 c）。1300 UTC（圖 7 d），雨區東移，雨量減少，北部之多雨區已向東南移至宜蘭西方山區，阿里山之多雨中心東移至玉山一帶。之後，除阿里山一帶出現較大雨量外，其他地區雨量均小。

本文亦統計颱風影響期間（21日 1000 - 1600 UTC）總雨量，其分布如圖 8。圖 8 顯示，除 23°N 以南外，其餘台灣各地均發生大於

10 mm 之降雨量，最大雨量在北部山區和中部山區，分別為 40.0 及 35.0 mm 以上。北部地區之雨量大部份在 1100 及 1200 UTC 發生，而中部山區則自 1200 UTC 後發生，前者與雲系中心移經一致，而後者除與雲系中心移經有關外，尚可能因地形影響在該區不斷發生對流雲所致。由時雨量分布和衛星雲圖及對流最強軸線分布顯示，此三者之配置十分一致。

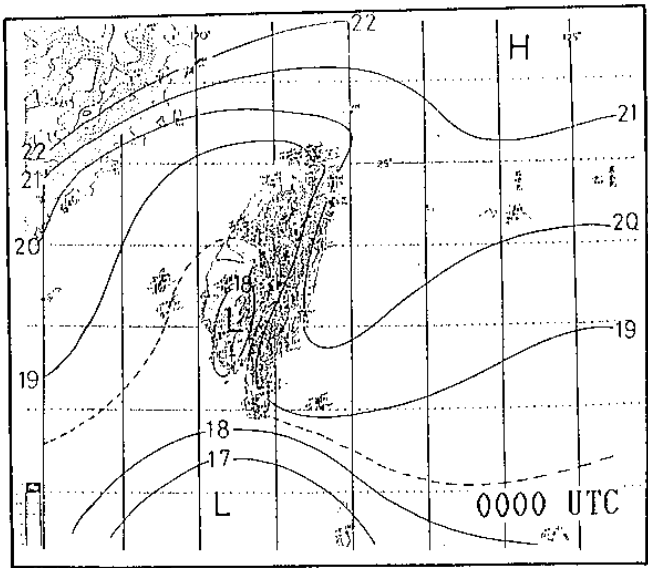
五、天氣形勢

(一) 地面

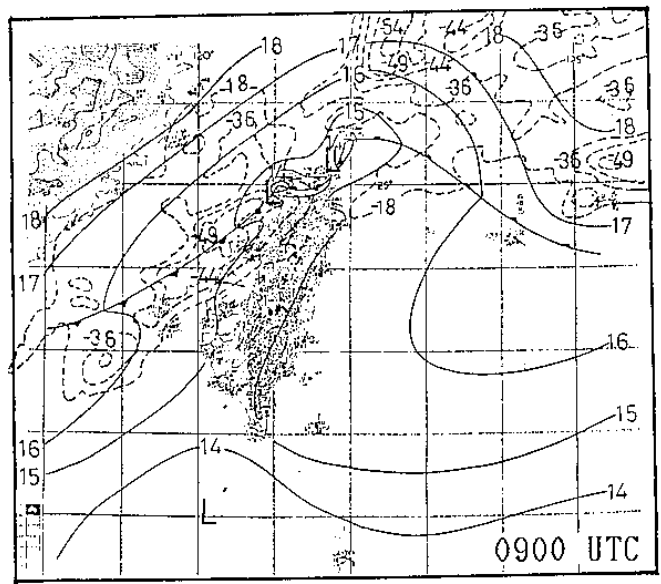
21日 0000 - 1500 UTC 之每三小時地面中尺度分析如圖 9 所示，為便於說明亦將衛星觀測之雲頂溫度描繪於圖內。0000 UTC，東北季風冷氣流受台灣地形影響，在迎風面形成高壓脊，中央山脈以西為背風槽。伴隨該低壓槽之氣旋式環流隨時間增強，於 0600 UTC 在台灣北部形成一封閉式低壓，並伴有滯留鋒（參閱 9 c），颱風線亦約於此時在海峽中部之低壓槽西側形成。0900 UTC 鋒面形成且台灣北部地區之低壓增強。當颱風線向東北移至台灣北部之鋒面低壓區時，可能因鋒面及低壓擾動之局部輻合作用導致雲系加強。颱風雲系於 1200 UTC 移至台灣北部並達成熟期，因其所產生之劇烈降水導致強烈下沖流而引發中尺度高壓（圖 9 e）。此中尺度高壓之外流可能促使鋒面北退並加強鋒面低壓之強度。1500 UTC 時，台灣北部海面之鋒面低壓稍向東北移動並加強，該低壓於 2100 UTC 過境台灣，台灣地區成為典型之東北季風型天氣。

(二) 高空

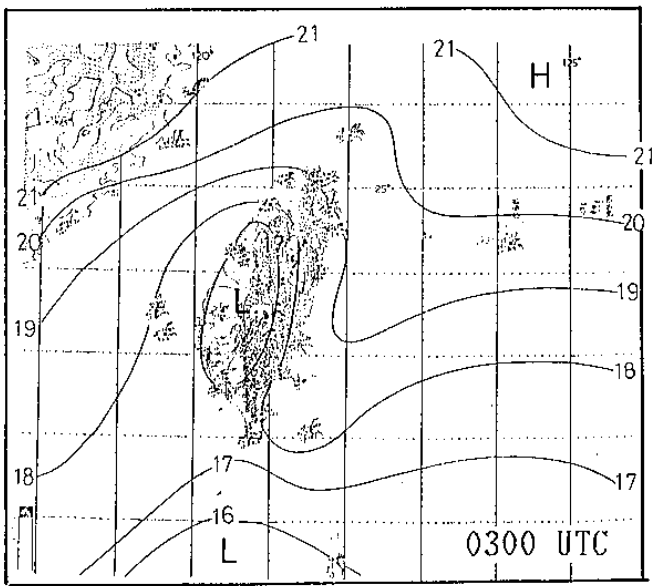
圖 10 至 12 為 1989 年 12 月 21 日 0000 及 1200 UTC 之 850 - 500 mb 風場分析。21 日 0000 UTC（颱風形成前六小時），850 mb 天氣圖（圖 10 a）顯示，台灣海峽北部至海峽南部存在一呈東北—西南走向之東風短波槽，在海峽中部伴有明顯的氣旋式渦度。由氣旋型式顯示，槽上游有明顯的負渦度平流，若此槽強度不變，則



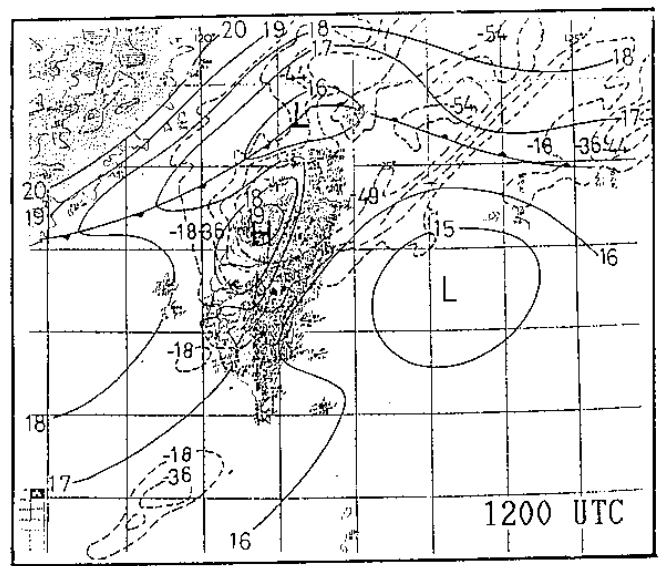
(a)



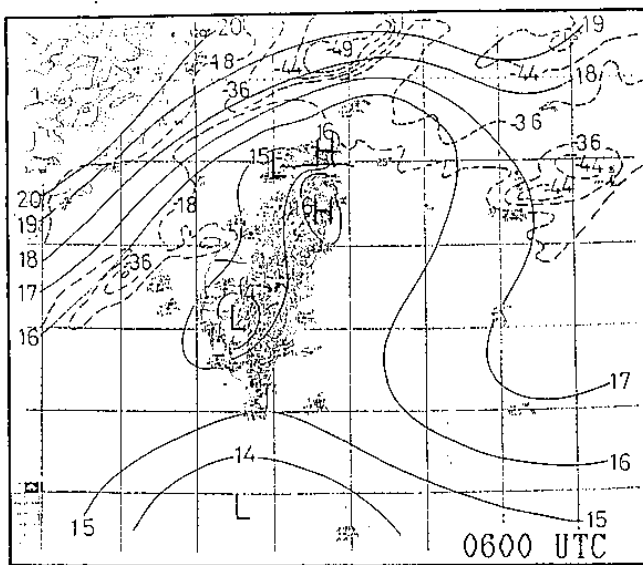
(d)



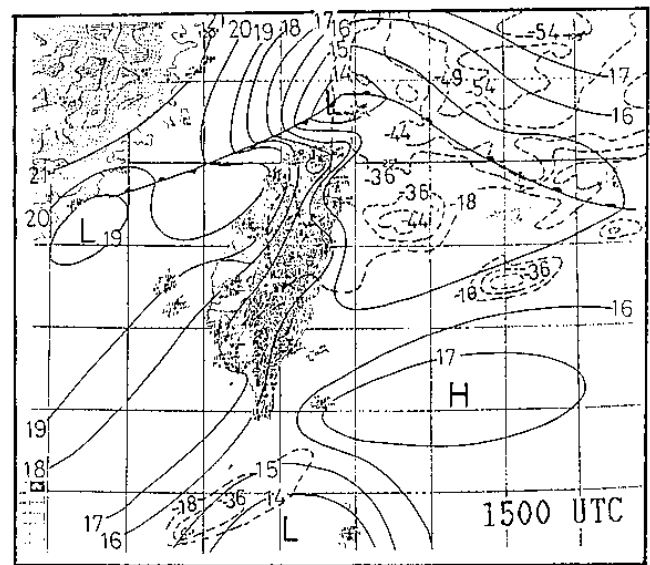
(b)



(e)



(c)



(f)

圖9 1989年12月21日0000 - 1500 UTC每三小時地面天氣圖。虛線為同時之衛星雲頂黑體輻射溫度(°C)分布。

下游輻散與上游輻合應可預期。雲系可能沿此線性輻合帶發展（形成），而成爲一線狀雲帶。700 mb（圖11 a），由南海西部而來之強盛西南風和呂宋島西部海面而來之南風在福建沿海滙合形成一東北東—西南西走向之線性輻合帶並往下游移動。伴隨上述兩股氣流之低層噴流軸亦在福建沿海輻合。一個西北—東南走向短波槽由台灣海峽南部向西北伸至江西南部，槽前在台灣海峽區應有正渦度平流。500 mb 天

氣圖（圖12 a）顯示，台灣海峽至福建沿海有明顯的氣旋式風切渦度和氣旋式環流，在福建沿海亦有微弱短波槽。

21日1200 UTC，飆線雲系移至台灣北部並達成熟期。此時850 mb（圖10 b）之氣流型式與前時間（21日0000 UTC）大異其趣，南風強風軸東移至台灣東方海面，台灣北部西北向之東風強風軸轉爲東北東向之西南西風強風軸，且強度增強，此西風強風軸和南風強風軸於台

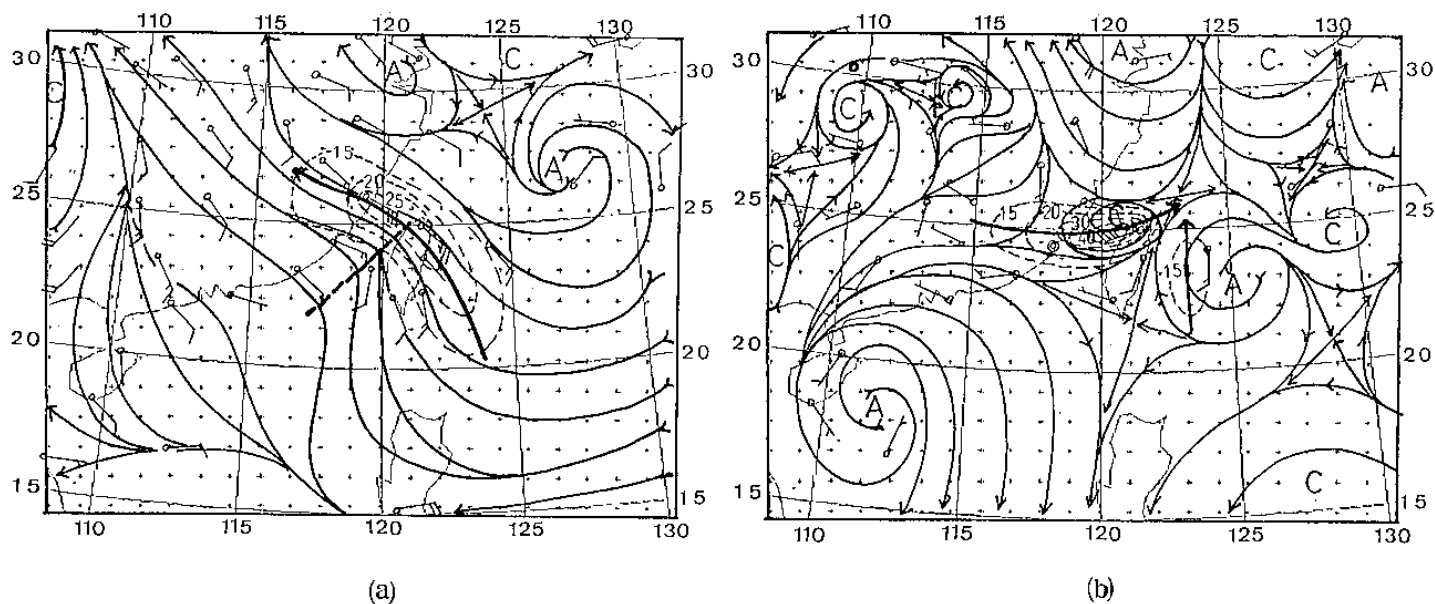


圖10 1989年12月21日(a)0 000及(b)1200 UTC之850 mb天氣圖。實線爲氣流線、虛線爲等風速線、粗虛線爲槽線、粗實線箭頭爲強風軸。

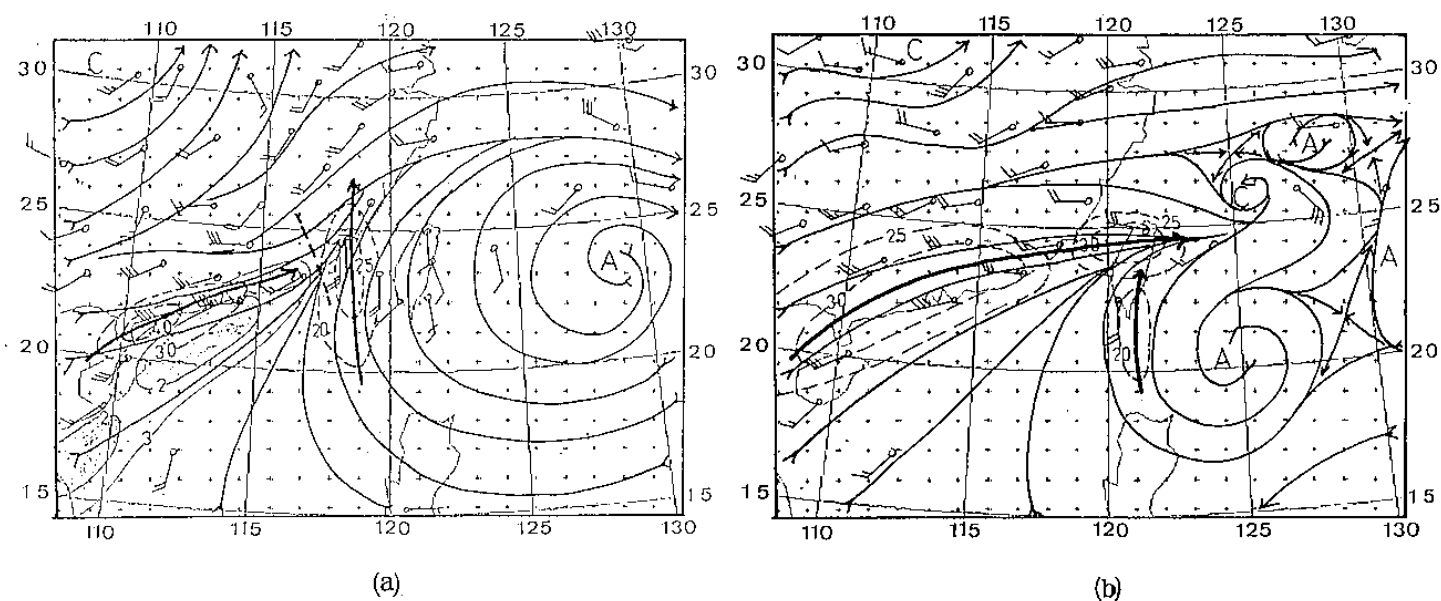


圖11 同圖10，但爲700 mb。細實線爲溫度露點差（ $T-T_d$ ），陰影部份爲 $T-T_d \leq 2^\circ\text{C}$ 。

灣東北部海面輻合。台灣北部之強風帶與在其北方南下之高壓氣流，在台灣北部海面形成明顯的氣旋式環流，並伴有風切線。此外，由台灣西方來之西/西南西風，因地形效應而導致氣流偏向，北支分流轉為西南風吹向風切區，

不但增強西南風強度而且造成風切區之額外輻合。700 mb (圖11 b)，西南風噴流仍強，但南風強風軸東移。強勁之西風噴流與南風強風軸在台灣北部輻合。500 mb (圖12 b)，短波槽由廣西西部(見圖12 a)迅速東移至大陸東南。

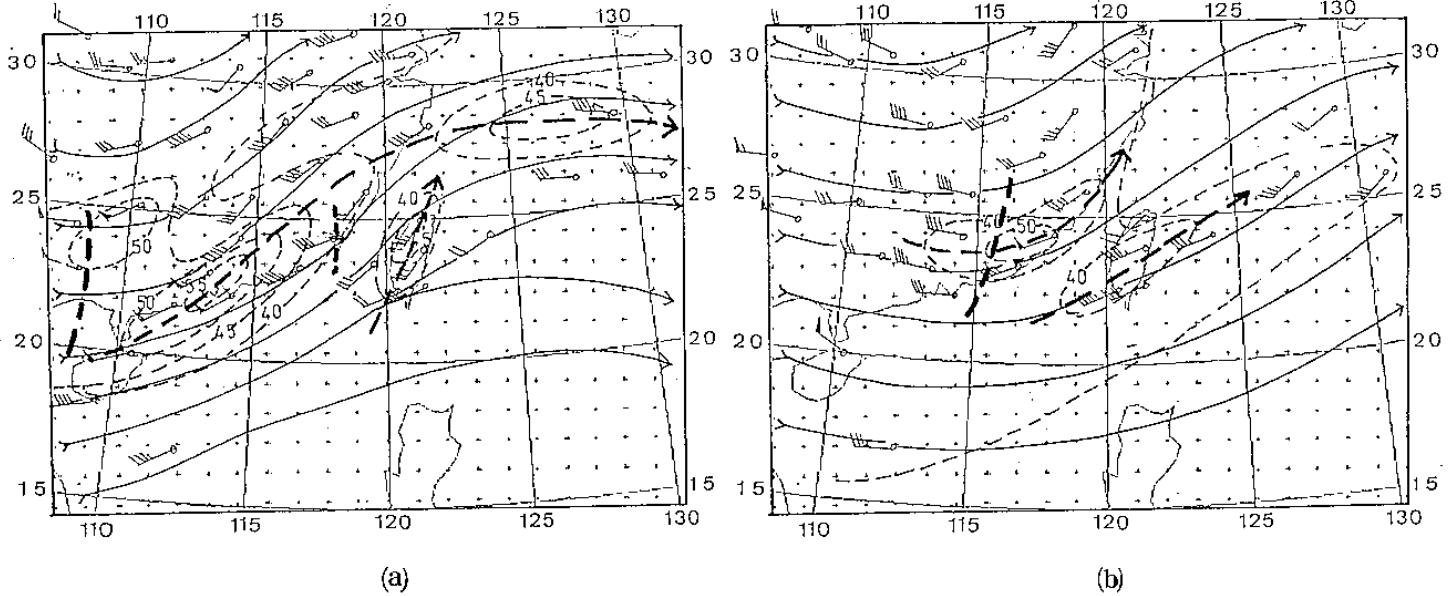


圖12 同圖10，但為500 mb。

六、數值預報結果分析

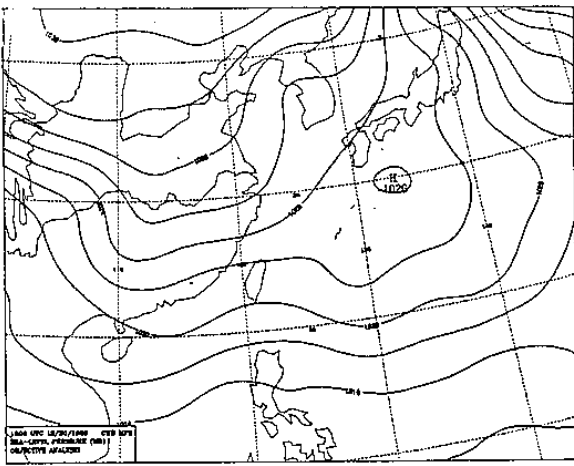
(一) 地面氣壓場和氣流場

圖13及14分別為12月20日1200 UTC客觀分析及以此分析作初始值之12小時(21日0000UTC)及24小時(21日1200 UTC)預報。比較12小時氣壓場預報(圖13 b)與21日0000 UTC地面天氣圖分析(圖9 a)顯示，兩者在台灣西部沿岸至海峽區均出現明顯的背風槽，唯氣壓預報值顯然比實際觀測值高出許多(~3 mb)。24小時氣壓場預報(圖13 c)較差，除氣壓預報值偏高外，天氣類型與實際天氣圖(圖9 e)相差亦大。氣流場預報在12小時預報結果，在台灣海峽附近並未出現槽線，顯然效果不佳，但有24小時預報(21日1200 UTC)，在台灣北部出現與實際分析相近之封閉式低壓，令人驚奇。

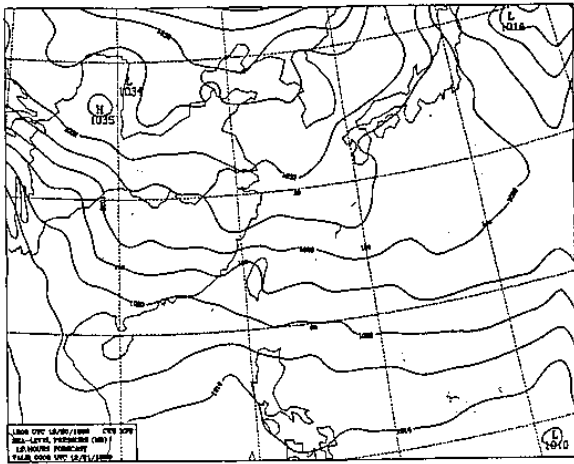
(二) 850 mb風場和渦度場

12小時及24小時風場預報結果(圖15 b及c)，其風向、風速雖與實際分析者(圖10 a及b)有差異，但是21日0000 UTC之台灣海峽東風槽(圖15 b)及21日1200 UTC在台灣北部之封閉式低壓(圖15 c)均有掌握，誠屬可貴，唯其強度較實際者稍弱。

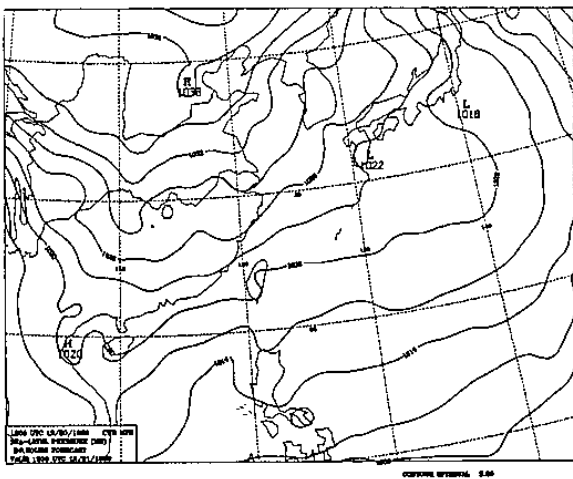
圖16及17分別為12月20日1200 UTC 850 mb渦度之客觀分析及12小時與24小時預報，以及21日0000 UTC及21日1200 UTC 850 mb渦度之客觀分析。比較圖16 b與17 a，發現台灣海峽區之渦度場預報之型式與實際分析者類似，即在台灣南部及海峽南部有負渦度，而在海峽北部至福建沿海有正渦度，唯因觀測資料空間解析度之故，預報值可能較分析值更接近850 mb東風槽之結構，槽後負渦度平流非常明顯。24小時預報(圖16 c)與同時客觀分析(圖17 b



(a)



(b)

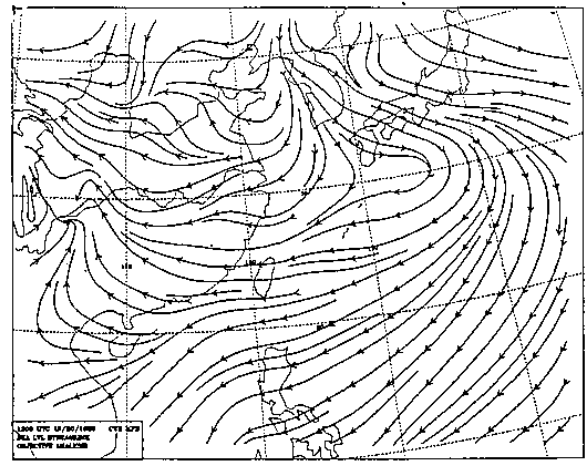


(c)

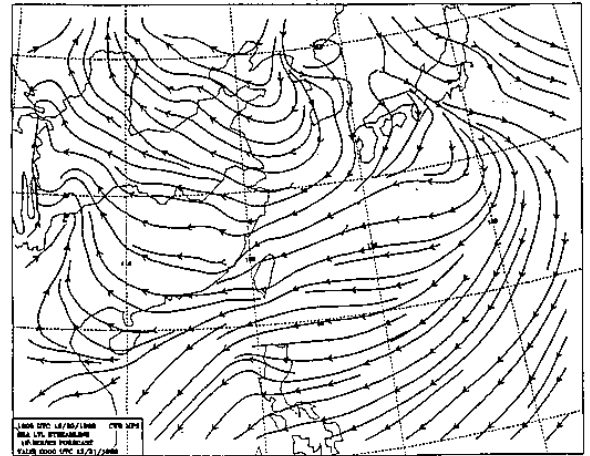
圖13 中央氣象局中尺度數值模式預報產品(a)20日1200 UTC地面氣壓客觀分析，(b)12小時預報，(c)24小時預報。

)顯示，正渦度區均由台灣東部海面向西伸至華南。

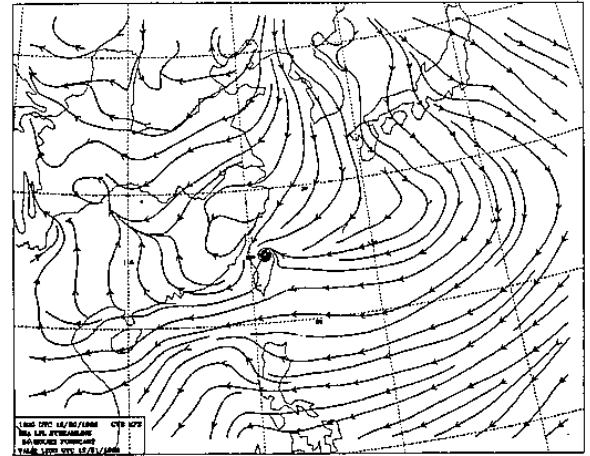
(=)降水量預報



(a)



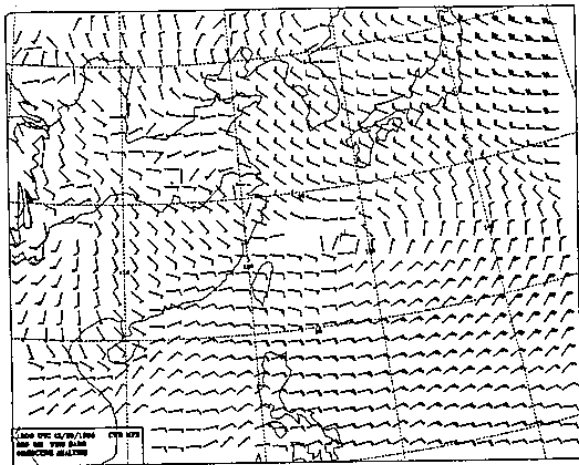
(b)



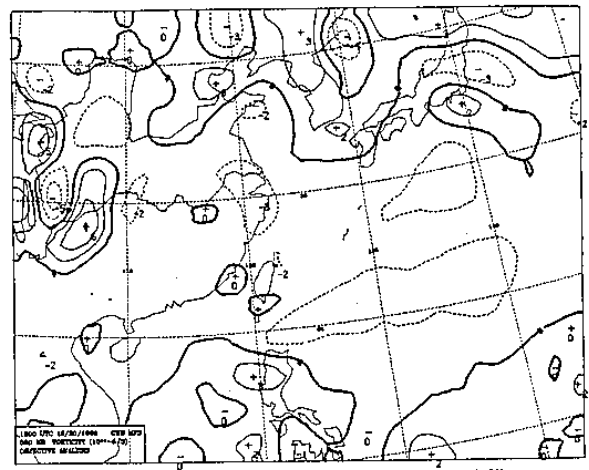
(c)

圖14 同圖13，但為地面氣流線。

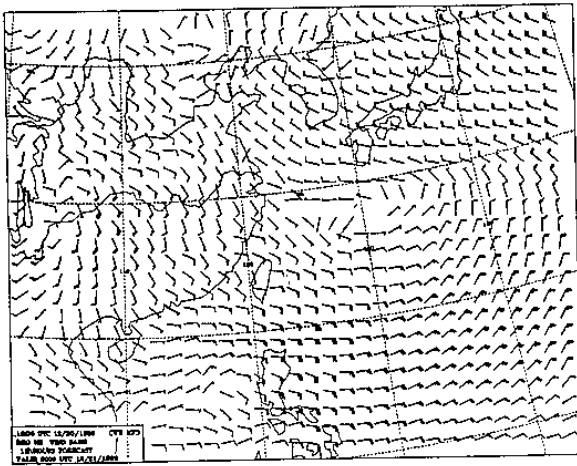
圖18及19分別為20日1200~21日0000 UTC及21日0000~1200 UTC之12小時預報總雨量與21日0000~1200 UTC之雨量觀測分析。21日0000~1200 UTC(圖18 b)預報結果，台灣地區最多降雨中心在台灣北部，次多中心在台灣東南(台東附近



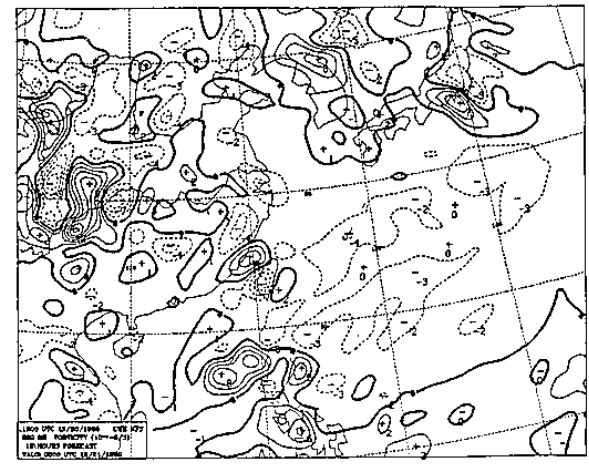
(a)



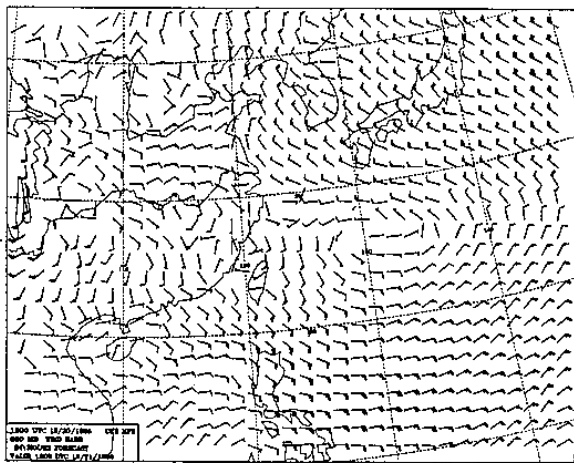
(a)



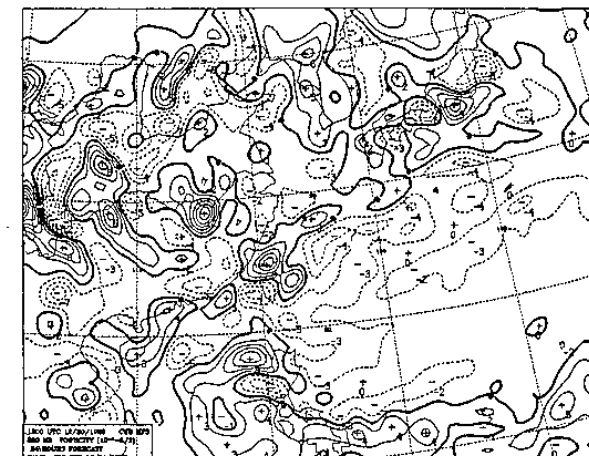
(b)



(b)



(c)

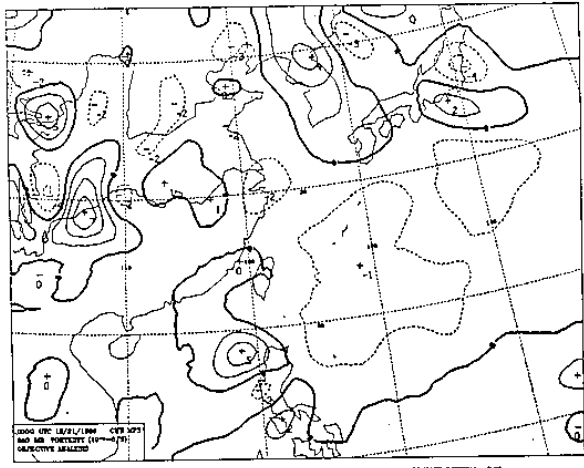


(c)

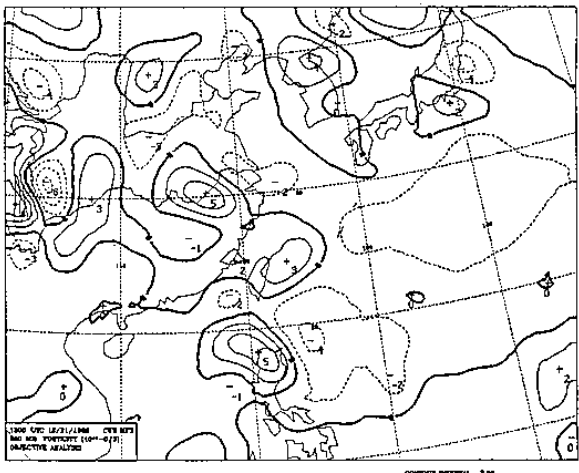
圖15 同圖13，但為850 mb 風場。

。但實際者(圖19)，最多中心在台灣北部，和預報者相近，而次多中心在阿里山(玉山)一帶，與預報者相差甚大。台東附近，實際上並無(很少)降雨量。顯然地形效應在模式內仍未合理反應。

圖16 中央氣象局中尺度數值模式預報產品(a)20日1200 UTC 850 mb 渦度場之客觀分析，(b)12小時預報，(c)24小時預報。



(a)



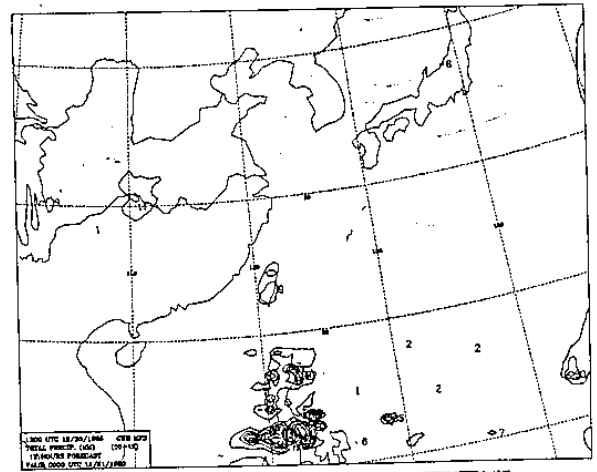
(b)

圖17 850 mb 溫度分析，(a)21日 0000 UTC，(b)21日 1200 UTC。

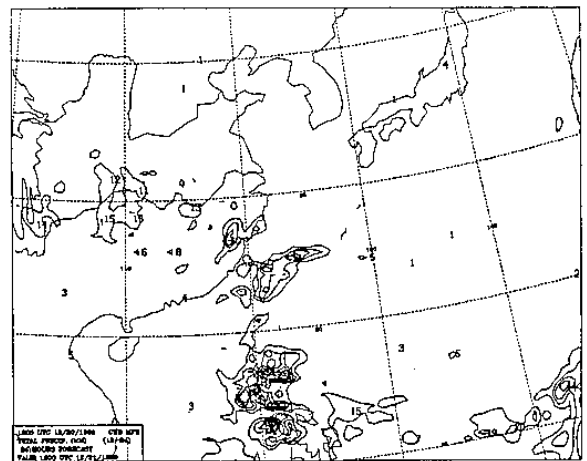
七、討論與總結

水汽來源和大氣穩定度在對流系統之形成與加強過程中扮演十分重要的角色。前者可由分析地面和高空之露點溫度或溫度露點差 ($T-T_d$) 而得。然而，高空觀測一般採12小時實施一次，因此對水汽供應之連續性不易掌握，衛星雲圖可提供此方面之線索。圖20為1989年12月20日 2333 UTC ~ 21日 0533 UTC 之每三小時紅外線衛星雲圖，南海北部雲系約與 700 mb 之 $T-T_d \leq 2^\circ\text{C}$ 區域一致，且平均雲高約在 700 mb，顯示南海水汽隨着 700 mb 之強勁西南風平流至台灣海峽區，提供該區飆線發展與維持的水汽來源。

相當位溫之垂直變化可代表大氣之潛在（或對流）穩定度情況，相當位溫向上減小則大氣為不穩



(a)



(b)

圖18 降水預報，(a)20日 1200 UTC—21日 0000 UTC，(b)21日 0000—1200 UTC。

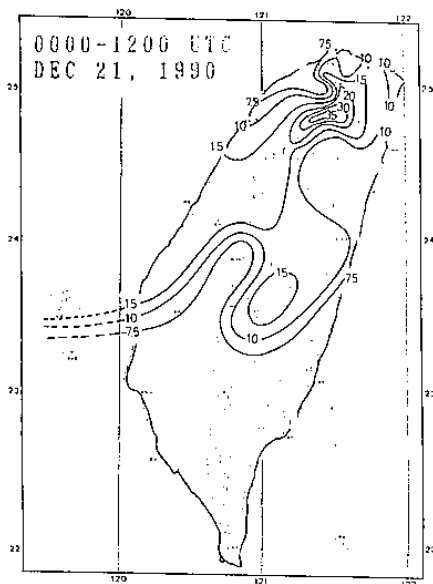
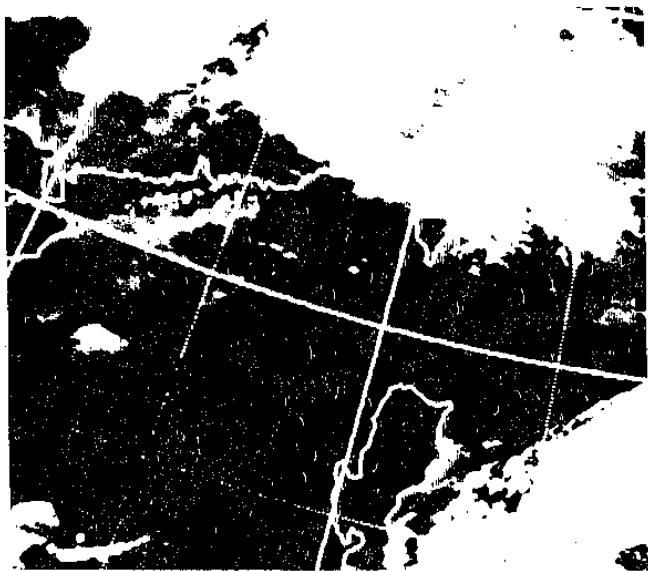
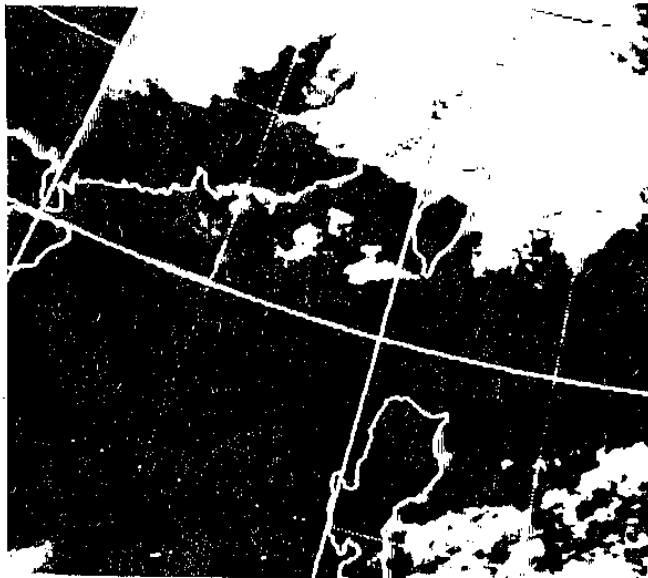


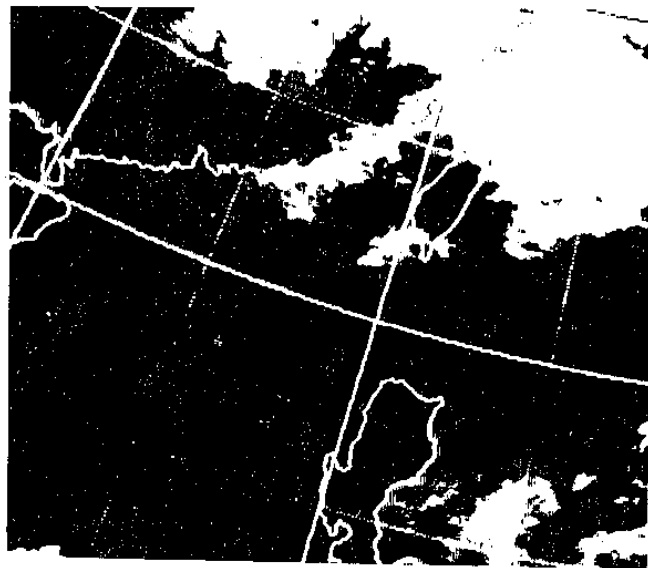
圖19 1989年12月21日 0000—1200 UTC 總雨量 (mm) 分布。



(a)



(b)



(c)

圖20 1989年12月(a)20日2333UTC, (b)21日0233UTC及(c)21日0533UTC之每三小時紅外線衛星雲圖。

定，向上增加則為穩定。圖21為颱風形成前（21日0000UTC）、影響期間（21日1200UTC）及經過後（22日0000UTC）台北之相當位溫垂直分布。在系統來臨（降水）前10小時，除850-800mb層外，地面至550mb為潛在不穩定度。地面空氣塊被迫上升，穿過穩定層後即可發展至高對流層或低平流層。由雲頂溫度分布，雲高約在300mb（21日0000UTC

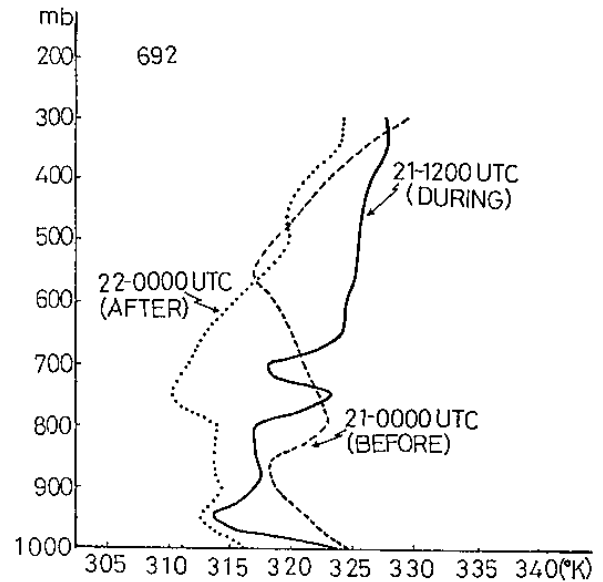


圖21 1989年12月21日0000UTC—22日0000UTC台北之相當位溫(°K)分布。虛線：系統抵達前；實線：系統影響期間；點線：系統經過後。

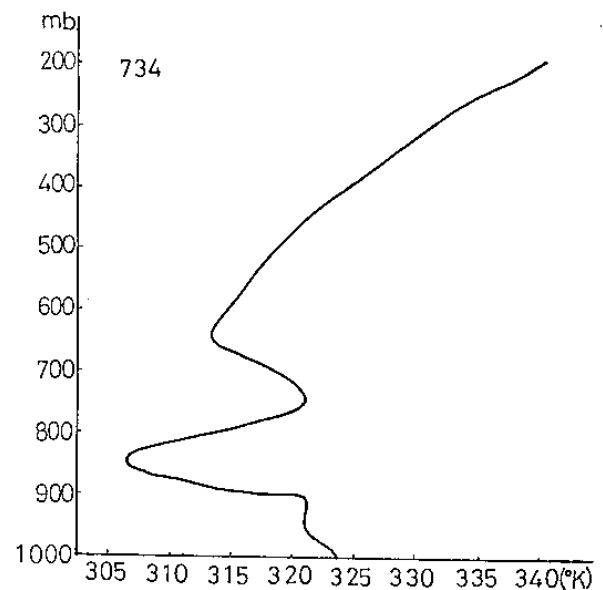


圖22 同圖21，但為馬公之1989年12月21日0000UTC。

300mb之溫度為 -40.3°C ），恰如相當位溫分布所預期。由圖9 a及10 a顯示，在台灣海峽區有地面低壓擾動，850 mb 東風槽後台灣海峽有負渦度平流，且地面觀測顯示，溫度由0000 UTC之 20.1°C 增至0600UTC之 23.7°C ，以及高對流層（300 - 200 mb）有明顯分流（圖未示）。因此，近地層的不斷加熱，地面之低壓擾動輻合及低對流層負渦度平流提供之輻合作用等強迫舉升作用，導致對流以釋放潛在不穩定度。開始降雨後（21日1200 UTC），可能因大雨導致冷下沖氣流致使不穩定層降至50mb以下，以上則變為穩定（750 - 700mb除外）。700mb以上相當位溫值遠較前時間（21日0000 UTC）者為大，顯然由對流上傳可感熱及水汽與潛熱釋放而來。22日0000 UTC，系統已遠離，鋒面已經過台北使整個大氣層之相當位溫顯著降低，顯現大氣變得更冷、更乾的穩定大氣。馬公颶線發展前之相當位溫之垂直分布如圖22（21日1200 UTC及22日0000 UTC缺）。相當位溫分布型式與台北站同時者類似，但地面空氣塊上升高度則較台北區者為低。

颶線系統於12月21日0600 - 0700UTC在台灣海峽850 mb東風槽後形成後，在低層低壓槽區內向東北及西南（上游）發展。當系統繼續向東北移至台灣區地面鋒面低壓區時，鋒面及低壓擾動加強了系統強度。當系統移至台灣西北部海岸時，鋒前西南風因地形差異摩擦效應及850 mb台灣海峽之西風因台灣地形效應偏向風切區，額外增加該區之輻合；700 mb之強勁西南噴流與南風強風軸在台灣北部輻合；500 mb短波槽由廣西西部移至大陸東南（參見圖10 b、11 b及12 b），並配合300及200 mb（圖未示）之高對流層分流，導致系統加強並達成成熟期。因此，地形導致之差異摩擦效應及低層西風偏向風切區額外加強該區之輻合，700 mb之暖濕空氣輻合及500 mb短波槽之強迫上升，並配合高對流層（300 - 200mb）之分流/輻散等環境條件似為颶線系統加強之有利條件。華南地區初春及梅雨季亦有類似上述有利於MCSs形成與加強之環境條件（參見紀和陳，1988;1989; Chi and Chen,1989;Chen and Chi, 1984）唯本個案似俱有較強之強迫機制。

當颶線系統達成成熟時（~21日1200 UTC），其下沖流可引發地面中尺度高壓，此高壓之外流可能導致在與北方鋒面低壓環流之加強及鋒面北退（見圖9 e），同時亦加強台北站850 mb風速（由15 m/s—20 m/s）（參見圖10 b）。此外，可能因透過對流系統之強烈上升運動而加強台灣北部及鄰近測站高對流層（300 -200 mb）風速。紀和陳（1988），分析台灣梅雨期MCSs個案亦有同樣的發現。由上述之分析與討論，本文研究結果可歸納如下數點。

(一)台灣北部至海峽地區，地面至850 mb低層有東風槽擾動，700 mb暖濕空氣有強烈輻合，並有700-500 mb短波槽以及高對流層的分流等為對流系統形成之先驅有利環境條件。

(二)近地層加熱、地面低壓區輻合以及渦度平流隨高度增加之強迫作用，導致強烈上升運動以致穿過850-800 mb穩定層而釋放其底下之不穩定度，引發對流系統之形成。對流系統沿著東北—西南走向之850 mb東風槽及700 mb線性輻合帶發展而導致線狀組織之颶線系統。

(三)颶線系統形成後在上述之有利條件下發展，當向東北移至台灣西北海岸時，可能因台灣地形導致之差異摩擦效應及台灣海峽低層西風偏向至台灣北部沿海風切區額外加強該區之輻合，700 mb之暖濕空氣輻合及500 mb短波槽之強迫上升，並配合高對流層（300 - 200mb）之分流/輻散等環境條件而導致系統急速發展。

(四)當颶線系統成熟時，其下沖流可引發地面中尺度高壓，此高壓外流導致在其北方鋒面低壓之加強及鋒面北退。並可透過颶線系統強烈上升運動而加強系統附近高對流層之風速。

(五)雲系及對流中心之走向與降雨及打雷（閃電）起始時刻一致。最大降雨時刻與對流中心所在位置亦十分接近。

(六)中尺度數值預報結果顯示，台灣海峽之地面至850 mb東風槽及台灣北部之低壓環流均有掌握，唯預報強度與實際分析者稍有差異。顯然此種中尺度預報模式在該類天氣系統之預報俱有應用價值。

本文僅就現有資料做初步分析，即獲致一些鼓舞性的初步結果。每小時之衛星資料及中尺度數值預報模式在該個案均有所表現。若能加強衛星資料分析及中尺度分析技術與應用數值預報產品，並利用將來氣象局建置之即時預報系統，對此種天氣現象更可掌握。

致 謝

我們感謝民航局中正氣象台李台長金萬提供雷達回波圖，中央氣象局氣象衛星中心陳興漢先生協助處理衛星資料。並感謝中央氣象局提供資料及使用系統。

參考文獻

- 李金萬與陳泰然，1983：台灣北部地區1980年11月19日異常降水個案研究。大氣科學，10，25—38。
- 紀水上與陳泰然，1984：1981年5月27～28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣與分析預報討論會論文彙編，中央氣象局，95—114。
- 紀水上與陳泰然，1988：中尺度對流複合體環境條件之個案診斷分析；1981年5月27～28日個案。大氣科學，16，1，14—30。
- 紀水上與陳泰然，1989：第一階段TAMEX密集觀測之個案對流系統與降水研究。大氣科學，17，1，59—75。
- 陳泰然、李金萬與劉廣英，1980：冬季東北季風影響下之台灣北部異常降水之初步研究。大氣科學，7，73—84。
- Bluestain, H., and M. Jain, 1985: Formation of mesoscale live of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 41, 1711-1732.
- Chen, G.T.J., and C.W. Lee, 1983: Cases study of heavy rainfall over northern Taiwan under the winter monsoonal influence—a meso-alpha feature. Paper Meteor. Res., 6, 1, 31-40.
- Chen, G.T.J., and K.Y. Liu, 1981: On the winter abnormal heavy rainfall (AHR) over northern Taiwan. Paper Meteor. Res., 4, 1&2, 1-12.
- Chen, G.T.J., and S.S. Chi, 1983: Case study of the early spring mesoscale convective complexes over subtropical China. Paper Meteor. Res., 6, 2, 129-142.
- Chi, S.S., and G.T.J. Chen, 1989: A study on the MCS case of TAMEX IOP-13. Proceedings of Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 14-21.
- Houze, R.A., Jr., 1977: Structured dynamic of a tropical squall system. Mon. Wea. Rev., 105, 1540-1567.
- Ogura, Y., and M.T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: a case study. J. Atmos. Sci., 37, 553-567.

**A Preliminary Analysis on Squall Line System over
Taiwan Area on the Eve of Winter Solstice:
the Case of December 21, 1989**

Shui-Shang Chi Meteor. Satellite Center Central Weather Bureau	George Tai-Jen Chen Dept. of Atmospheric Sciences National Taiwan University
---	---

Abstract

Conventional surface and upper-level observations, hourly rainfall, as well as the hourly radar and satellite data were used to analyze the evolution, the synoptic and mesoscale environmental conditions for the formation and intensification of the squall line system occurred at Taiwan Strait at 1400-1500 LST, December 21, 1989. The preliminary results show that the following meteorological settings over the area between northern Taiwan and Taiwan Strait are the favorable precursory conditions for the formation of the convective system. They are low-level easterly through at surface-850 mb, strong warm and moist convergence at 700 mb, as well as short wave trough at 700-500 mb and diffluence at upper troposphere. The forcing, produced by the solar heating over and near earth surface, low pressure convergence at surface and the vorticity advection increased with height, resulted in strong upward motion. The strong upward motion passed through the stable layer at 850-800mb, then released the potential instability under the layer and induced the system formation. The system developed along the easterly through of 850mb which was in NE-SW orientation and the linear convergent zone at 700 mb. These situations made the system become linear structure. After it formed, the system developed along the above-mentioned favorable conditions. As it moved northeastward to northern Taiwan, an extra convergence produced by the differential friction effect and the warm and moist SW flow deflected towards the shear area due to Taiwan terrain, then the system developed rapidly.

The results of numerical prediction show that the easterly trough over Taiwan Strait and cyclonic circulation over northern tip of Taiwan at surface and 850 mb were handled through the mesoscale prediction model, however, the intensities were slightly different from those of observational analyses. Evidently, the CWB mesoscale prediction system does have the application value in this kind of weather system.