

臺灣地區梅雨鋒面結構之診斷分析

李東明
空軍氣象中心

摘要

本文選取TAMEX期間IOP-1作個案分析,探討鋒面在臺灣附近時,鋒面結構演變過程及其和臺灣複雜地形之間相關性研究。IOP-1 鋒面斜壓性顯著,呈東北-西南走向,長達1000多公里,鋒區伴隨顯著氣旋式風切,鋒面移行快速,鋒後移動性高壓冷平流效應顯著,對於鋒面移行扮演重要角色。鋒面伴隨的MCS發展不強,深對流水平範圍約200-300公里,生命期僅數小時。對流均在850hPa鋒面前緣或鋒區之上,隨鋒面往南移動, MCSs發展後,其所在區的華南風場由西南風轉為西北風,切斷暖濕氣流供應,使MCS發展有限。近地層鋒面冷空氣淺薄,在東南丘陵迎風面受阻,形成堆積,之後冷空氣迅速南下,導致該區對流的消散。

鋒面南移至臺灣北部時,地面溫度、濕度顯著下降,鋒後近地層至2000公尺均顯著降溫,其冷空氣厚度顯然比鋒面於華南東南丘陵為深厚。另一方面,鋒前1000公尺以上具顯著溫度露點差,鋒後則400公尺以上空氣相當飽合並且近於中性大氣。顯示可能是鋒面伴隨熱力間接式環流,使鋒前有下降運動絕熱增溫、鋒後上升運動造成上下空氣的混合。鋒面到南部時,鋒後冷空氣受到南部地面暖空氣影響,有顯著變性過程。近地層至1100公尺則鋒後冷空氣顯著,使地面至1100公尺具顯著靜力穩定度,福祿數約為0.33,鋒後氣流受山脈阻擋後沿著山脈繞行成為西北風風向,氣流於中央山脈西側形成冷空氣質量堆積,造成下沉增溫,氣流相當乾燥。南部地區鋒面厚度約1000公尺,和北部鋒面發展高度1300公尺接近,顯示鋒面在臺灣南部及北部其垂直發展並無顯著差異,僅在近地層鋒面特性於南臺灣有較顯著變性。鋒面通過海面時,鋒後近地層冷空氣受到海面影響而變性,氣流較為暖潮,和近地層以上空氣形成顯著不穩定區,產生紊流後,透過水氣上傳而潮濕大氣。鋒後近地層500~700公尺有逆溫現象,鋒面斜率約為1/360,比一般中緯鋒面斜率小。

一 前言

臺灣地區之氣候資料顯示,梅雨期的降水,在全年降水量中存在顯著相對最大值(陳與吳,1978),顯著的降水,往往導致豪雨成災。臺灣地形陡峭複雜,中央山脈縱貫南北,平均高度約2000公尺,山脈東側斜坡陡峭,山脈以西坡度較緩,此複雜地形對梅雨鋒及其所伴隨的對流系統也會產生影響(吳與王,1985;陳,1978)。如何

增進對劇烈區域性豪雨的瞭解,以改進豪雨預報的能力,為目前重要的課題,對於梅雨鋒、MCS和地形的交互作用的探討與瞭解,為提升豪雨預報能力所不可或缺的一環。

Chen and Hui(1990)發現梅雨鋒可具有顯著斜壓性,此種鋒面移行快速,但鋒面發展較淺,鋒面前緣有強窄上升區,此鋒面特徵和古典中緯極鋒相似(Carbon,1982;Hobbs and Pesson,1982)。鋒

面的次環流效應,在動力上不但對於鋒生過程重要,在鋒前暖區的上升運動,也可以是對流激發機制(陳和紀,1978;Chen,1979)。若鋒前有中尺度對流系統,則其潛熱釋放可增溫大氣,此有利於低層輻合,而使鋒面次環流增強。Hsieh et al.(1984)研究對流和鋒面環流間的交互作用,比較乾、濕模式結果,發現濕模式的潛熱釋放,造成低層噴流速度較顯著,非地轉次環流較強,並在鋒前出現帶狀垂直運動,乾模式則無此現象。Thorpe and Emanuel(1985)以二維半地轉模式探討鋒面和對流關係,顯示對流生命期長,主要是鋒面所致,對流潛熱釋放,則加速地面鋒的形成。Kuo and Anthes(1982)模擬1975年6月11-15日梅雨滯留鋒及雲帶,發現潛熱釋放對於鋒面雲帶、低層氣旋式渦度維持有顯著貢獻。Ross and Orlanski(1978)以二維數值模式探討水氣對成熟冷鋒的影響,當大氣具有對流不穩定度時,鋒面舉升可以產生對流,此對流引發的垂直環流比原鋒面環流為強。Williams et al.(1981)以模式研究潛熱對穩定狀態鋒面影響,顯示潛熱造成近地層(planetary boundary layer;PBL)之上的鋒面帶被加強,但對近地層鋒面則影響很小。Emanuel(1985)認為,鋒前 MCS加強次環流,可以在鋒前不斷有鋒生效應,導致鋒面往暖區移動,原鋒面區之鋒生效應則減緩。Ross and Orlanski(1982)亦認為,鋒前MCS潛熱釋放,導致地面氣壓下降與輻合加強,是造成鋒面移動的重要因子。透過這些研究,顯示鋒面和MCS關係密切。

鋒面移至臺灣時,其氣流遇到地形的阻擋所引起的局部環流極為複雜,依大氣之穩定度、風速、風向及地形高度,均會有不同的結果(Smolarkiewicz and Rotunno,1990)。氣流和地形交互作用,形成輻合區的上升運動,在大氣條件性不穩定下,有助於對流的發展(陳與陳,1987;林與郭,1996),顯示氣流、地形與對流間的關係密切。吳與王(1985)指出梅雨鋒過境時,會受地形阻擋而發生變形;陳(1978)發現鋒面在中央山脈東側南移速度較山脈西側快速;Chen et al.(1989)發現鋒面接近臺灣時,西南氣流開始增強,由於西南氣流和山脈交互作用,在臺灣東南

側形成中尺度低壓。

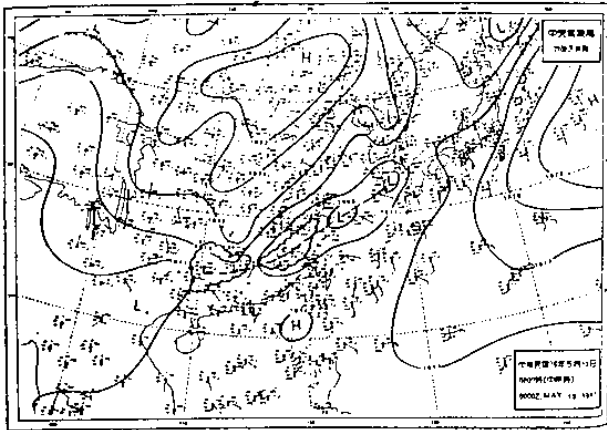
梅雨鋒和臺灣豪雨現象的發生有密切關係,鋒面遇到地形時,鋒面結構如鋒區發展厚度、伴隨之斜壓度、環流特徵等等,及對臺灣實際天氣影響如何,均為重要之研究課題。前後經歷10年(1983-1993)的「台灣地區中尺度實驗計畫」(Taiwan Area Mesoscale EXperiment;TAMEX),除了提供密集傳統地面資料與高空觀測外,另有都卜勒雷達、GMS衛星、P-3飛機等資料,對鋒面、MCS、低層噴流、局部環流及中尺度低壓等現象有更進一步的瞭解(c.g., Kuo and Chen, 1990; Chen,1992;Chen, 1991; Chen et al., 1991; Johnson and Bresch, 1991; Sun et al., 1991; Tao et al., 1991)。本文即運用TAMEX所提供的高度解析時間及空間資料,探討IOP-1 5月13日0000UTC至14日0000UTC期間梅雨鋒在臺灣區域鋒面受到海面及陸地複雜地形影響下鋒面的演變過程。

二 資料來源與處理

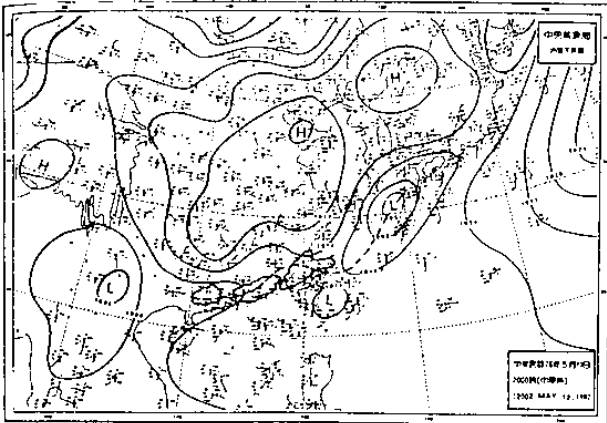
使用TAMEX 綜觀天氣圖集(喬,1988),包含東亞地區每12小時地面、850、700、500、300及200hPa探空站溫度、氣壓、重力位高度、溫度露點差及風場,分析鋒面移動及綜觀環境。850hPa鋒面是以水平風切線為定義。使用中央氣象局提供的日本GMS每3小時紅外線、紅外線色調強化及可見光衛星雲圖,範圍為 $0^{\circ} - 70^{\circ} N, 70^{\circ} - 140^{\circ} E$ 。以 $-32^{\circ} C$ 及 $-52^{\circ} C$ 雲系面積,分析MCS分佈及演變。運用TAMEX提供高解析度資料,包含每30分鐘降雨量、溫度、濕度、風場及每3小時探空站資料,診斷分析鋒面結構演變過程。

三 綜觀環境特徵

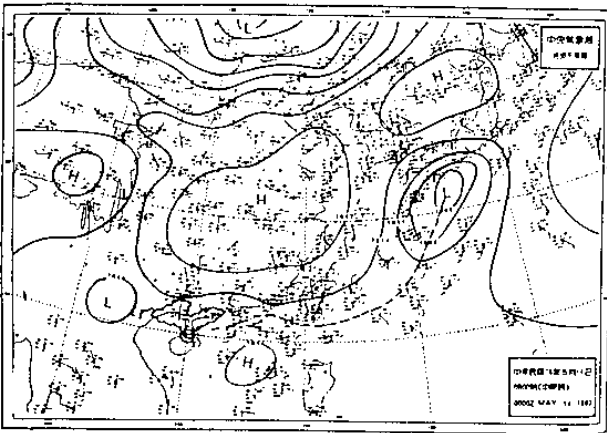
1987年5月13日0000UTC地面天氣圖顯示(圖一a),移動性高壓在華北,副熱帶太平洋高壓脊由日本東方海面向西南伸至南海,低壓中心位於東海,鋒面由低壓中心向西南延伸至嶺南,鋒面之上伴隨中尺度對流系統,此中尺度對流系統走向和鋒面平行,顯示二者關係密切。 $120^{\circ} E$ 以西的850hPa鋒面位置平均落後地面鋒約100公里(圖略),鋒面具有



(a)



(b)



(c)

圖一 1987年5月(a)13日0000UTC, (b)13日1200UTC與(c)14日0000UTC地面天氣圖。粗實線為3hPa間距之等壓線, 粗虛線為鋒面位置, 扇形區為雲頂溫度低於 -32°C 之MCS。

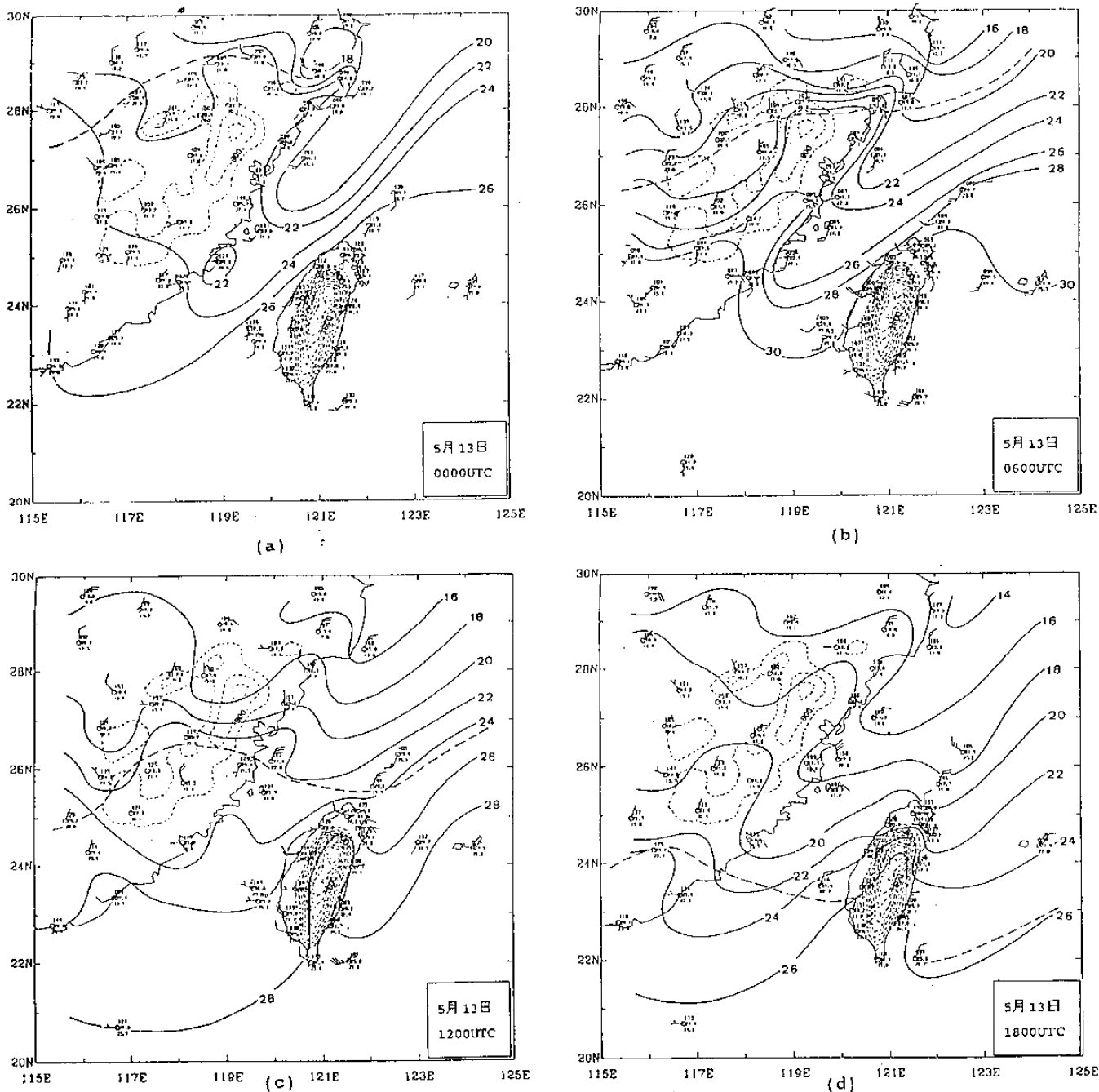
較顯著斜壓性及水平風切, 華南盛行西南流。12小時後(圖一b), 地面天氣圖顯示移動性高壓前緣冷空氣迅速南下, 鋒面移動快速, 平均移速 10m/s , 和一般梅雨鋒近似滯留性質不同, 對流雲分佈於鋒面之上及其前緣。華南地區 115°E 以東的 850hPa 鋒後斜壓性增強, (圖略) 鋒面移動迅速, 地面鋒則南移較 850hPa 鋒面更快, 使得 850hPa 鋒面位置位於地面鋒後約200公里處。華南地區斜壓帶前緣出現西北風, 對流系統均處於北風分量範圍。5月14日

0000UTC(圖一c), 地面鋒面持續南移, 迅速通過臺灣, 115°E 以東鋒區附近已無對流雲系。 850hPa 鋒面亦已經過臺灣北部地區(圖略), 120°E 附近鋒後斜壓度減弱, 此時粵東閩南沿海仍為西北流。個案期間之對流雲系均在 850hPa 鋒前及地面鋒前或鋒上, 主軸走向和鋒面一致, 東北東-西南西向。

四 鋒面演變過程分析

地面溫度場分析(圖二)顯示, 5月13日0000UTC(圖二a)台灣海峽及以北海上存在一顯著冷舌系統, 其風場均為西南風, 顯示並非鋒面後緣的冷平流所造成, 此時鋒面尚未到大陸東南丘陵地區。0600UTC時(圖二b), 冷空氣在大陸東南丘陵迎風面堆積, 鋒面斜壓度增強, 1200UTC冷空氣已南下(圖二c), 鋒面斜壓度減弱, 大陸東側海岸附近北風增強。1800UTC時(圖二d), 鋒面已通過臺灣海峽, 鋒後冷平流顯著。鋒面在1200UTC以前移動緩慢, 1500UTC之後, MCS東移至鋒後冷平流範圍時迅速消散(圖二e), 顯示鋒後冷空氣的潰流, 對於MCS的消散有重要影響。地面鋒移行受到地形阻擋而略呈滯留, 之後鋒後冷空氣迅速南下, 該區MCS消散, 顯示鋒面、地形及MCSs之間關係密切。每小時地面鋒面位置分佈顯示(圖三), 5月13日1200~1800UTC期間, 鋒面迅速南移通過臺灣地區, 並在臺灣地區呈斷裂狀, 臺灣東側之鋒面移速較臺灣西側之鋒面移速為快。

板橋地面測站每30分鐘資料顯示(圖四a), 鋒面約在當地時間5月13日2200LST(13日1400UTC)經過板橋, 地面溫度1小時內由 26°C 迅速下降至 22°C , 露點亦由 22°C 下降至 18°C , 風向由西北風轉為東北風, 鋒面特徵相當明顯。13日2400LST(13日1600UTC)後溫度已無明顯變化, 此時地面鋒前緣已達梧棲(圖四b), 溫度由 26°C 下降至14日0400LST(13日2000UTC)的 21°C , 4小時下降 5°C , 溫度呈現線性下降, 並非如板橋1小時迅速下降 5°C , 顯示鋒面至梧棲時其伴隨之斜壓度已較板橋為弱。鋒面於13日2200LST亦經過臺南(圖四c), 顯示地面鋒呈東北-西南走向。此時臺南風向由北風轉為西北風, 溫度、露點的下降則均不明顯,

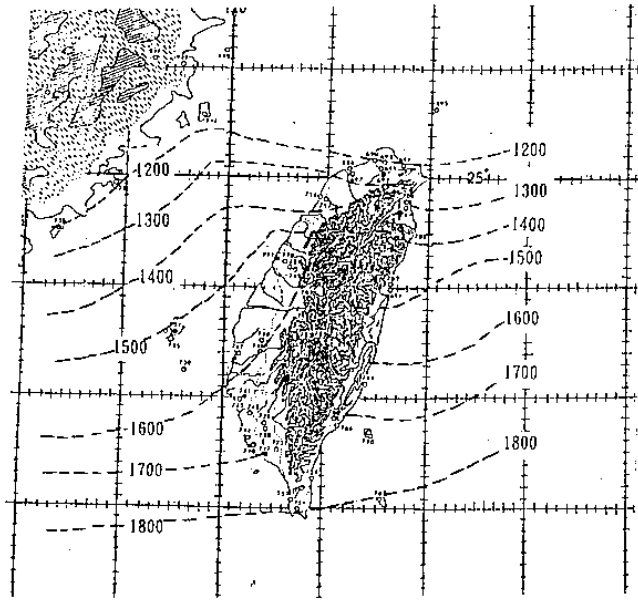


圖二 1987年5月13日(a)0000UTC、(b)0600UTC、(c)1200UTC與(d)1800UTC地面溫度分佈(2°C)。粗虛線為地面鋒位置。

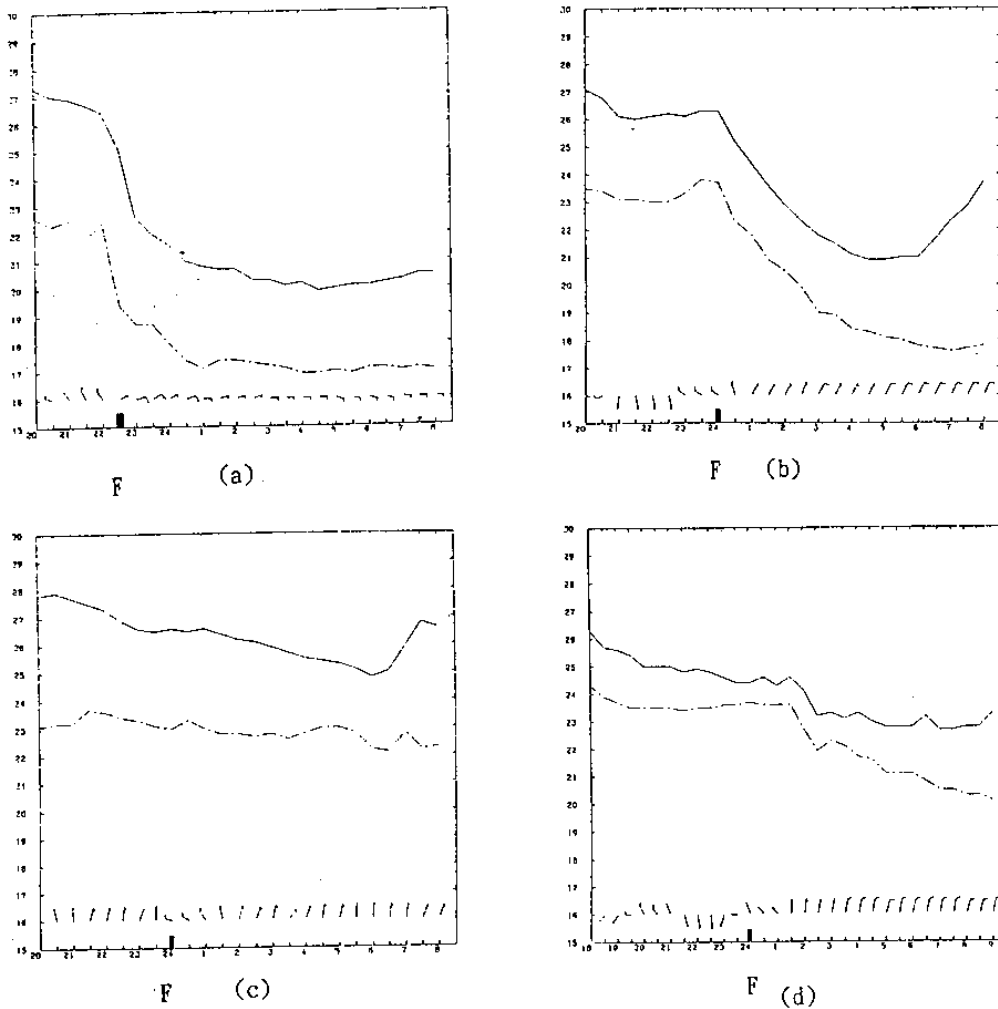
顯示鋒面到南臺灣時地面鋒面特徵已不明顯。鋒面經過臺灣海峽時，5月13日2400LST(13日1600UTC)通過馬公測站(圖四d)，風場由弱西南風轉為西北風，溫度幾無明顯變化，顯示鋒面受到海面影響使其特徵不明顯。

板橋探空隨時間風場、溫度及露點垂直結構顯示(圖五)，5月13日1800~2100UTC時，鋒區後緣冷空氣約至900~1000公尺(圖五a)，地面鋒前緣則通過恆春，板橋至恆春約400公里，如果鋒面呈東西走向，則鋒面斜率約為1/400，唯鋒面為東

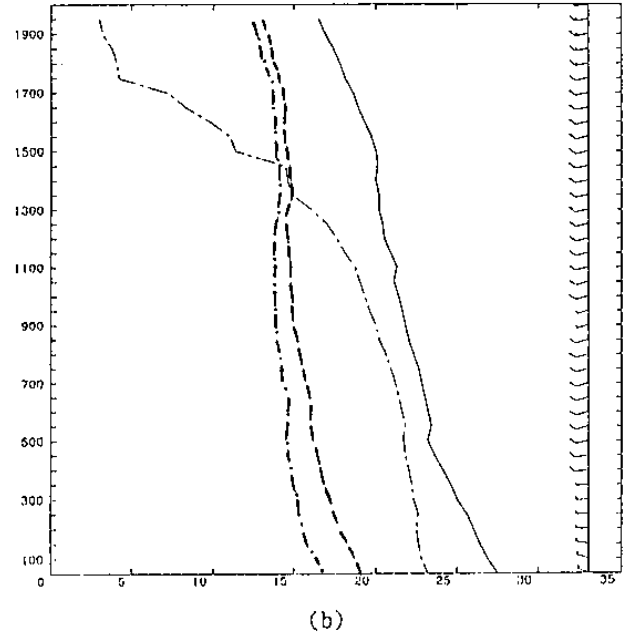
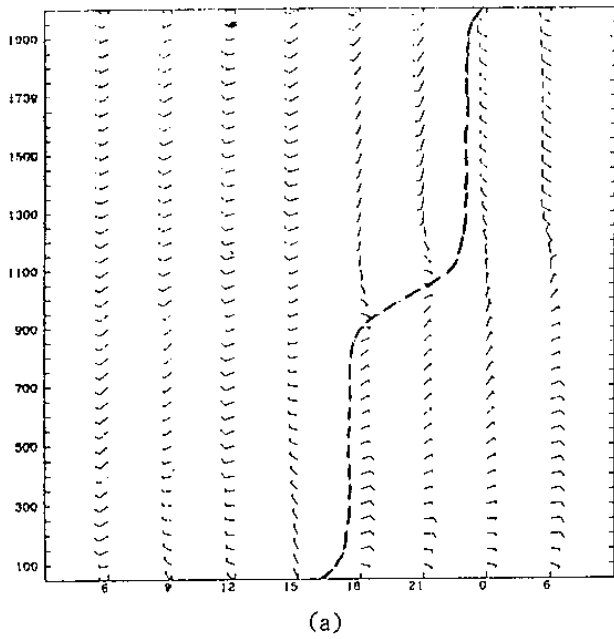
北-西南走向，故無法估計其斜率。溫度及露點垂直分佈顯示(圖五b)，鋒面尚未經過板橋的5月13日1200UTC至13日2100UTC鋒面經過板橋後，於1500公尺高度約有5°C差異。鋒後400公尺以上溫度及露點均隨高度而變化很小，顯示此時空氣上下混合顯著。2000公尺以下溫度露點差在1~2°C內，顯示大氣相當飽和。板橋測站1200UTC時地面溫度約為28°C，500公尺處則約23°C，500公尺下降約5°C，垂直降溫率為10°C/km，已形成超絕熱過程，大氣易形成紊流而使空氣上下垂直混合。



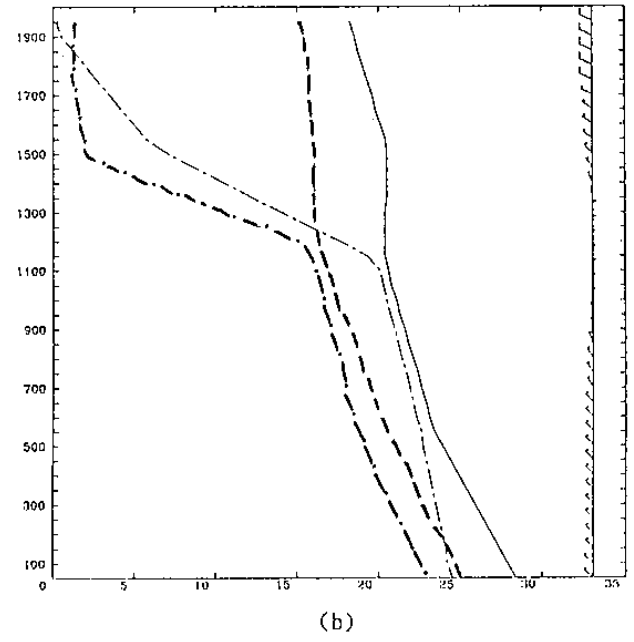
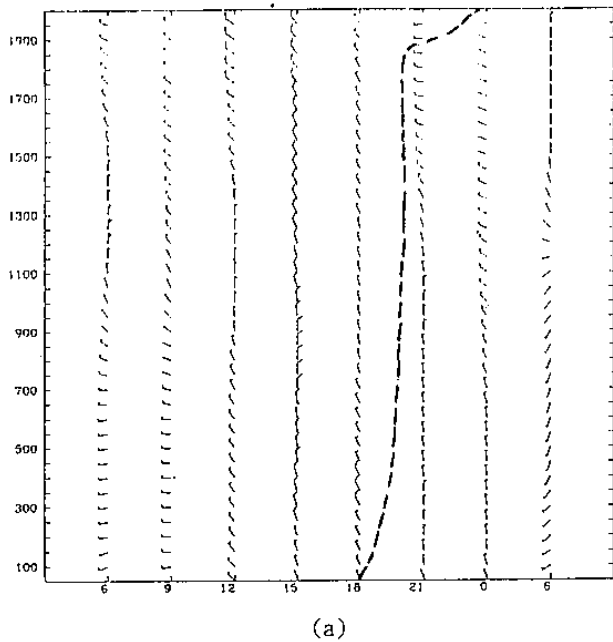
圖三 1987年5月13日1200~1800UTC 每小時地面鋒而位置分佈。粗黑點圖的測站分別是692(板橋)、777(梧棲)、741(台南)、747(東港)與734(馬公)。



圖四 1987年5月13日至14日測站(a)板橋(b)梧棲(c)台南與(d)馬公每30分鐘地面溫度(實線,單位 $^{\circ}\text{C}$)、露點(虛線,單位 $^{\circ}\text{C}$)及風場(風標,長桿表示10m/s)。橫軸為當地時間, F為地面鋒到該測站時間。



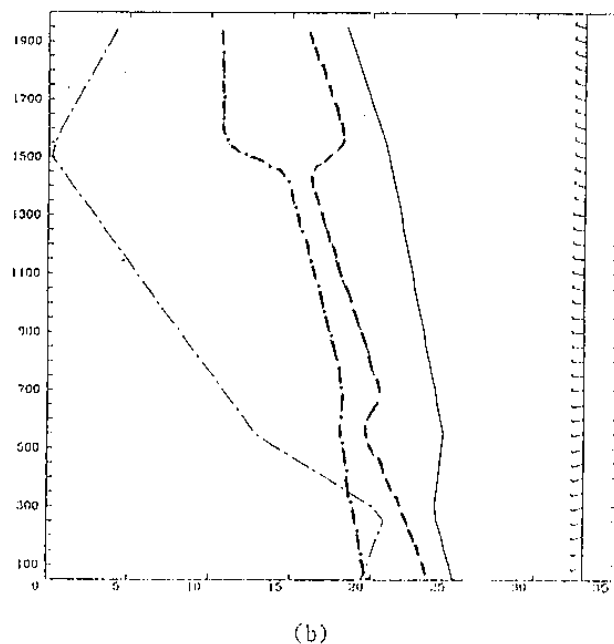
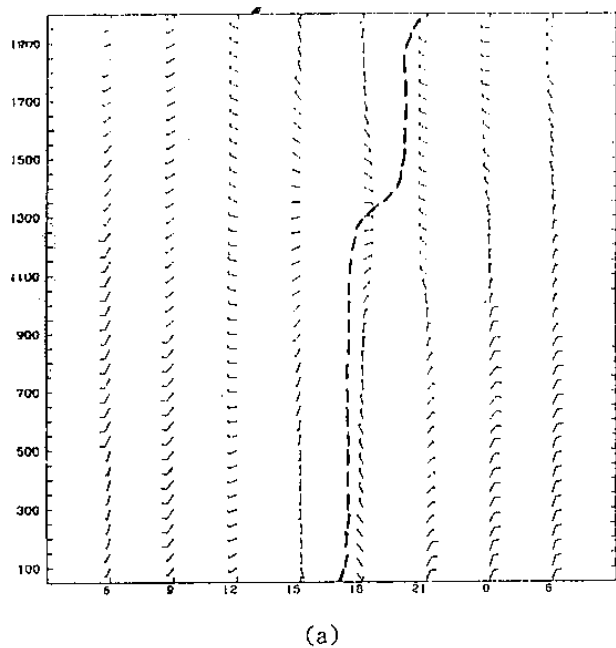
圖五 板橋探空站 1987 年 5 月 (a) 13 日 0600 14 日 0600 UTC 風場隨時間垂直分佈(橫軸為時間, 縱軸為高度, 單位為公尺, 粗虛線為鋒面位置)與 (b) 13 日 1200 UTC 之溫度(實線)、露點(虛線)、風場(風標 長桿為 10m/s) 與 2100 UTC 溫度(粗虛線)、露點(粗點虛線)垂直分佈。橫軸單位為 $^{\circ}\text{C}$ 。



圖六 東港探空站 1987 年 5 月 (a) 13 日 0600 14 日 0600 UTC 風場隨時間垂直分佈(橫軸為時間, 縱軸為高度, 單位為公尺, 粗虛線為鋒面位置)與 (b) 13 日 1200 UTC 之溫度(實線)、露點(虛線)、風場(風標 長桿為 10m/s) 與 2100 UTC 溫度(粗虛線)、露點(粗點虛線)垂直分佈。橫軸單位為 $^{\circ}\text{C}$ 。

鋒面通過後, 鋒區伴隨的冷空氣顯著, 近地層至 2000 公尺均顯著降溫, 近地層空氣僅約 18°C 。由於鋒前 1000 公尺以上溫度露點差顯著, 鋒後則 400 公尺以上空氣近乎中性, 可能是鋒面伴隨熱力間接環流, 使鋒前伴隨下降運動, 鋒後則上升運動, 造成上下空氣的混合。

鋒面到南部時, 東港測站於鋒面通過時吹西北風(圖六 a), 由於東港位於臺灣西南側, 東臨於中央山脈, 高度在 1000 至 2000 公尺左右, 由東港溫度隨高度變化顯示(圖六 b), 地面至 1100 公尺溫度由 28°C 下降至 21°C , 約 $7^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 亦即浮揚頻率 N (Brunt Vaisalla frequency) 約為 0.015s^{-1} , 風



圖七 馬公探空站 1987 年 5 月 (a) 13 日 0600 14 日 0600 UTC 風場隨時間垂直分佈(橫軸為時間,縱軸為高度,單位為公尺,粗虛線為鋒面位置)與(b) 13 日 1200UTC 之溫度(實線)、露點(虛線)、風場(風標 長桿為 10m/s)與 2100UTC 溫度(粗虛線)、露點(粗點虛線)垂直分佈。橫軸單位為 $^{\circ}\text{C}$ 。

速平均約 5m/s, 計算福祿數(Frude number:Fr)約為 0.33, 一般 Fr 比 0.66 低時氣流僅能繞山 (Smolarkiewicz and Rotunno, 1990), 顯示東港附近氣流受山脈阻擋後沿著山脈繞行成為西北風向。鋒面過境前、後 1100 公尺以下溫度和露點均很接近, 1100 公尺以上氣流則較乾燥, 可能是氣流無法越山, 形成冷空氣質量堆積, 造成下沉增溫所致。鋒面過後, 2000 公尺以下氣流均降 3~4 $^{\circ}\text{C}$, 500 公尺以上比 500 公尺以下溫度及露點的下降要顯著, 顯示鋒後冷空氣於近地層受到南部地面暖空氣影響, 其降溫現象不如上層空氣顯著。另外, 鋒面在南部地區 1000 公尺以上幾乎隨高度無顯著降溫, 鋒面厚度約 1000 公尺, 和北部鋒面發展高度 1300 公尺接近, 顯示鋒面在臺灣南部及北部其垂直發展並無顯著差異, 僅在近地層鋒面特性於南臺灣有較顯著變性。另外, 鋒面於海面通過時, 馬公測站顯示鋒面於 1800UTC 通過後冷空氣厚度發展至 1200 公尺左右(圖 7a), 溫度分佈則顯示鋒面過境前近地層 500 公尺以下近乎中性(圖 7b), 而在西南氣流下溫度露點差顯著, 顯示可能有下沉運動造成絕熱增溫現象。鋒面過後, 於 1500 公尺以下溫度露點差較鋒前為小, 顯示鋒後氣流較為潮濕, 可能是近地層由於海溫較空氣

暖, 此顯著不穩定區使氣流產生紊流後, 透過水氣上傳而潮濕大氣。鋒後冷空氣 200~500 公尺較近地層 200 公尺以下溫度的下降顯著, 顯示近地層鋒面受到海面影響而變性。另外, 由於近地層 500~700 公尺有逆溫現象, 顯示鋒面高度約在 500 公尺左右, 此時地面鋒面約至 20 $^{\circ}\text{N}$, 距馬公測站約 180 公里, 鋒面斜率約為 1/360, 比一般中緯鋒面斜率小。

五 討論與結論

本文選了 TAMEX 期間 IOP-1 作個案分析, 探討鋒面、MCS 及地形之間交互影響。IOP-1 鋒面斜壓性顯著, 呈東北-西南走向, 長達 1000 多公里, 鋒區伴隨顯著氣旋式風切, 鋒面移行快速, 鋒後移動性高壓冷平流效應顯著, 對於鋒面移行扮演重要角色。鋒面伴隨的 MCS 發展不強, 深對流水平範圍約 200-300 公里, 生命期短, 僅數小時而已。對流均在 850hPa 鋒面前緣或鋒區之上, 隨鋒面往南移動, MCSs 發展後, 其所在區的華南風場由西南風轉為西北風, 切斷暖濕氣流供應, 使 MCS 發展有限。近地層鋒面冷空氣淺薄, 在東南丘陵迎風而受阻, 形成堆積, 之後冷空氣迅速南下, 導致該區對流的消散。

鋒面移入臺灣附近時, 板橋鋒後 400 公尺以上

溫度及露點均隨高度而變化很小，空氣上下混合顯著，並且2000公尺以下溫度露點差在1~2°C內，大氣相當飽和。鋒區伴隨的冷空氣顯著，近地層至2000公尺均顯著降溫，近地層空氣僅約18°C，由於鋒前1000公尺以上溫度露點差顯著，鋒後則400公尺以上空氣近乎中性，可能是鋒面伴隨熱力間接環流，使鋒前伴隨下降運動，鋒後則上升運動，造成上下空氣的混合。

鋒面到南部時，東港測站近地層鋒後冷空氣受到南部地面暖空氣影響，有顯著變性過程。近地層至1100公尺則鋒後冷空氣顯著，使地面至1100公尺具顯著靜力穩定度，福祿數約為0.33，鋒後氣流受山脈阻擋後沿著山脈繞行成為西北風風向，氣流於中央山脈西側形成冷空氣質量堆積，造成下沉增溫，氣流相當乾燥。南部地區鋒面厚度約1000公尺，和北部鋒面發展高度1300公尺接近，顯示鋒面在臺灣南部及北部其垂直發展並無顯著差異，僅在近地層鋒面特性於南臺灣有較顯著變性。

鋒面通過馬公測站時，鋒後冷空氣厚度發展至1200公尺左右，鋒面過境前在西南氣流下溫度露點差顯著，可能是下沉運動造成絕熱增溫現象。鋒面過後近地層鋒面受到海面影響而變性，氣流較為暖潮，和近地層以上空氣形成顯著不穩定區，產生紊流後，透過水氣上傳而潮濕大氣。鋒後近地層500~700公尺有逆溫現象，鋒面斜率約為1/360，比一般中緯鋒面斜率小。

六 參考文獻

- 林嘉閔、郭鴻基，1996：南臺灣夏季午後對流之個案研究。天氣分析與預報暨海象測報研討會論文集，中央氣象局，270-280。
- 吳宗堯、王時鼎，1985：變易季節臺灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，73-88。
- 紀水上、陳泰然，1986：中尺度對流系統發展與消散之環境條件，1981年5月27-28日個案分析。第四屆全國大氣科學學術研討會論文集，國科會，120-137。
- 陳泰然，1978：臺灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。臺灣地區災變天氣研討會論文集，國科會，150-157。
- 陳泰然，1983：華南、臺灣與日本地區梅雨系統之天氣與動力研究報告。NTUATW-1983-06, 84頁。
- 陳泰然、吳清吉，1978：臺灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，5, 2, 1-16。
- 陳泰然、紀水上，1978：臺灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5, 1, 35-47。
- 陳景森、陳輝堂，1987：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討-第一部份：模式介紹及驗證。大氣科學，15, 2, 149-164。
- 喬鳳倫，1988：臺灣地區中尺度實驗-資料處理II天氣圖集(第一冊)。國科會防災科技研究報告77-11號。
- Carbone, R., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 258-279.
- Chen, C.S., 1991: A numerical study of a squall line over the Taiwan strait during TAMEX IOP-2. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2677-2698.
- Chen, C.S., W.-S. Chen and Z.-S. Deng, 1991: A study of a mountain-generated precipitation system in northern Taiwan during TAMEX IOP 8. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2574-2606.
- Chen, G.T.J., 1979: On the moisture budget of a Mei-Yu system in southeastern Asia. *Proc. Natl. Sci. Council.*, 3, 1, 24-32.
- Chen, G.T.J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 497-386.
- Chen, G.T.J., and C.P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.
- Chen, G.T.J., and S.S. Chi, 1980: On the

- frequency and speed of Mei-Yu front over southern China and the adjacent areas. *Papers Meteor. Res.*, 3, 1, 31-42.
- Chen, Y. L., and N. B. F. Hui, 1990: Analysis of a shallow front during Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2649-2667.
- Chen, Y. L., Y. X. Zhang and N. B. F. Hui, 1989: Analysis of a surface front during the early summer rainy season over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 909-931.
- Emanuel, K. A., 1985: Frontal circulation in the presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1062-1071.
- Hobbs, P. V., and P. O. G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V: The substructure of narrow cold frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 39, 280-295.
- Hsie, E.-Y., R. A. Anthes and D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2581-2594.
- Johnson R. H. and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2540-2557.
- Kuo, Y. H., and G. T. J. Chen, 1990: Taiwan Area Mesoscale Experiment: An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488-503.
- Kuo, Y. H., and T. A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. *Papers Meteor. Res.*, 5, 15-36.
- Ross, B. B., and I. Orlanski, 1978: The circulation associated with a cold front. Part II: Moist case. *J. Atmos. Sci.*, 35, 445-465.
- Ross, B. B., and I. Orlanski, 1982: The evolution of a cold front. Part I: Numerical simulation. *J. Atmos. Sci.*, 39, 296-327.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal ozone. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1498-1511.
- Sun, W.-Y., J.-D. Chern., C.-C. Wu and W.-R. Hsu, 1991: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2558-2573.
- Tao, W.-K., J. Simpson and S.-T. Soong, 1991: Numerical simulation of a subtropical squall line over the Taiwan strait. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2699-2723.
- Thorpe, A. J., and K. A. Emanuel, 1985: Frontogenesis in the presence of small stability to slantwise convection. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1809-1824.
- Williams, T. T., L. C. Chou and C. J. Cornelius, 1981: Effects of condensation and surface motion on the structure of steady-state fronts. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2365-2376.

An Analysis of a Mei-Yu Front in Taiwan

Don-Min Lee

Weather Central ,Weather Wing, CAF

Abstract

The purpose for this paper is to choose a Mei-Yu front case IOP-1 during TAMEX period to study the front structure and the relationship with the complex topography in Taiwan. The front with 1000 kilometers length and with southwest to northeast orientation associated with a significant baroclinity. The front moves fast owing to the process of the cold front advection. It also associated with MCSs which lifetime is few hours only. After east-northwesterly flow moves southward, then the MCSs is disappeared because the moisture is cut. The thickness of the cold air behind the surface front is shallow and that forms the surface front to be blocked by the terrain on southeast China. After the cold air moves southward fast then it induces MCS to disappear.

As the front moves the northern Taiwan, it makes the temperature to drop from surface to 2000 meters and the air is more neutral than in southern China. After the front moves southern Taiwan, the surface sensible heat flux transported upward makes frontolysis. Above the surface to 1400 meters, the cold air behind the front associated with a significant static stability and the Froude number is 0.33 such that the flow is blocked by the mountain in Taiwan and pass around the mountain. After the front moves to Taiwan Strait, the air behind front is warmer than that in northern Taiwan because the sea surface air is warmer comprising to upper air to form a unstable region which induces turbulence mixing to transport moisture and heat to upper atmosphere behind front. On the other hand, there is a inversion layer between 500-700 meters behind the front and its slope is about 1/360 that is smaller than that in typical mid-latitude front.