

台灣地形對冬季冷鋒影響之研究

林勝峰¹ 簡芳菁² 陳文定¹
海軍大氣海洋局¹ 國立台灣師範大學²

摘要

本文使用 MM5 模式針對 1996 年 1 月 7 日至 9 日的冬季冷鋒個案進行數值模擬，以探討台灣地形對冬季冷鋒之影響。該冷鋒於寒潮爆發後形成一東北東至西南西走向之淺鋒面，約於 1 月 7 日 2200 抵達台灣地區。衛星雲圖及地面的觀測均顯示該鋒面受台灣地形阻擋，造成在東西部鋒面的強度及移動速度上出現差異。地面觀測顯示鋒面在西岸自梧棲以南逐漸減弱並且移速減慢，而東部之鋒面結構較能維持且移動速度有增加的現象。

使用 MM5 模式針對該個案的模擬結果顯示，台灣西南部受日間輻射增溫的影響，使得此處鋒面之結構並不顯著且移速減慢，但海峽處之鋒面則受狹管效應影響而加速南移。在東部沿海由於冷空氣受地形阻擋而形成高壓脊，加強了花蓮沿海之非地轉北風的強度，並造成鋒面在蘇澳以南加速南移。以台灣地形及地表通量為變因所進行的敏感度測試中，顯示在沒有中央山脈的阻擋下，鋒面較能維持原來的結構，並且鋒後沿鋒面方向之風場較為一致，而鋒面的移動速度則有逐漸減慢的趨勢。

關鍵字：冷鋒、地形。

一、前言

自二十世紀初，氣象學家發現鋒面之存在且有許多相關之研究，如挪威學派的 Bjerknes and Solberg (1922)，便在其極鋒理論中描述了鋒面演化的過程，及鋒面如何受山脈阻擋而在其南側形成新鋒面等。在眾多關於鋒面的主題中，大多是針對冬季冷鋒行為之研究，針對鋒面系統接近阿爾卑斯山脈時所發生的現象，Smith (1986) 提供了很好的回顧，包括在山脈北面鋒前的淺焚風、鋒面形狀的改變、鋒面通過後流場的分裂、以及布拉風 (bora) 等。總結過去的觀測結果顯示，地形對於鋒面的影響包括在迎風坡及背風坡分別會產生減速/減弱以及加速/加強的現象。並且顯示冷鋒在遭遇山脈阻擋時將會經歷水平方向形狀的改變。

回顧在鋒面過山的理論方面，Bannon (1983) 曾在未設定邊界的 Boussinesq 流體條件下，推導準地轉鋒面移過二維山脈的解析解。其結果顯示冷鋒在接近山脊時減弱，在順坡而下時又會增強。這是由於鋒面的溫度場與山脈強迫作用所產生的溫度場疊加的結果。Zehnder and Bannon (1988) 使用半地轉數值模式研究地形對鋒面的影響，指出當鋒面沿山坡而上時溫度梯度會減弱，而下坡時會增強。他們解釋溫度梯度場的擴張及收縮是由於山脈強迫的輻散及輻合作用所造成。Blumen and Gross (1986, 1987) 在半地轉的架構下探討二維及三維鋒面的過山情況，驗證了鋒面在迎風處的鋒消以及背風處的鋒生是由

於山脈造成的輻散以及輻合所造成。Williams et al. (1992) 以二維靜力流場研究鋒面通過相同高度但不同寬度的山脈。在半地轉的條件下，流場通過較寬廣的山脈後仍接近初始狀態，但通過較為陡峭的山脈後則會在背風處形成垂直方向傳遞的波動。然而，Blumen (1992) 曾指出，在採用不同模式的情況下，研究結果會有所不同。為了對鋒面扭曲變形的原因更加了解，對觀測資料的分析配合上不同模式的模擬應有助於在理論上的發展。

在冬季季風實驗 (WMONEX) 期間許多學者曾對冬季冷鋒有詳盡之研究，其中 Chen et al. (2002) 使用 1996 年 1 月 7-8 日影響台灣地區的冷鋒個案，以大尺度觀點探討熱帶與中緯度間的交互作用，顯示區域性的天氣系統與東亞地區的行星尺度環流間有緊密之相關。其資料來源包括觀測以及 NCEP-NCAR 之再分析資料為主。不過，該冷鋒個案中有許多中尺度的現象並未被討論，因此本研究將以中尺度及數值模式的觀點進一步研究，並探討鋒面受台灣地形之影響。期藉由網格間距較細且時間較密之模式資料，補充在觀測上之不足，以了解鋒面過山所伴隨之中小尺度現象。在本研究中，我們使用 MM5 模式來研究冬季鋒面個案在接近台灣的陡峭山脈時所發生的一些現象。冬季鋒面由中緯度氣旋延伸至台灣地區時，往往顯示出既弱且淺的垂直結構。Chen et al. (2002) 指出地面氣壓上升、地表溫度 (露點) 明顯下降、地表北風分量增加均是地面冷鋒抵台時的特徵。但隨著冷鋒往東南移動，冷鋒之特徵愈不明顯，顯示鋒面強度逐漸減弱。台灣地區南北

長約 400km，東西寬僅約 100km，地形陡峭，最高峰玉山高達 3950m，台灣海峽相對於兩岸地勢形成如同限制低層流場的狹管。狹管效應對於鋒面的影響亦是本研究欲探討的主題之一。

二、觀測及個案介紹

(一) 綜觀天氣形勢

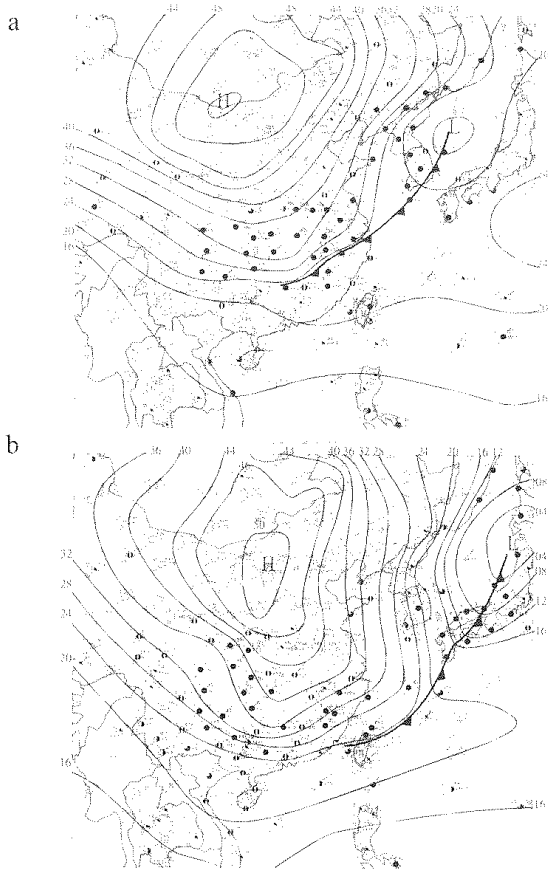


圖 1 東亞地區地面天氣圖：(a)1996 年 1 月 7 日 1200UTC(b)1996 年 1 月 8 日 0000UTC。

由 1996 年 1 月 7 日 0000UTC 時之地面綜觀天氣圖 (圖未示) 可見，大陸高壓中心位於蒙古西南 ($45^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E}$) 且中心氣壓值達 1059hPa 。850hPa (圖未示) 之大陸高壓中心位於地面高壓之上，其前方有一槽線自大陸東北向西南延伸至遼寧、山東一帶。此時台灣地區受太平洋上弱高壓之影響，風向為東南東風，風速約 10kts。至 7 日 1200UTC 時，大陸高壓中心已向東南移動至 $42^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}\text{E}$ 附近 (圖 1a)，強度稍減弱為 1056hPa 。同時有一低壓中心形成於朝鮮半島東方的日本海上，其海平面氣壓值約為 1015hPa 。伴隨之冷鋒由低壓中心向西南延伸至浙江、江西一帶。在雲圖上 (圖未示)，自日本海延伸至大陸江蘇一帶有一帶狀雲系逐漸成形。而在 850hPa (圖未示) 上之槽線則已移至黃海且有加深的

趨勢。之後數小時鋒面持續向東南移動，約在 7 日 2200UTC 抵達台灣北部。在 8 日 0000UTC 時，自大陸高壓外流的冷空氣在黃海及東海上空形成寬廣的帶狀雲系 (圖未示)。地面高壓中心 (圖 1b) 則已持續往東南移至內蒙古河套區域 ($40^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E}$)，海平面氣壓值約為 1054hPa 。此時，低壓中心位置約在日本北海道西南海域 ($40^{\circ}\text{N}, 140^{\circ}\text{E}$)，中心氣壓加深至 1002hPa 。至 8 日 1200UTC 時，鋒面已通過台灣地區，其西南端已大幅減弱，最遠僅達台灣東方約 800km 處 (圖未示)，此時大陸高壓強度仍不斷減弱，中心位置仍停留在 ($40^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E}$) 附近，但外圍有向東南延伸分裂的趨勢。由於高壓的不斷減弱，使得大陸地區風速減弱。伴隨地面低壓加深東移，850hPa 槽線持續向東移動且槽後風速增強 (圖未示)。從 7 日 1200UTC 至 8 日 1200UTC 期間，此地面低壓中心氣壓下降大約 31hPa ，對應大陸高壓之氣壓值下降約 10hPa (圖未示)。可見高壓強度雖然減弱，但是由於低壓中心的不斷加深，以致鋒面後方仍可維持相當強度的氣壓梯度，伴隨強烈的冷空氣往南、東南外流。

綜合上述分析顯示，此個案是由於大陸蒙古地區高壓往東南移出源區，在台灣地區形成寒潮爆發的現象。其中鋒面自 7 日 1200UTC 形成於朝鮮半島至中國大陸沿岸，隨著低壓中心東移及高壓向東南之推進，鋒面持續往東南移動，約在 7 日 2200UTC 抵達台灣。在此之前台灣地區因為受到太平洋上溫暖潮濕環境的影響，造成大陸性冷氣團抵達時產生的天氣轉變至為明顯。

(二) 台灣地區之中尺度現象

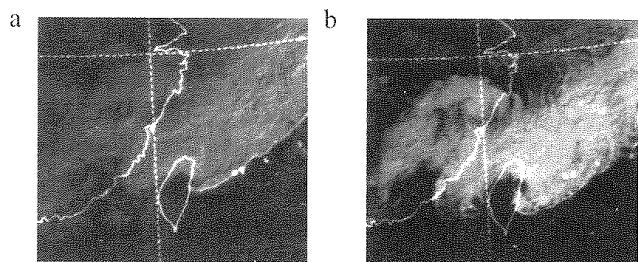


圖 2 可見光衛星雲圖，時間為：(a)1996 年 1 月 8 日 0033UTC 及(b)1996 年 1 月 8 日 0233UTC。

在 8 日 0033UTC 時 (圖 2a)，伴隨鋒面的雲層明顯受到台灣中央山脈的阻擋而變形，只能沿台灣東岸以及西部平原南下。8 日 0233UTC (圖 2b) 時，花蓮外海之鋒後雲層逐漸消散成一空洞無雲區域，同時，中部山區以及西南部地區亦未出現雲幕，預期此處受日間輻射效應影響，會使鋒後降溫之程度會減弱。綜合以上可見，伴隨鋒面的雲系在東西部有不同的特性。東部雲層較為清晰可辨，且雲層最前緣有一細長、發展較高之索狀雲 (rope cloud) 的形

成，台灣西部及海峽上空雲層邊緣則較為模糊不清，結構上也較為鬆散。

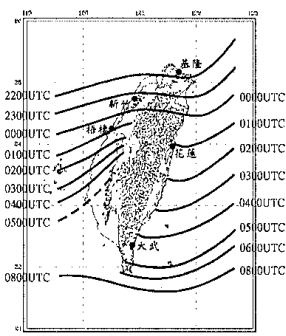
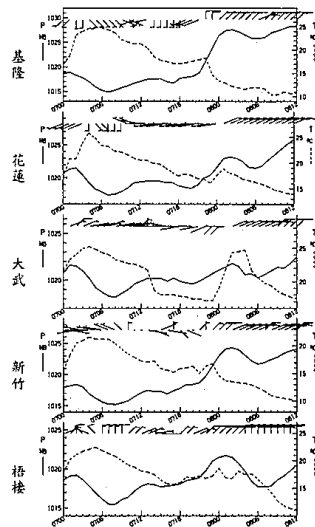


圖 3 鋒面位置逐時分析，實線代表地面鋒面位置。

圖 4 台灣東西部測站逐時觀測。實線代表氣壓，虛線代表地面氣溫。



分析逐時地面觀測資料所得到的鋒面位置(圖 3)，顯示鋒面受地形的阻擋而產生變形。鋒面在西部近岸南移速度未達梧棲時約與東部相若，但自梧棲以南鋒面移速則漸為遲滯；東部則自花蓮到成功間鋒面移速有逐漸增快的趨勢。海面上的鋒面位置由於缺乏觀測資料，僅能利用衛星雲圖中伴隨鋒面的雲系前緣推測為鋒面所在位置。由衛星影像推斷台灣海峽處比東岸外海的鋒面移速稍快，推測鋒面在台灣海峽會受到狹管效應影響而有加速的現象。

圖 4 為台灣東西部由北而南共選 5 個代表測站之海平面氣壓、地面氣溫及地面風場的逐時變化。鋒面通過後造成突然的氣溫下降、氣壓上升，以及北風分量的增強，均可作為判斷鋒面通過與否的依據。在忽略氣壓半日波的變化下，東西部測站均顯示出氣壓上升的程度越往南越不明顯。觀測結果顯示鋒面在 7 日 2200UTC (圖 4) 通過基隆，造成溫度迅速下降約 3.5°C，同時風向由西南風轉為北風。當鋒面通過六小時之後，基隆溫度已降至 12°C。花蓮在 8 日 0100UTC 鋒面通過後，氣溫便以固定的速率緩慢下降，並且有明顯的風向轉變。而南邊的大武則在鋒面通過後溫度出現驟降，並且在鋒面抵達前 1 小時便出現風向的轉變，但在鋒面通過後風速才逐漸增強。

位於台灣西北部沿海的新竹在 7 日 2300UTC 風向出現轉變且氣溫驟降，鋒後較強的東北風與氣溫的持續下降顯示新竹受到鋒面的影響十分顯著。而位於西岸中部的梧棲在鋒面通過(8 日 0000UTC)後的氣溫並未持續的下降，而是維持在 17°C 上下，風場則在鋒面抵達前 2 小時已出現較明顯之北風分

量。但是自梧棲以南(嘉義、高雄)，氣溫與風場的變化較為溫和，顯示鋒面的轉弱(圖未示)。綜而言之，鋒面在沿西部南下的過程中，以梧棲為分界，以北可由溫度及風場的變化明顯指出鋒面抵達的時間；梧棲及其以南(嘉義、高雄)溫度的下降並不顯著，並且在鋒面抵達前便出現風向的轉變以及北風分量的增強，因此在嘉義與高雄的觀測中未能指出鋒面通過的確切時間。由此顯示，鋒面在通過台灣西南部陸地時結構已明顯減弱。同時，由於鋒面之雲層在台灣北部受到中央山脈的阻擋(圖 2)，以致西南部在鋒面通過台灣期間並未受到雲層遮蔽，日間的輻射增溫減弱了冷平流的效果，使得鋒面強度迅速減弱。

三、資料與模式

本研究使用 MM5 模式第三版對前述個案進行數值模擬。使用三層巢狀網格，網格水平解析度為第一層(D1) 45km、第二層(D2) 15km 以及第三層(D3) 5km (圖 6)。垂直層數有 32 層。相鄰兩個網域間的資料是以雙向交互作用(two-way interactive)方式處理。模式初始資料是將中央氣象局全球模式的分析場(1° × 1°)內插至各層網格點上作為初估值(first guess)。再將地面及高空觀測資料納入重新作客觀分析，以能涵蓋較小尺度的天氣特徵。模式積分的起止時間為 1996 年 1 月 7 日 0000UTC 至 1 月 9 日 0000UTC，共 48 小時，時間步距為 135 秒。模式中使用的物理參數化方法包括：簡單冰晶法、Kain-Fritsch 法、MRF 邊界層參數化法、雲輻射法，同時使用 Shallow convection 的設定。

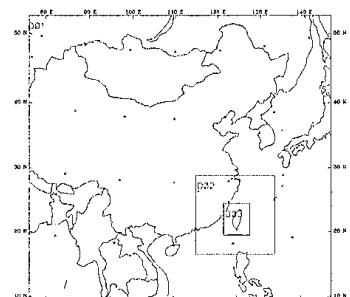


圖 5 MM5 模式巢狀網格區域設定。

本研究除了包含完整物理過程之控制模擬外，也對台灣地形進行敏感度測試。在地形的敏感度測試中，所有網格區域中台灣島所屬網格點之海拔高度均設定為 0m，藉此以代表無地形影響之模擬。

四、模擬結果

(一) 模擬結果之校驗

在綜觀環境模擬結果與觀測的比較上，模式 D1

模擬 12 小時結果 (圖未示) 顯示地面高低壓中心所在位置與氣壓值均與觀測相近。模擬之鋒面自日本海低壓中心向西南延伸至大陸華南一帶, 與觀測也十分吻合, 但在蒙古高壓中心東南方的風場卻有北風過強的現象。在 850hPa 的重力位高度場與風場, 模式 D1 與觀測亦是相符的結果 (圖未示)。模式 D1 於 8 日 0000UTC 的結果與地面天氣圖 (圖 1b) 的比較可見, 模擬位於大陸之地面高壓中心位置比觀測略為偏南且中心氣壓值偏弱, 而位於日本海之低壓中心, 其位置及強弱則與觀測頗為接近。模式所顯示之地面鋒面尾端位置略為偏西北, 落後於天氣圖上所分析之鋒面位置。

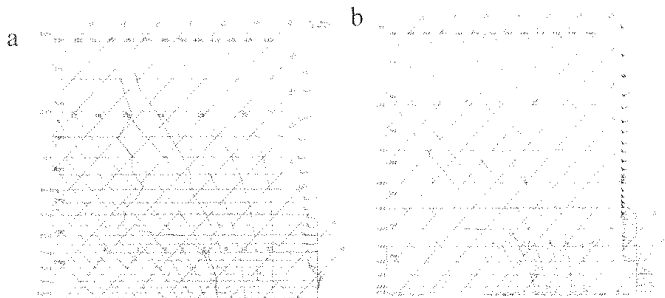


圖 6 板橋探空站在 1 月 8 日 0000UTC 之探空曲線: (a) 模式 D3 之模擬及 (b) 觀測結果。

當 8 日 0000UTC 時鋒面已通過板橋測站, 模擬之探空曲線 (圖 8) 顯示低層出現降溫以及北風增強的現象。模式模擬之地面氣溫約 16°C, 較觀測之 14°C (圖 9) 略高。而模式在 700hPa 以下顯示出潮濕之環境, 與觀測 650hPa 高度以下環境十分接近。當鋒面通過海洋上空後使原本乾冷空氣產生變性, 導致板橋在鋒後 650hPa 以下呈現出濕冷之環境。且模式與觀測同樣在鋒後 600hPa 至 550hPa 高度層呈現穩定之逆溫層, 此高度層往上環境的水汽量遞減, 顯示由低層海洋提供之水汽無法垂直混合至此層以上。以上可見模式在板橋探空站鋒面通過前、後有關溫度、溼度場與風場之模擬有相當好的結果, 提昇了模式對鋒面垂直結構模擬結果的可信度。

圖 7 為模式 D3 於 8 日 0000UTC 及 8 日 0400UTC 模擬結果, 陰影部份為自模式底層至頂層間雲水量 (cloud water) 與雲冰量 (cloud ice) 之垂直積分值, 其大小可定性代表模式中雲幕疏密的程度。其中為了與觀測作比較, 將模式最底層 ($\sigma=0.995$) 之溫度場與風場外插至 2m 與 10m 之高度, 可能含有因外插而導致之誤差, 比較時需較為謹慎。當鋒面位於台灣北部時, 在鋒面前緣模擬出與雲圖中相似, 極為狹長的索狀雲結構, 顯示模式解析度的提高能增加對索狀雲結構的掌握。但模式並未能掌握在台灣東部沿海的索狀雲。比較模式的雲幕分布與台灣地區可見光雲圖之雲系位置, 可見 8 日 0233UTC (圖 2a) 所顯示之雲系與模式所模擬之 8 日 0400UTC (圖

9b) 之雲層十分相近。同樣在往後時間中模式模擬的雲系約與前 1.5 小時的衛星觀測約相對應, 顯示模式鋒面抵達時間約落後觀測之鋒面 1.5 小時。另外模擬結果顯示在台灣北部及東部受到雪山山脈、東部海岸山脈所阻擋之雲層與對應之衛星雲圖十分類似, 故可推測模式所模擬之雲層高度以及鋒面受阻擋時氣流分流的情況均與實際觀測相當接近。

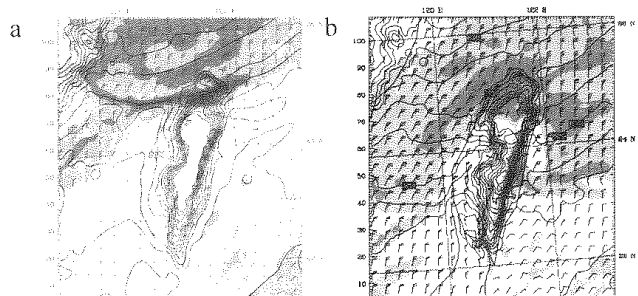


圖 7 模式 D3 於 (a) 1 月 8 日 0000UTC 與 (b) 1 月 8 日 0400UTC 之模擬結果。

在台灣地區東西部地表風場的模擬結果中, 可見模式於東部外海在鋒前呈現微弱之北風 (圖 9a), 相對的, 在台灣西南部以及台灣海峽於鋒前則有較強的北風分量出現。圖 9b 顯示東部沿海鋒後風場有沿著地形向西偏轉之特色。西部風場也有類似之情況, 鋒後風場於中部以北隨地形偏轉為北北東風至東北風, 中部以南則轉為北風。而模式模擬之地面溫度與觀測 (圖 2.8a,b) 的比較顯示, 模式在鋒後氣溫的模擬比觀測偏高約 2°C。除此以外, 在東西部的地表氣溫模擬結果也有明顯之差異。台灣西部由於雲層受山脈阻擋的原因, 在新竹以南的雲幕並不顯著, 未被雲層遮蓋的地表受到日間輻射加熱以及海陸比熱不同的影響, 同緯度之陸地地表顯示出較海面高的氣溫, 造成在西岸陸地上鋒面位置較難判定。

模式在綜觀環境及台灣地區之中尺度模擬的結果, 除了在鋒面抵達台灣之時間稍微落後觀測以及地面氣溫較觀測略高之外, 對於鋒面系統的壓力場、風場等結構以及受地形影響之模擬結果均有不錯之表現。因此我們利用此包含完整物理過程之模擬作為控制模擬, 以分析此個案鋒面之三維結構與受地形之影響, 並藉由此控制模擬與敏感度模擬之比較, 以進一步測試地形對模擬之影響。

(二) 地形對冷鋒之影響

圖 10 顯示模式 D3 中 1 至 13 號軌跡點所形成之軌跡線。軌跡點與鋒面區平行呈直線排列於台灣北部海面 ($\sigma=0.9$)。軌跡點自 8 日 0000UTC 開始釋放, 共計 10 小時。在釋放後的第一個小時, 1 至 13 號軌跡點的排列仍與初始狀態接近, 但兩側軌跡點 (1 號及 12 號) 略快於中央的軌跡點 (7 號及 8 號)。

釋放後的第二個小時(8日 0200UTC),由於受到地形阻擋的影響,軌跡線開始出現明顯減速並彎曲,其中以5號至9號軌跡線受地形影響最為明顯,軌跡點沿台灣北部地形抬昇並且轉向。由於台灣地勢陡峭,加上冷鋒的垂直結構較淺,鋒後低層穩定的冷空氣無法越過中央山脈。受到地形阻擋而轉向的軌跡線分為西部及東部兩支,由軌跡線的靠攏與疏散亦可推測於台灣西北、東北沿海發生輻合,而於台灣西南部發生輻散。台灣西北部鋒後輻合區的產生造成西部沿海在 24.5°N 附近出現最大風速(圖未示)。由軌跡線的長度比較不同軌跡點的空氣塊在移動速度上的差異,顯示靠近海峽中線之空氣塊(1至3號)移速最快,其次為東部沿海(9至12號),而通過西部陸上之空氣塊最慢(7號)。海峽中線處由於未受到地形減速,加上在海峽上受到台灣與武夷山地形侷限所引起的狹管效應(channel effect),使得空氣塊移動最快。

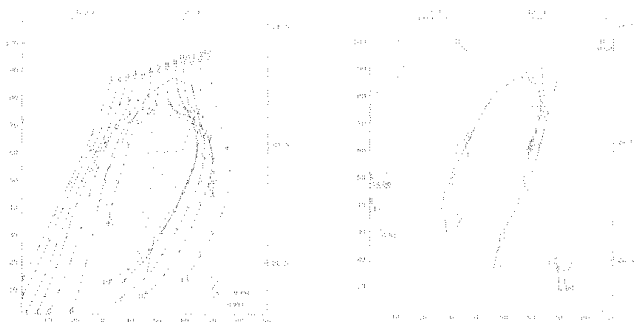


圖 8 模式 D3 鋒面後方空氣塊之軌跡線。箭頭代表軌跡點位置,大小代表高度高低。
圖 9 模式 D3 於 8 日 0400UTC 時在高度 1000hPa 之非地轉風 v_a 分量。

在觀測與模式中均發現到,東部沿海鋒面移動速度較西部陸上鋒面快,推測與東岸鋒後非地轉風的加速有關。圖 9 顯示模式在 8 日 0400UTC 時,1000hPa 非地轉風 v_a 的大小。當鋒面通過東部花蓮後於外海出現非地轉風 v_a 負值最大區。代表在鋒面通過後,此區域的非地轉效應加強了北風的強度;相對的,在台灣西部非地轉風 v_a 較弱,且自苗栗以南更轉為非地轉南風。由於非地轉風場的大小除了受到地表摩擦等因素的影響外,也與氣壓場的分布有關。當鋒面抵達台灣地區,鋒後氣流受到地形阻擋而在台灣北部減速並沿地形偏轉。沿東部地形南下之鋒後北風受科氏力影響而產生向西運動之分量,在台灣東部地形的阻擋下而使鋒後冷空氣在山脈東側堆積並形成高壓脊。位於花蓮外海的高壓脊增強了沿岸之非地轉北風的強度(圖 9),使鋒面在此區域會有加速的現象。另一方面,沿西部地形南移之鋒面,在台灣西北部地區形成輻合區,並造成高壓脊加速此區之風速而形成東北風之地形噴流。

五、敏感度測試

無地形模擬在 D2 的結果(圖未示)顯示,在鋒面未抵達台灣前,其溫度場與鋒後風場的大小與位置均與控制模擬相近,並且比較鋒面在移出海面後的雲量,在缺乏台灣地形的強迫抬升下,無地形模擬中仍有顯著的雲系。在較高解析度(D3)的模擬結果,鋒面在台灣北方海面靠近大陸沿海的索狀雲結構與控制模擬相近。當鋒面在通過台灣時(圖 10),因無地形,可直接南移至台灣中部,但受到陸地與海洋比熱與熱容量性質不同的影響,導致鋒面區會在陸地上有較大之溫度梯度。而台灣海峽上的鋒面即使在沒有台灣地形的阻擋下仍舊微弱且結構鬆散(圖 10)。

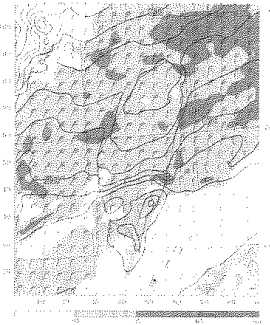


圖 10 同圖 7(b),但為無地形之模擬結果。

無地形模擬與控制模擬在台灣地區的氣壓及風場的比較上(圖未示)。鋒後在東部花蓮外海之風速較控制模擬弱,這是由於台灣東部沿海缺乏地形阻擋,而未能形成加強風速之高壓脊(圖未示)。而鋒後在台灣西北部外海之風場也

明顯減弱(比較圖與圖),是由於無地形阻擋使鋒後西北部氣壓梯度減弱所造成,顯見台灣地形在此區域造成氣流輻合並造成高壓脊進而生成地形噴流上所扮演的角色。此外,台灣陸地上之風速較相鄰的海面稍弱,主要是由於無地形模擬中僅將地形高度移除,地表性質等物理參數化過程仍舊與控制模擬相同,故陸地上之風場仍會受到較大的摩擦力影響。以上結果也間接証實了地形對鋒面所造成的影響遠大於海陸差異可能的影響。

六、結論

本研究利用 MM5 數值模式針對台灣地形對冬季冷鋒個案之影響進行數值研究。觀測顯示該冷鋒呈現東北東-西南西之淺鋒面結構且鋒面前緣有一細長、發展較深厚之索狀雲的出現。當鋒面通過台灣期間受中央山脈阻擋而在北部山區呈現停滯且產生變形的現象。伴隨鋒面的雲系在地形阻擋下,僅能沿台灣東岸及西部平原南下,沿東岸之鋒面雲系較為清晰可辨並且其前緣伴隨有索狀雲的形成,相對的,台灣西部及海峽上空之雲層邊緣則較為模糊不清,結構也較為鬆散,且台灣西南部於鋒面通過期間並未發生雲霧的現象。

隨著鋒面沿東西部地形通過台灣地區,鋒面強

度逐漸減弱，並在東西部呈現不同的結構與移行速度。鋒面約在 7 日 2200UTC 通過基隆，造成溫度迅速下降約 3.5°C 並且風向由西南風轉為北風，而隨後在東部的蘇澳，同樣出現溫度下降以及風向轉變。蘇澳與花蓮在鋒面通過後，氣溫均以固定的速率緩慢下降，並且風向轉為東北風。南方的成功及大武則因鋒面在日間氣溫上升後抵達，造成氣溫顯著下降。鋒面沿東部南移時，伴隨有顯著的風向轉變以及氣溫下降的現象，呈現較強的鋒面結構。另一方面，鋒面在沿西部南下的過程中，以梧棲為分界，以北可由溫度及風場的變化明顯指出鋒面抵達的時間；在梧棲及其以南，溫度的下降並不顯著，並且在鋒面抵達前便出現風向的轉變以及北風分量的增強。台灣西南部並未出現溫度下降的現象，是由於此處在鋒面通過期間並未出現雲霧，日間輻射減弱了冷平流的效果。鋒面在通過台灣東西部之南移速度的比較上，西部近岸在梧棲以北與東部相若，但自梧棲以南則漸為遲滯；東部則自花蓮到成功間鋒面移速有逐漸增快的趨勢。配合雲圖進一步顯示台灣海峽處之鋒面雲系移動速度最快，東部近岸次之，而在西部近岸處移動最慢。

由控制模擬的結果顯示，當鋒面抵達台灣地區後，鋒面末端僅在北部迎風面受到地形的減速與抬昇而出現較為深厚之雲層，鋒面繼續南移至中央山脈，因地勢較高無法越過，而在雪山山脈北側呈現滯留的現象，並沿著台灣東、西部繼續南移。鋒後沿西部地形而向西偏轉之氣流在台灣西北部出現輻合並造成高壓脊，使此區出現東北風之地形噴流。由於台灣西南部在鋒前已出現北風，減弱了鋒面區的風切加上缺乏地形強迫的抬升運動，使鋒面通過此區期間並無雲霧及降雨的發生。相對的沿東部海岸山脈南移之鋒面，鋒後北風受到科氏力的偏轉而使冷空氣往山脈東側堆積，不僅造成近岸處高壓脊增強此區之非地轉北風而使鋒面南移速度增快。模式模擬結果指出西風跨越中央山脈後會在山脈東側形成背風波，持續的下沉運動不僅造成東部花蓮外海雲層的消散以及鋒面厚度的減低，更加強東部低層非地轉風之強度。此外，鋒後北風受到科氏力作用產生向西分量，使台灣西部冷空氣往海峽及大陸沿岸堆積，呈現向西傾斜的垂直結構，而東部則受地形阻擋往近岸堆積，形成鋒後冷空氣厚度在山脈東側高於西側的現象。

當鋒面通過台灣地區，位於海峽之鋒後氣流受到台灣與武夷山地形所侷限，形成狹管效應使鋒面加速通過台灣海峽。而沿台灣東西部南移的鋒面，因受台灣地形阻擋而有減速的現象，但鋒面移動速度在台灣東西部仍有差異。東部沿海之鋒後北風因科氏力偏轉而有向西之分量，造成冷空氣在海岸山脈東側堆積，使東部沿海形成高壓脊並加強非地轉

北風的強度。鋒面移動速度在非地轉北風最大的蘇澳至台東之間有加快的現象（~60km/hr）。整個東岸之平均速度約為 40km/hr，比西部沿海（~35km/hr）要快，但在台灣海峽上由於狹管效應，鋒面移動速度是最快的（~45km/hr）。

對台灣地形的敏感度測試結果，證實台灣地形的阻擋會使陸上鋒面減慢且減弱，此外台灣地形所造成的影響，包括有：台灣西北部沿海低層東北風之地形噴流、集中於迎風面的降雨、西南部之鋒前北風因中央山脈阻擋而增強的現象、東部花蓮外海之背風波以及相同緯度在台灣西部的下沉運動等。同時，地形所造成的加速也因鋒後的氣壓梯度及風速的強弱而有程度上的不同，如海峽處的狹管效應以及東部因地轉偏向所造成的非地轉加速效應，均會使鋒面加速通過台灣地區。

七、參考文獻

- Bannon, P. J., 1983: "Quasi-geostrophic frontogenesis over topography." *J. Atmos. Sci.*, 40, 2266-2277.
- Bjerknes, J., and H. Solberg, 1922: "Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation." *Geophys. Publ.*, 3, 1-18
- Blumen, W., 1992: "Propagation and frontogenesis versus frontolysis over orography." *Meteor. Atmos. Phys.*, 48, 37-50.
- Blumen, W., and B. D. Gross, 1986: "Semigeostrophic disturbances in a stratified shear flow over a finite-amplitude ridge." *J. Atmos. Sci.*, 43, 3077-3088.
- Blumen, W., and B. D. Gross, 1987: "Semigeostrophic flow over orography in a stratified rotating atmosphere. Part I: Steady three-dimensional solutions over finite ridges." *J. Atmos. Sci.*, 44, 3007-3019.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, W.-R. Huang, and W. A. Gallus, 2002: "An east Asian cold surge: case study." *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2271-2290.
- Smith, R. B., 1986: "Mesoscale mountain meteorology in the Alps." *Scientific Results of the Alpine Experiment, GARP Publications Series, vol. 2, World Meteorological Organization, 407-423.*
- Williams, R. T., M. S. Peng, and D. A. Zankofski, 1992: "Effects of topography on fronts." *J. Atmos. Sci.*, 49, 287-306.
- Zehnder, J. A., and P. R. Bannon, 1988: "Frontogenesis over a mountain ridge." *J. Atmos. Sci.*, 45, 628-644.