

2003年11月21日東部外海深對流個案研究

潘大綱 鄭哲聖 趙俊傑 劉崇治

空軍氣象聯隊氣象中心

摘要

深對流活動由於經常伴隨有顯著的天氣現象，如雷雨、冰雹、亂流、下衝風等，對飛航安全威脅甚鉅。本省深對流發生主要分布於初春及梅雨季，其影響範圍時間長，夏季在熱力作用影響下，也有局部地區之對流發展，但範圍與影響均不及前者。普遍而言，台灣地區在10月份以後深對流活動即漸漸減少；2003年11月21日在台灣東部外海發生了一系列之深對流，此對流高度從衛星上估算將近四萬呎，另從飛機觀測資料顯示，飛機於二萬四千呎仍無法出雲，且遭遇不同大小之冰雹及閃電。

分析此一個案之環境場發現，深對流之發展似與中緯度之系統無直接明顯之關聯，但鋒面通過台灣地區後，中央山脈地形阻擋所造成之低層輻合為激發對流的重要條件之一。

綠島探空分析CAPE值為 $1147 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，顯示當時大氣條件有利深對流發生，雷達與及衛星資料分析產生冰雹之深對流胞，在都卜勒徑向風資料中顯示，深對流中層有顯著輻合特徵，此一輻合在結冰高度以上，深度約有三公里。另海溫分析亦知當日之海溫達攝氏28度，從衛星推估之海氣交互作用OPI(Objective Potential Index)指數亦高達0.7，顯示海氣作用相當旺盛。分析資料顯示，當對流系統往東移離開此一高OPI值區且脫離地形影響下之低層風切區後，對流即迅速減弱。

關鍵字：海氣交互作用、冰雹、都卜勒雷達

一、前言

台灣東部天氣系統之演化、發展及影響，長期以來較少為研究關切，近年來雖有綠島中尺度實驗計畫(GIMEX)，其重點在5、6月之梅雨期，對於冬季轉換期間之東南部外海對流則較無著力。然而東南外海之對流對於台灣之天氣雖無直接影響，由過去失事的慘痛經驗，此地之對流活動對於飛行安全而言，仍有相當程度之危害。其中尤以出現快速發展之對流，在時間與空間尺度都無法由現行觀測技術突破下，對於台灣東部航線之危險天氣預報，更加困難。

2003年11月21日清晨在花蓮至台東外海即發生一系列之對流活動，一直持續到隔天11月22日清晨移往西北太平洋並逐漸消

散。我們的所關切的問題有二點，第一、如此強之對流其大氣環境條件為何，與西部外海之對流有何不同，第二、為何此對流之發展能持續如此久。因此本文冀望能從各種觀測資料中，分析對流發展之環境條件及對流結構內部部份特徵，界個案研究來了解東部外海對流之部分特徵。

海面與陸地上對流最大不同點為下墊面之性質，海面上不像地表有很好的加熱率，海溫日變化較小，因此對流初始不應是地表熱力所主導，反而多半是其它（例如鋒面系統）因素。以往研究西部外海之對流（梅雨期之中尺度對流系統）時發現，西部外海之對流發生原因主要是鋒面系統及強烈低層噴流，但東部之對流系統則受台灣之地形及黑潮之暖洋流的影響。

本文以各種資料來分析此一對流系統，包括利用綜觀環境場、雷達、衛星等資料分析，本文第二節介紹使用之資料，第三節分析綜觀環境場，第四節分析雷達、衛星及落雷資料，第五節作簡單之結論及未來研究方向。

二、資料來源

本研究使用分析環境場之資料為 NCEP(National Center of Environmental Prediction)之 1°x1° 分析場，垂直共 26 層，資料時間為 2003 年 11 月 20 至 21 日 00 及 12UTC，海溫為日本氣象廳之每日平均海溫分析資料，雷達分析資料採用空軍綠島都卜勒雷達作業觀測資料，透過 NCAR(National Center for Atmospheric Research)之 SOLO 軟體，重新對於原始資料加以處理後，再經由客觀分析重會個案中對流特徵；衛星資料為來自中央氣象局 GOES-9 每半小時一次衛星資料及空軍現行作業使用之 NOAA 繞極軌道衛星資料，另客觀潛力指數(OPI)由美國國防衛星(DMSP)之 SSM/I 所得之資料經分析後的估算，用以分析 11 月 20 至 22 日海氣交互作用。

三、綜觀環境場分析

台灣地區十月份以後逐漸轉變為東北季風之天氣型態，2003 年 11 月 20 至 21 日之天氣系統受鋒面通過及東北季風增強之影響，台灣北部及東部有短暫陣雨，降雨型態仍以地形性之降雨為主，迎風面山區雨勢降大，以上特徵均可由當時之地面及低層大氣綜觀分析中得之(圖一及圖二)，11 月 21 日累積降雨圖亦充分顯示出上述論述(圖三)，天氣圖中 11 月 21 日地面鋒面從華南快速通過台灣地區，冷空氣隨之南下，原本華南至本省風場從 20 日之南風在 21 日轉變為北風，然而台灣西部的風場皆轉為北風之同時，台灣東南部受地形的影響，風場仍然偏

東風，造成在花蓮至台東外海一帶有低層之風切現象，圖四為 11 月 21 日 00UTC 時之 1000HPA 網格點溫度及風場圖，仍然可以看出明顯之風切輻合帶，此輻合帶隨著時間逐漸南下，圖五、六為 11 月 21 日 00UTC 時之 700、500HPA 網格點分析圖，台灣地區附近有利上升運動之區域在台灣之西部，並非台灣東部，似乎顯示中緯度鋒面南下並未直接對東南海域的對流活動造成影響。

鋒面通過後各地溫度降溫，北部降溫較明顯，中部降溫則發生在中午以後，而南部降溫則並不明顯，資料顯示南部中午最高溫甚達攝氏 30 至 32 度，東南部之最高溫亦達攝氏 28 度。分析綠島探空(圖七)，可以發現台灣東南側底層濕度高，且對流可用位能(CAPE)值高達 $1147\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，蕭氏指數(SI)為 -3.8，綜得當日環境條件於不穩定，有利對流發展，從當日 CAPE 網格點分析圖(如圖八)亦可以發現在巴士海峽至台灣東南部是 CAPE 的高值區，和綠島斜溫圖所顯示的不穩定情形相當一致，配合當日之海溫分析圖(如圖九)，可以看出台灣東南部海溫與前一日比有升高情形，最高海溫約攝氏 28 度，通常高海溫可帶來較強之海氣作用，有利對流較容易在該地區發展。

綜合以上所述，11 月 21 日台灣東南外海之對流在高海溫、大氣不穩定度增大及低層風切輻合等條件激發了局部的深對流活動。下一節我們則由遙測資料來分析對流特徵。

四、遙測資料分析

圖十為 11 月 21 日 0725 至 1233LST 時之紅外線彩色加強衛星雲圖，可以看出在 0725LST 時台灣南部外海及花蓮外海已有對流發生，南部外海之對流比花蓮外海之對流要強很多，其後兩方皆漸漸減弱，雲系向其東北方緩慢移出，但在 0925LST 時在花蓮至台東之外海則又出現對流，緩慢向南移動，而南部外海之對流持續往東北移動，並於

1133LST 時在綠島附近結合發展出更強之對流。利用紅外線衛星雲圖估求對流雲之發展溫度，換算所得之對流雲發展高度約 35000 至 40000 呎。

21 日凌晨起至 0800LST 雷達降水回波分為兩支，其一位於綠島北方，回波往東北發展，系統朝東南移動，為北方鋒面的尾端；另一支則由蘭嶼西南方產生零星回波向北移動，並於清晨 0700LST 在蘭嶼東方 20 公里擴展為較大面積且零散之對流胞系統。0800LST 之後至 1100LST 北支回波繼續向東南方移動，面積與強度均有擴大之趨勢，南支對流胞則由蘭嶼東方移至蘭嶼東北方 15 公里處，並持續發展，南支回波於 1200LST 至 1300LST 併入北支系統中，並繼續向東南移動。

圖十一(a)、(c)為 11 月 21 日 0240UTC 及 0310UTC 時之雷達回波圖，(b)、(d)為(a)、(c)之剖面圖，從剖面圖可以得知其對流之發展高度超過 10 公里(33000 呎)以上，旺盛對流發展與紅外線雲圖所估算之高度相當接近。另外從圖十一(b)、(d)之徑向風場圖亦可以看出在中層約 3 至 7 公里附近有明顯之輻合，雖然相隔三十分鐘，輻合仍然存在，中層輻合之發展對於對流之持續與否，應有正面之影響。

利用 SSM/I 資料估算近海面溫溼度、近海面風速、海氣間潛熱與可感熱通量等，用以估算客觀潛力指數 OPI(劉，2001)，

$$OPI = \sum W_k I_k$$

W 為標準化後之權重函數，I 為海氣參數之合成指數。根據劉(2001)OPI 最小為 0，最大為 1，指數於 0.5 即表示海氣作用較大，11 月 20 及 21 日之 OPI 分析如圖 12(a)及(b)，可以發現 20 日台灣附近海域 OPI 值皆在 0.3 以下，但於 21 日之 OPI 值在台灣南部及東部地區則增強至 0.5 以上，極值在 0.7 至 0.8，表示此區域之海氣交互作用大，並與 GOES-9 衛星雲圖所見之對流區域相差不遠。

另外本研究亦分析台電之雷電偵測系

統，其對流之放電大部分是雲中放電，且其位置與雷達回波中之對流移動一致，亦與飛機當日 1109LST 時所觀測之閃電與冰雹等劇烈天氣現象吻合。

五、結論

本研究說明 11 月 21 日東南部外海對流活動之環境場、雷達及衛星等資料，發現當日之環境場屬於不穩定，海溫高且海氣交互作用大，低層有因地形影響下的風切輻合，導致對流容易發展，綠島雷達觀測之中層輻合(如圖十三)則有利對流於冰晶快速在結冰高度附近逐漸擄獲水氣以成長為不同大小的冰雹，對流活動緩慢往東移動並持續維持一天，待其低層風切輻合消失及海氣作用減弱，對流才漸漸緩和。

冬季或其季節轉換期之東部外海對流活動亦發生在今(2004)年 2 月 19 日下午 5 點左右，台東附近外海之對流發展旺盛，並有水龍捲伴隨，水龍捲持續時間約半小時左右，但其強度並不強，其發生之原因與本個案並不完全相同，但高海溫及伴隨低層風切輻合為其共同特徵，這亦是未來值得研究之課題。

致謝

在此感謝中央氣象局雨量資料之提供，NCEP 在網路上提供其分析場，NCAR 之 SOLO 雷達顯示軟體的提供，中正理工學院何台華教授及研究生魏志憲在雷達資料剖面圖上的協助，亦感謝台灣電力公司提供雷電系統之資料。

參考文獻

- 李慶忠,2002: TRMM 微波資料海面降雨反演及應用，中正理工學院博士論文。
 劉崇治,2001:衛星資料反演海氣參數及其在梅雨期海上中尺度對流系統生成發展之應用，國立中央大學博士論文。
 朱良斌,2003:台灣地區大氣環境與東部對流特性之研究，私立文化大學碩士論文。

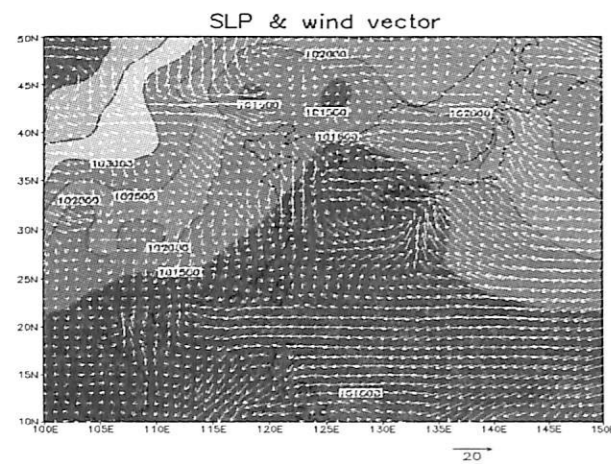
Mohr, K. I., and E. J. Zipser, 1996: Defining mesoscale convective systems by their 85-GHz ice scattering signatures. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1179-1189.

Yeh, H-C, Chen, G T-J. 2004: Case Study of an Unusually Heavy Rain Event over Eastern Taiwan during the Mei-Yu Season. *Monthly Weather Review*: Vol. 132, No. 1, pp. 320-337.

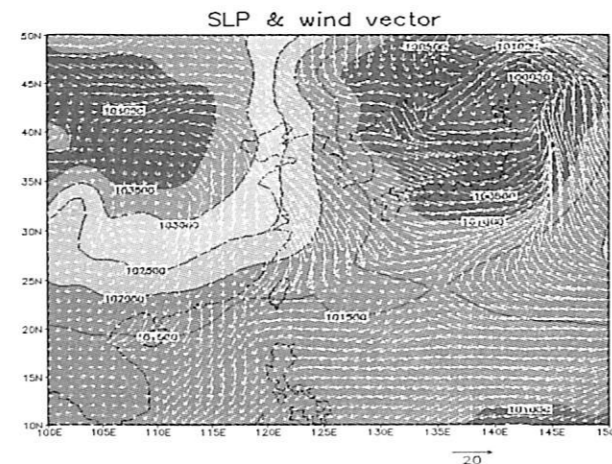
Kishtawal, C. M., Krishnamurti, T. N.. 2001: Diurnal

Variation of Summer Rainfall over Taiwan and Its Detection Using TRMM Observations. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 40, No. 3, pp. 331-344.

Sun, W-Y, Chern, J-D. 1993: Diurnal Variation of Lee Vortices in Taiwan and the Surrounding Area. *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 50, No. 20, pp. 3404-3430.

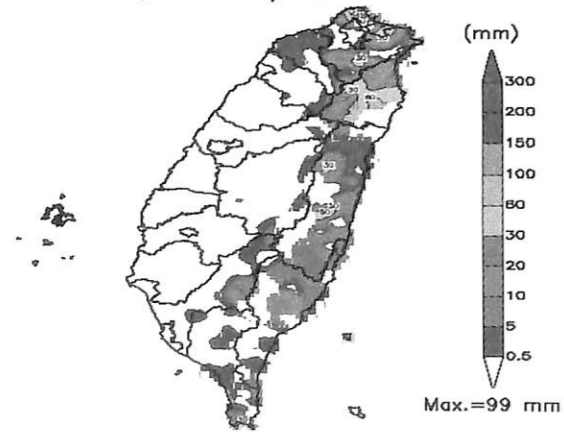


圖一 2003年11月20日08LST時地面天氣圖。

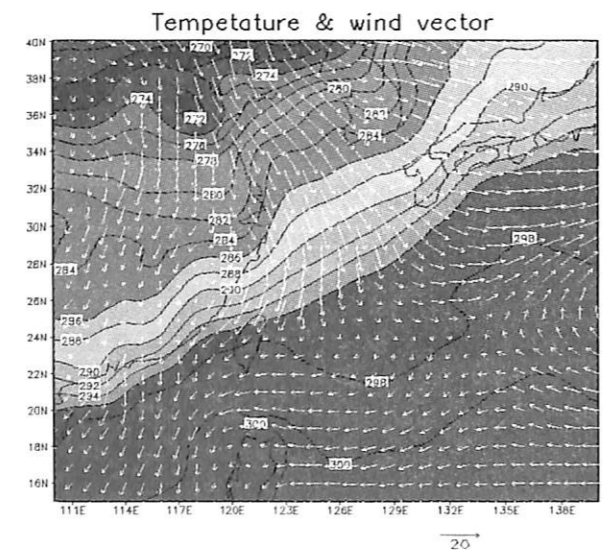


圖二 同圖一，但時間為11月21日08LST時。

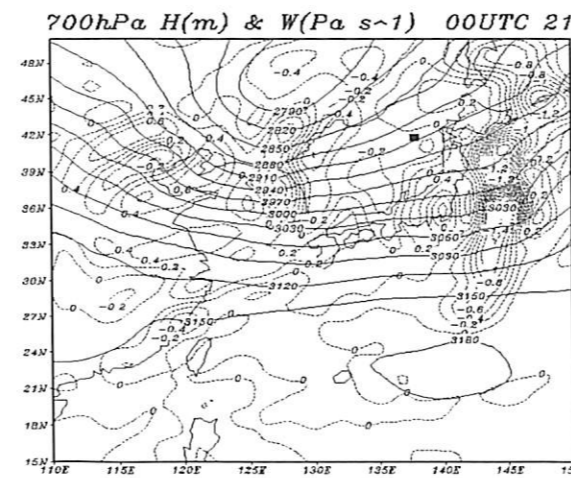
2003 11 21(00L-23L) ACCUMULATIVE RAIN.



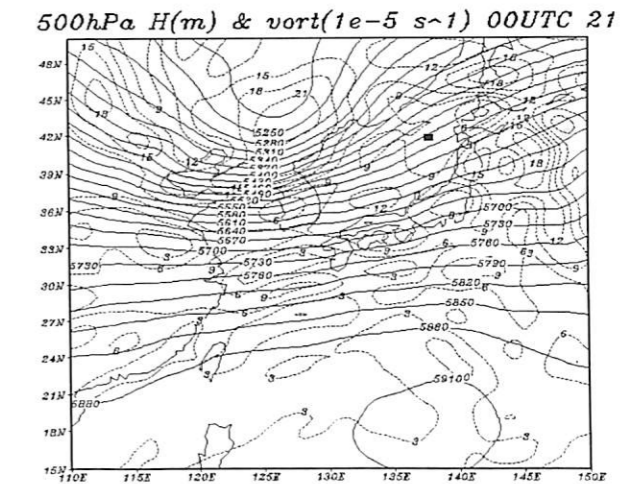
圖三 2003年11月21日累積降雨量(單位:公釐)



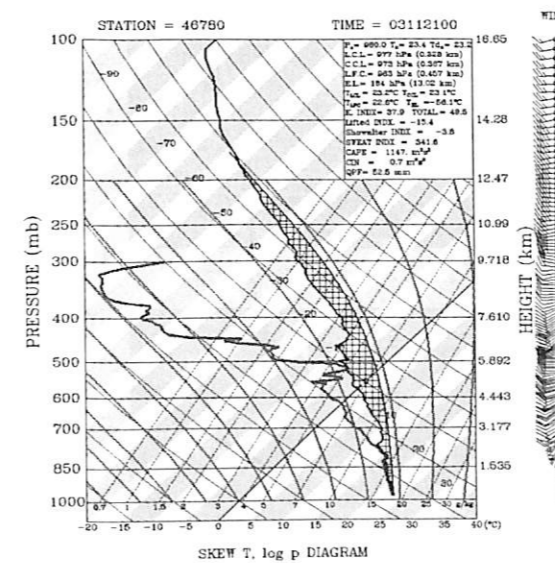
圖四 同圖二，為1000HPA天氣圖(單位:重力位公尺)



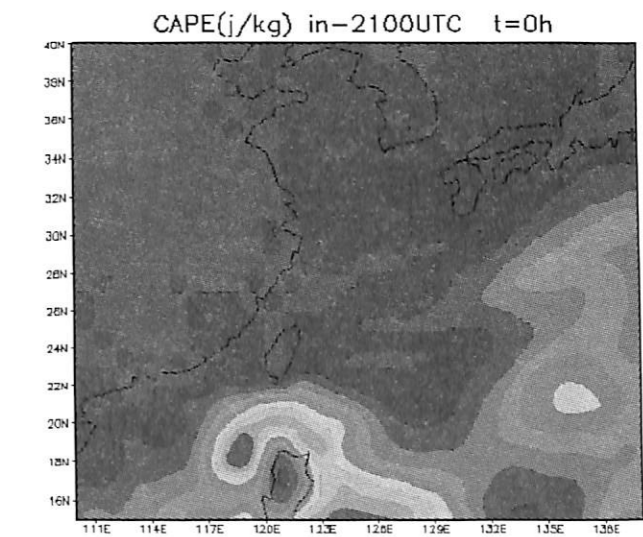
圖五 同圖二，為700hpa高度及上升速度圖



圖六 同圖二，為500hpa高度及渦度圖

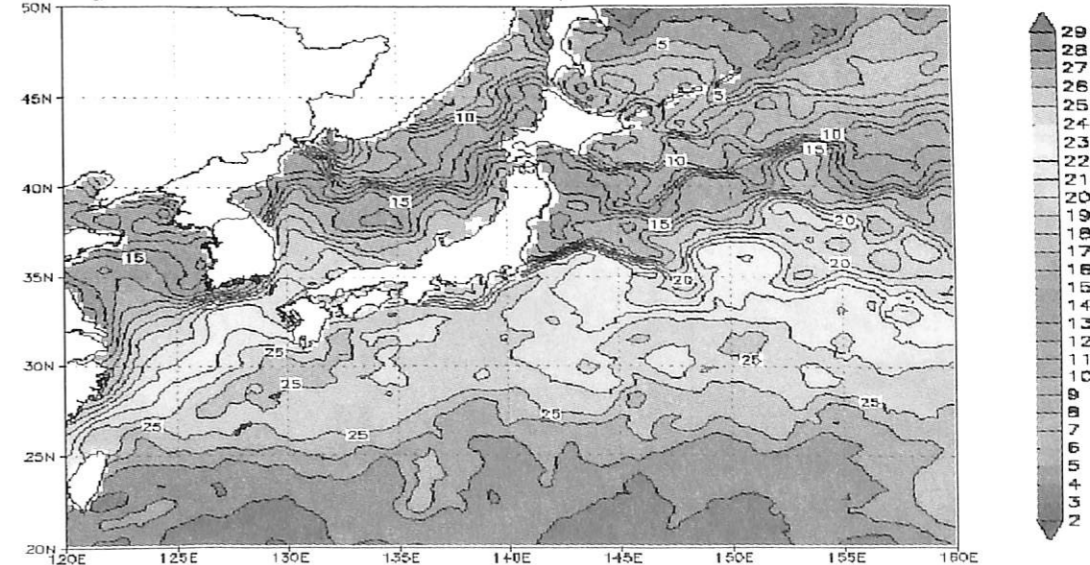


圖七 2003年11月21日08LST時綠島探空

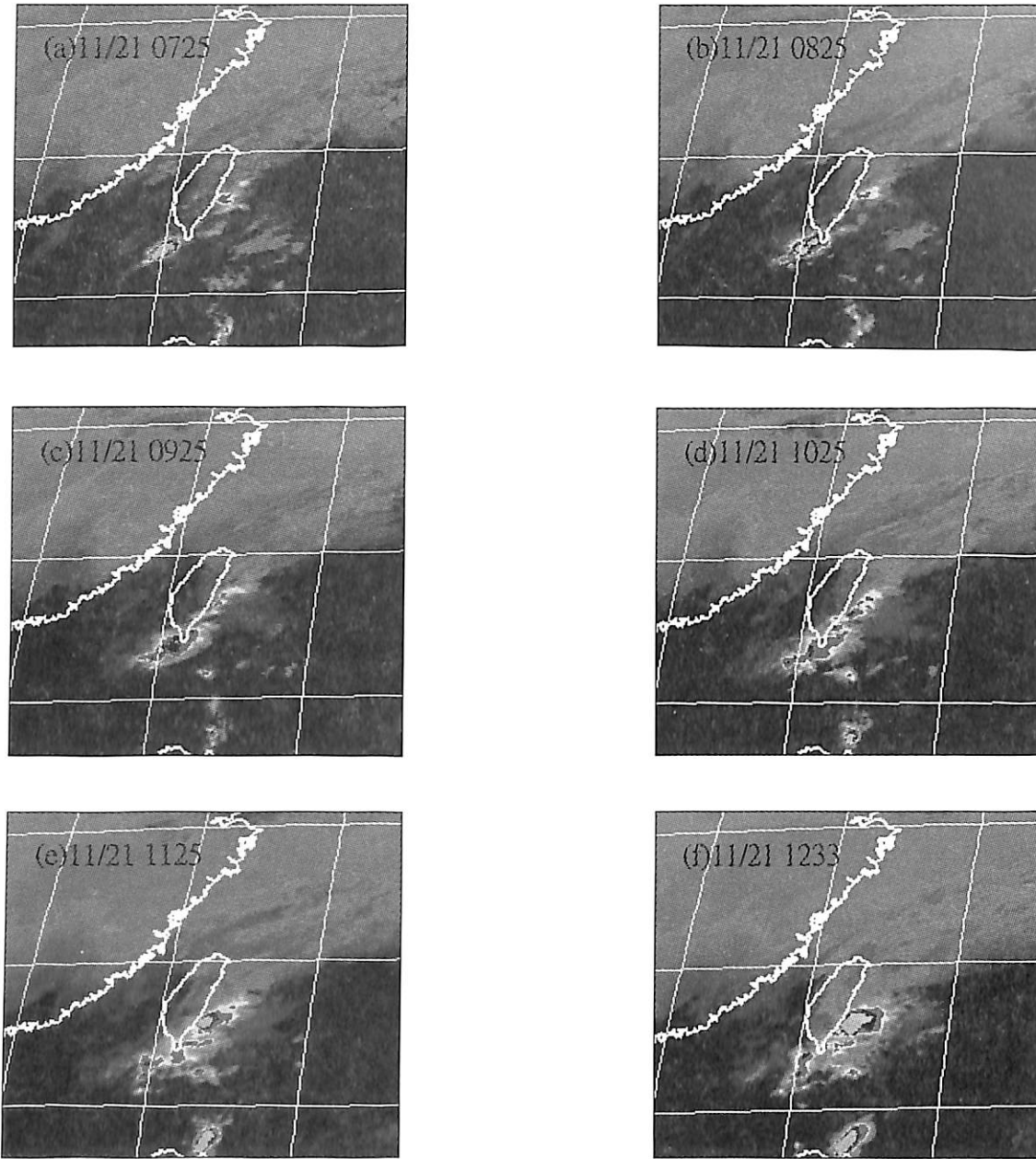


圖八 同圖二，為CAPE分析圖

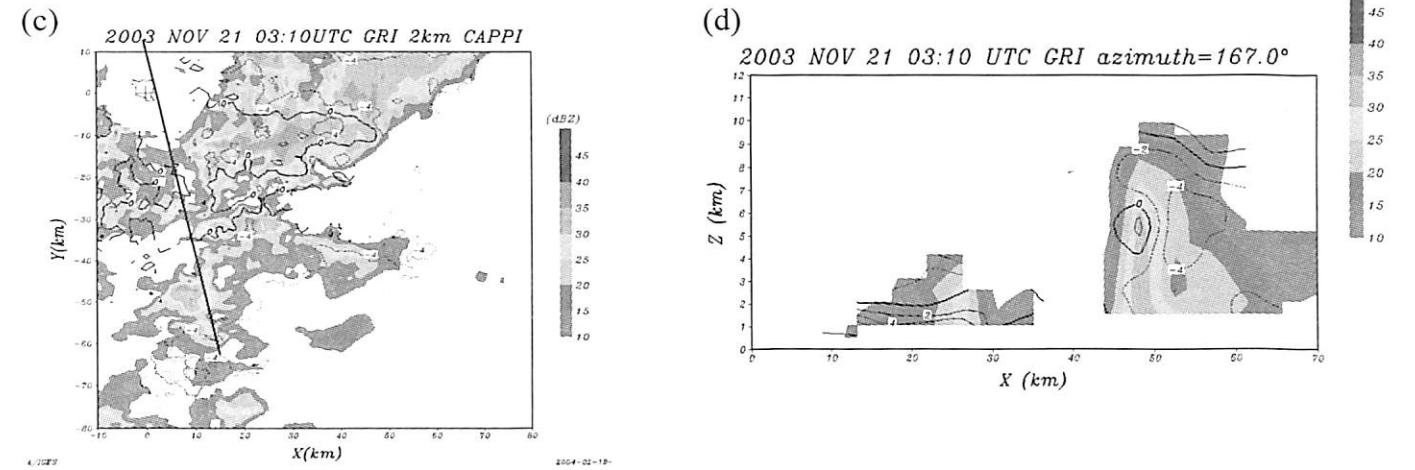
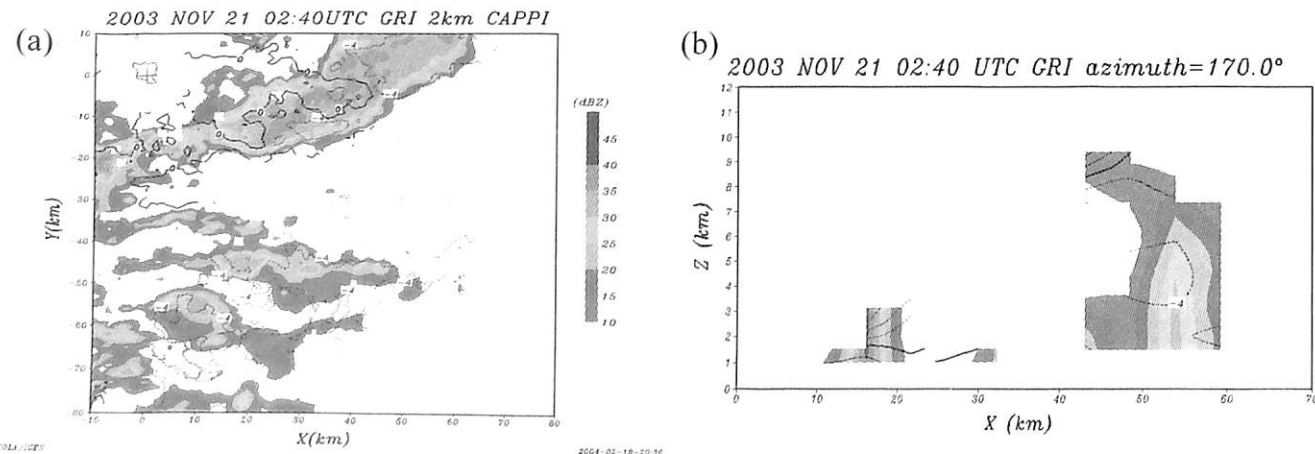
Daily Mean Sea Surface Temperature 2003/11/21



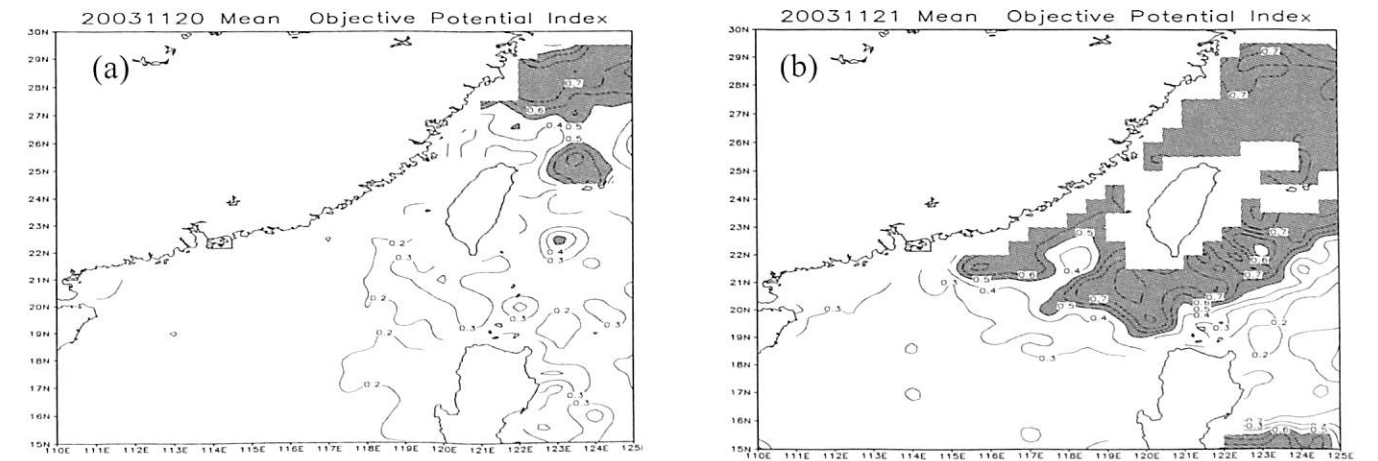
圖九 同圖二，為海溫分析圖



圖十 11月21日08至13LST時線彩色加強雲圖



圖十一 11月21日(a)1040(c)1110LST時之2公里CAPPI雷達回波圖，(b)及(d)為(a)及(c)剖面圖。



圖十二 (a)及(b)分別為11月20及21日之日平均OPI指數。



圖十三 台灣地區地形圖，飛機觀測地點在小圓圈附近。

Case Study on Deep Convection Near The Vicinity of Green Island on November 21 - 22, 2003

Da-gang Pan Che-sheng Cheng Chun-chieh Chao Chung-chih Liu

Weather Center, Weather Wing

ABSTRACT

This research is a preliminary study focusing on the large scale surrounding conditions and in-storm characteristics of a series of deep convective activities near the vicinity of Green Island on Nov. 21 – 22, 2003. Sporadic deep convective activities persistently appeared at the southeastern end of a banded convection. Average height of the band reaches 24000 ft while deep convection overshoots to 40000 ft. Aircrews reported various sizes of hail when they penetrated one of several convective embryos.

Our analyses results suggest that the passing front associated with the meso-scale topography generates a low-level shear line, serving as a triggering mechanism favorable for deep convection initiation. Proximity soundings and OPI calculation also signify that the atmosphere possessed robust air-sea interaction. The CAPE of GI in the morning of Nov.21 reads to 1147m²s² indicates the atmosphere has a convective unstable in nature.

The in-storm characteristics of the specific hailstorm that aircrews flew in were reanalyzed using GI Doppler radar data. A strong mid-layer convergence with 3 km depth centered at 6 km AGL near freezing level was observed. This feature powerfully suggests that strong vertical motion, rapid recycling of the ice embryos under humid surrounding is conducive to hail growth. Convections die down quickly as they move out of the low-level shear area and small OPI region.

Key words: Air-sea interaction, hail, Doppler radar analysis