

第五章 敏感度測試

5-1 無台灣地形模擬

以地形作為敏感度測試的模擬中，我們將台灣本島地形高度設定為零，以了解台灣地形對鋒面的影響。無地形模擬在 D2 的結果顯示，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（比較圖 5.1a 與圖 4.4a）相近，並且同樣在鋒面伴隨雲系的前緣模擬出滾軸雲的結構。當鋒面抵達台灣北部後與控制模擬相似，在鋒面雲系的末端（124°E 以西）不再出現滾軸雲的結構，並且因缺乏地形的強迫抬升，使台灣北部之雲量明顯較為減少（比較圖 5.1b 與圖 4.4）。當鋒面繼續南移，台灣東部近岸仍未模擬出滾軸雲的結構（圖 5.1c）。顯示模式對於鋒面末端滾軸雲的結構較難掌握。

在較高解析度（D3）的模擬結果，如前所述，鋒面在台灣北方海面靠近大陸沿海的滾軸雲結構與控制模擬相近（比較圖 5.2a 與圖 4.7a）。當鋒面在通過台灣時（圖 5.2b），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，在鋒面通過前，日間的陸地氣溫比同緯度之海洋氣溫高；鋒面通過後則陸地降溫較快，形成海洋氣溫較陸地氣溫高的情形，導致鋒面區會在陸地上有較大之溫度梯度。但即使在沒有台灣地形的阻擋下，在台灣海峽上的鋒面仍舊微弱且結構鬆散（圖 5.2b,c）。

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（比較圖 5.3 與圖 4.11），在鋒面抵達前，無地形模擬在台灣東北部海面上多為微弱之南風（圖 5.3a），風速較控制模擬弱（圖 4.12a）。鋒後在東部花蓮外海之風速也較控制模擬弱，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 5.3c,d）。而無地形模擬在鋒前台灣西部與台灣海峽處，風場呈微弱之變形場（圖 5.3a），與控制模擬中呈現一致的北風不同（圖 4.12a）。顯示台灣西南部鋒前北風之增強效應是受台灣地形所主宰。而鋒後在台灣西北部外海之風場也明顯減弱（比較圖 5.3d 與圖 4.12d），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。在無地形的模擬中，等壓線在跨越台灣海陸交接處時會出現轉折（圖 5.3c,d），主要是由於地表溫度的不同造成海、陸之海平面氣壓上的小差異。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。

在觀測與控制模擬中於台灣北部以及東部地區的迎風面都有降水的最大值中心（參考圖 4.5b,c,d 與 2.8b,c,d）。而無地形的模擬

在鋒面通過台灣的過程中（圖 5.4b,c,d）並未在台灣地區有明顯的降水，僅在 8 日 0200UTC 前於北部產生弱降水，顯示地形強迫為造成此個案降雨的主要原因。圖 5.4 顯示無地形模擬中上升運動僅發生在鋒面區，而在鋒面區的上升運動也明顯較控制模擬弱。在控制模擬中，鋒面通過後於台灣東西部沿海 24.5 至 24 ° N 間所出現的下沉運動（圖 4.9d），在無地形模擬（圖 5.5d）中並未產生。證實地形主宰了鋒後垂直運動之強弱與分布。

圖 5.6 與 5.7 為無地形模擬在台灣東西部之剖面。結果顯示在西部剖面的鋒面的結構於控制模擬相似（比較圖 5.6 與圖 4.14），且如前所述，鋒面的移速在台灣西部有明顯增快的現象，顯示台灣地形的阻擋會使鋒面移速減慢。另一方面，在無地形的因素下，鋒後冷空氣呈現由北往南逐漸變淺的結構，證實了台灣地形是造成西部剖面在 300km 處的下沉增溫以及冷空氣厚度驟降的主要因素。

在東部剖面中（圖 5.7），鋒面前緣之對流雲系並不明顯（圖 5.7a, b），且鋒面的移動速度較控制模擬略快。鋒後冷空氣同樣呈現往南逐漸變淺的結構（圖 5.7d），不同於控制模擬中在 300 km 處的下沉增溫以及雲層的消散（圖 4.15d），如同上段所述，顯示台灣地形主宰著東、西部在花蓮外海以及苗栗附近下沉運動生成。

5-2 無地表通量模擬

無地表通量的敏感度測試是在模式模擬中關閉底層的熱通量以及水汽通量，但含有台灣地形。結果顯示在鋒面抵達台灣前雲系呈現較為均勻的結構（圖 5.8a），並未如控制模擬般在其前緣出現深厚的滾軸雲結構，顯示地表通量對於冷鋒前緣之滾軸雲的生成極為重要。在無地表通量的模擬中鋒面較控制模擬略為提早抵達台灣，並且鋒面區呈現出較強的氣溫梯度與風切（比較圖 5.9a 與圖 4.6a）。隨著鋒面逐漸通過台灣，無地表通量模擬中的鋒面強度幾乎沒有減弱的現象，且在 8 日 0200UTC（圖 5.9b）時鋒面位置已領先控制模擬（圖 4.6e）許多，顯示鋒面通過台灣之速度明顯較控制模擬快。同時，其鋒面受到地形阻擋而變形的現象也較為明顯，且鋒後之雲系由於缺乏地面所供之水汽，當台灣地形引起之下沉運動生成，鋒後穩定之環境會使雲層持續消散而形成台灣東西部及台灣海峽無雲霧的狀態（圖 5.9c）。

圖 5.10 為無地表通量模擬在板橋測站之探空曲線。在鋒面抵達前，無地表通量模擬在底層氣溫與露點略為偏低且風向與控制模擬有些微的差異，但 900hPa 以上之各層風場與溫度、露點皆與控制模擬十分接近（比較圖 5.10a 與 4.5a）。在 8 日 0000UTC 時（圖 5.10b），鋒面已通過板橋探空站，造成低層 850hPa 以下氣溫與露點溫度顯著

的下降，並形成極為穩定之環境，但在 850hPa 以上則未有太大的差異。顯示地表通量會對底層的溫度及露點有顯著的影響，當冷鋒通過洋面抵達台灣地區時，低層所提供之熱通量會使鋒後之冷空氣強度減弱，而洋面所提供之水汽則使低層溼度增加，因此當冷鋒抵達台灣時已由乾冷的大陸性氣團變性為較為濕冷之環境。

無地表通量在鋒後雖然具有較強的風速，但在鋒面抵達前，台灣附近的風場仍十分微弱，西部台灣海峽以受到大陸高壓影響而呈弱北風，而東部外海仍為弱南風（圖 5.11a）。當鋒面抵達台灣北部海面，鋒後風場強度明顯增強並呈現強烈風切，而台灣海峽處之鋒前北風隨大陸高壓的南移而有了增強的現象，但台灣東部外海仍處於高壓邊緣而使風場呈現微弱的變形場（圖 5.11b）。在台灣海峽鋒前的低層風場仍出現明顯的北風分量且強度較控制模擬略強，主要是由於較強的氣壓梯度力所造成（圖 5.10a,b）。鋒面通過台灣地區的速度明顯較控制模擬快，主要是由於鋒後較強的風速（比較圖 5.11c 與圖 4.12c），除此之外，因地形所造成的加速效應也因鋒面增強而更為顯著，如先前所述，通過台灣海峽之管道效應，以及東部地形阻擋所造成的非地轉加速均會造成鋒面加速南移。

圖 5.12 顯示無地表通量中的垂直運動的分布，在鋒面前方之垂直運動較弱，較強之上升運動主要發生在鋒面區以及迎風面的區域，

宜蘭平原則因背風地形而出現顯著的下沉運動（圖 5.12a）。以上雖與控制模擬的結果相似，但其鋒面區的上升範圍較為狹窄，並且在上升區後緊接著出現下沉運動（比較圖 5.12d 與圖 4.9b）。這可能是造成此模擬中鋒面前緣並未形成滾軸雲的原因之一。鋒後在東部蘇澳南方以及西部桃園至台中的區域同樣出現持續的下沉運動（圖 5.11d），顯示地形對於鋒面的影響與控制模擬的結果一致，且由於鋒後更穩定環境使對流強度明顯較控制模擬弱。

由圖 5.13 顯示無地表通量在西部的剖面中鋒後的環境與控制模擬中低層較不穩定的環境不同（比較圖 5.13 與圖 4.14）。控制模擬中鋒後冷空氣受到地表通量加熱以及垂直方向的混合而使其厚度增加，同時鋒面的強度也因此減弱。鋒面強度的減弱以及冷空氣厚度的增加使得鋒後穩定度降低而有利於對流的生成。在無地表通量模擬中，鋒後強烈的冷空氣使得鋒面頂層呈現非常穩定的狀態（圖 5.13a, b），限制了上升運動的強度，使之無法如控制模擬般發展出對流深厚且狹長之滾軸雲（圖 4.14a）。當鋒面通過剖面 300km 處，受中央山脈阻擋所形成的下沉運動影響而造成往南雲系的消散（圖 5.13c, d）。

將無地表通量東部剖面（圖 5.14）與控制模擬比較下，在相同的位置（300km 至 200km 之間），都出現了背風波的下沉運動但強度較

弱（圖 5.14e）。而比較無地表通量中東西部鋒面結構，與控制模擬結果相同：東部低層之位溫梯度與風切均較西部強，顯示東部剖面較能維持鋒面之結構。

針對無地表通量之敏感度測試，顯示地表通量對鋒後低層環境的影響顯著，當鋒面出海後受到洋面之熱通量及水汽通量的影響，使得原本乾冷之冷空氣逐漸變性，造成鋒面結構的減弱並且使鋒面低層形成濕冷的不穩定環境。潮濕且不穩定的環境在鋒面區以及地形迎風面的抬升之下便容易激發對流雲系的生成。