

台灣西北部局部環流之模擬研究

林沛練 陳沛宇

國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

台灣四面環海，境內又是重疊疊嶂的地形起伏，所以由於海陸及平、山地熱力特性的不同所引發的局部環流(海陸風環流、山谷風環流)相當複雜且對大氣邊界層的發展、中尺度系統的演化及污染物的傳輸都有直接的影響力，因此對局部環流的研究是有其必要性的。

1994年6月15日至23日，在“西北台灣局部環流研究”的專題研究計劃中，針對台灣西北部的局部環流做了密集的觀測；結果發現實驗期間中以較不受綜觀強迫作用的6月22日言，海陸風的交替相當明顯，海風約在早上8點開始，約可持續到下午5點左右，入夜後有陸風的發展，而在山區的測站局部環流的日夜變化較明顯。

首先發展一個三維靜力乾模式，針對台灣北部地區的局部環流進行模擬討論；在逐項的測試中發現，海陸風環流大致隨地表加熱冷卻的替換配合科氏力的作用呈一日夜循環的變化；海岸線的曲率較大處，特別是濱海外凸地區，是日間海風輻合及夜間陸風輻散的極大值所在；而在綜觀風的測試中發現，向岸的綜觀風會減弱海風的強度，適當的離岸綜觀風會加強海風的強度，這是因為離岸風會使得近海岸處的水平位溫梯度增加，反之向岸風會減弱水平向的位溫梯度；此外，海風冷平流會抑制混合層的發展。

為了更進一步探討台灣西北部局部環流的現象，我們也引用了另一套具有較完整物理過程的中尺度模式，即由美國科州州立大學(CSU)所發展的RAMS(The Regional Atmospheric Modeling System)來進行實例個案之模擬，在以真實探空資料作為起始條件下，模擬所得與觀測有較佳的一致性，發現地形、地表加熱作用與科氏力對台灣西北部局部環流的發展均有很大的影響，此外，也模擬了台灣夏季盛行西南風的情況。

一、前言

台灣位於西太平洋的島嶼，所以大氣的變化與海洋有著密不可分的關係，而就台灣的地形而言在約200公里至450公里的區域內就有從平地到三公里以上的地勢起伏，所以地形相當複雜；在既是四面環海又是起伏很大的地形兩大因素影響之下，由海陸及地形高低的對比所引起的局部環流，在台灣地區是相當的明顯且重要，局部環流會影響中尺度系統的演化、污染物的傳輸及邊界層的發展，對人類的生活環境有一定的影響，因此對局部環流的研究是確實有其必要性的。

有關海陸風的模式研究方面，最早的理論模式由Davis et al.(1889)所提出的，是一線性且忽略科氏力的理論，對受科氏力影響很大且非線性作用為主的海陸風言是不足夠的；Fisher(1961)用二維非線性模式模擬海陸風，算是模式研究的一大步；而後Pielke(1973)發展三維模式成功的模擬出佛羅里達半島的海陸風環流，這是平坦地形海陸風環流研究的另一個新的里程碑；其後的研究重點就集中在地形對海陸風的影響

上，Miyata(1977)曾提出海陸風環流的結構與地形起伏有很大的關係，之後海陸風與山谷風環流交互作用的過程開始引起眾多學者的重視，Mahrer和Pielke(1977)發現海陸風環流與山谷風環流合成時的環流強度比任兩環流單獨存在時要強，Kikuchi et al.(1981)用一個三維模式模擬關東平原的局部環流，結果發現山谷風環流發生的時間較海陸風環流早，山脈對海風有很強的阻礙作用。近期討論盛行風對海陸風的關係者亦很多，Zhong and Takle(1993)，經由模擬證實當綜觀風與海風同向時，因海風所造成風速的擾動值比較小，綜觀風與海風反向時因海風所造成風速的擾動量較大，這是因為綜觀風與海風反向時，海陸交界處的水平位溫梯度會增加，因而增強了力管效應。

由於觀測儀器之進步以及模式研究的神速發展，海陸風環流與邊界層結構的交互作用已成為最近幾年局部環流研究的重點，Durand et al.(1988)藉由觀測並加以計算之後發現海風鋒的位置亦是垂直速度最大的地方，而且上傳的可感熱通量在海風鋒處是一極大值所在；Kuwaqata et al.(1994)藉由海岸地區的觀測發現海風冷平流會抑制日間海岸區混合層的

發展，證明了海風對邊界層結構的影響。

綜合以上的研究回顧，在受綜觀風、熱力作用及地形阻擋效應的影響下，局部環流的發展及其交替的過程是一個相當複雜的問題，而台灣四面環海，境內的山巒陡峭又多起伏，更增加了局部環流的複雜性；國內有許多學者曾投入這方面的研究，Hong and Lin(1982)、曾(1983)、賴(1991)、張(1992)、孟(1993)、林(1988)曾以模式模擬台灣地區的海陸風環流的形態及地形影響，蔡(1987)則依據觀測所得分析台灣北部在不同季節的季風下局部環流的情況，並建立台灣北部局部環流的簡易數值模式。

回顧以往對台灣局部環流的研究，在觀測上大都以地面資料為主，鮮少有關於垂直結構方面的觀測，而在模式的研究上，由於缺乏實際的觀測資料所以模式無法與觀測做相互的驗證，很幸運地在 1994 年 6 月 15 日至 23 日由國內外眾多學者組成了台灣局部環流研究群，在台灣西北部佈下了觀測網，針對局部環流作了先驅的觀測實驗，密集的探空觀測，在時間上與空間上都有很好的解析度，詳細分析這些資料之後使我們對西北台灣局部環流結構有了更進一步的了解。本研究除了闡述觀測所得外，並採用兩個模式與觀測做相互的印證，然後利用模式做不同物理變因的診斷，以加強我們對台灣西北部局部環流發展特性的物理詮釋。

二、觀測資料分析

2-1 觀測計劃及測站分布

以往在台灣針對局部環流所做的觀測相當缺乏，因此少有完整的觀測資料能說明台灣地區局部環流的特性；很幸運地，由中央大學及台灣大學的多位學者及國內外相關機構的研究人員共同組成了台灣局部環流研究群，並在中央氣象局、民航局、中正理工學院、空軍氣象聯隊及桃園農業改良場等單位的協助之下，於 1994 年 6 月 15 日至 23 日在台灣西北部佈下了觀測網，針對局部環流做了先驅的觀測實驗。

測站的分布，北到林口，南至竹北，向東深入內陸至桃園縣復興鄉，整個實驗區域以中壢為中心包含了台灣的西北部，共佈下了 11 個測站(p1 ~ p11)，其中 p2、p4、p6、p8、p9 特別設計成從海邊到內陸垂直海岸線的觀測連線，期望對海陸風向內陸的進展有進一步的了解。

所使用的儀器基本上以經緯儀高空風觀測為主

，每三小時觀測一次，此外，還有傳統的地面觀測，中央大學(p6)的 32 公尺鐵塔可測溫度、濕度、風向，整合探空系統(ISS)，包括剖風雷達、聲電探空系統以及 Omega 探空系統，可量測低空風、虛溫以及水汽分布的變動，觀音(p2)及復興(p9)兩站則有聲波雷達(sodar)的觀測；在多種儀器的配合之下，全力捕捉台灣西北部局部環流的特性，而本文的分析將以 pibal 和地面資料的觀測所得為主。

2-2 綜觀天氣分析

在 6 月 15 日到 23 日的期間中，15、16、17 日台灣皆受到強勁的西南氣流的影響，18、19 日鋒面過境，20 日鋒面北移，天氣開始晴朗，因此 20 日至 23 日的天氣狀況較適合作局部環流的分析研究，筆者篩選這幾天觀測所得的資料品質後決定以 6 月 22 日的觀測資料來說明局部環流的發展情形。

1994 年 6 月 22 日 00z(台灣時間早上八點)的地面天氣圖如圖 2.1 a 所示，台灣位於鋒前暖區，並在太平洋副高的控制之下，天氣晴朗，風場微弱，而 700mb 處(圖 2.1 b)，顯示當天仍以微弱的西南風為主；為了瞭解低層風場的狀況，所以採用美國國家大氣中心中尺度模式第五代(NCAR Mesoscale Model; MM5)，將綜觀觀測資料內插至網格點的初始化過程後，得到台灣及其鄰近區域的綜觀天氣場(圖 2.1 c)，根據內插所得的 6 月 22 日 00Z 1000 毫巴地面風場圖所示，台灣位於鋒前暖區，在太平洋副高的控制之下，天氣晴朗，而在台灣北部的近地綜觀風場是微弱的東北風，這種綜觀影響相當微弱的天氣形態非常有利於對局部環流的觀測。

2-3 觀測結果分析

(a) 高空風觀測資料分析

在各測站皆有經緯儀高空風的觀測，因此本文以分析這些觀測資料為主，我們將 6 月 22 日當天各測站高空風的資料切 150 公尺的高度來看水平向的風場變化；22 日凌晨 5 時(圖 2.2 a)，陸風相當明顯，受微弱東北綜觀風的影響所以風向並沒有完全垂直海岸線，復興站(p9)的下坡風也被觀測到；之後太陽升起，地表開始受熱，海風也隨之發展，到了早上 11 時，海風的形態已經成熟(圖 2.2 b)，同樣地，受微弱東北風的影響，使得整體的風場呈偏北風的情形，當天的天氣晴朗，所以海風持續很久，下午 5 時，海風仍持續著(圖 2.3 a)；在其後的時間，在山區發生了雷雨，產生了範圍約 200 公里的對流系統，這已超過了觀測範圍，無法就實驗資料解釋。晚上 8 點，屬海陸風交替的時刻，風場微弱(圖 2.

3b); 就 22 日凌晨到傍晚的現象來看, 海陸風的交替相當明顯, 日間加熱促使局部環流的改變在觀測中得到證實。

更深一步探討海陸風的發展及其交替情形, 可從 p2、p4、p6、p8、p9 的連線來看, 為了配合台灣西北部約 45 度的海岸線走向, 因此將所有的風向逆時針轉了 45 度, 此外, 在各測站都加了地勢高度的考慮, 所以風標所處的高度都是相對海平面的高度。

凌晨五點時, 從海岸邊到內陸地區, 陸風的形態都很明顯, 陸風厚度約 350 公尺, 復興站(p9)的下坡風也確實掌握到了(圖 2.4 a), 隨後, 地面在日間開始加熱, 陸風漸減弱而消失, 海風開始發展, 由早上 11 點的觀測就可知海風的發展(圖 2.4 b), 新坡站(p4)所測得的風速較小, 應屬觀測上的誤差, 復興站(p9)的上坡風相當明顯。

而個別測站逐時的風場變化, 同樣亦作了風向逆時針轉 45 度的處理; 就靠海邊的觀音站(p2)來看, 6 月 22 日清晨 5 點是厚度約 350 公尺的陸風(圖 2.6a), 早上八點是陸風轉成海風的過渡時期, 風向的轉變很明顯, 而 11 點時海風已經成熟, 強度約 1.5m/s ~ 4.5m/s, 海風一直持續到下午五點。

接著, 由中央站(p6)的風場逐時變化(圖 2.6b), 凌晨五點亦是陸風的吹拂, 在八點的海陸風轉換時刻, 與觀音(p2)比較可發現中央站風向轉向的相位有些延遲, 可見得海風由海岸開始發展並逐漸向內陸進展的現象很明顯, 中央站距觀音站約 15 公里, 所以海風鋒的移速是項值得探討的問題; 11 時中央站已是吹海風的時刻, 所以 8 時到 11 時是海風鋒通過中央站的時間, 根據中央大學鐵塔, 每 15 分鐘一筆的資料顯示(未附圖)陸風約在早上 8 點開始轉向, 10 點後海風風向趨於穩定, 而後海風可一直持續到下午五點半左右。入夜後, 環境場轉為西南風, 所以陸風就很難觀測。

(b) 邊界層的結構

利用中央大學密集的探空資料, 將從地面到高空的溫度換算為位溫後, 可得到逐時的邊界層結構的變化(圖 2.9), 取 6 月 21 日夜間到 22 日傍晚的探空, 在 21 日晚上 11 點, 是一穩定狀態, 而在 22 日凌晨約 4 點的探空中, 可發現近地表的冷卻效應, 整個大氣仍是穩定的, 早上 8 點加熱已經開始, 混合層開始發展, 到了下午 2 點, 可發現是加熱最大的時間, 混合層發展成熟, 高度約達 750m, 下午 5 點的探空中, 混合層已然開始消退。

三、模擬結果

3-1 理論模式

本文首先採用一個三維的靜力乾模式來討論台灣西北部局部環流的現象, 模擬範圍是 320 × 320 公里, 包含了台灣中、北部及其鄰近海域, 水平網格間距從模式中心的 6.15 公里到邊界處的 16.4 公里, 垂直方向的解析度則是從最低層的 22 公尺到最高層的 557 公尺。模式從早上七點開始積分, 起始環境為靜風場的環境, 且為正壓狀態, 隨著地表加熱的開始, 將會有擾動的情況發生, 加熱的方式是考量台灣北部夏季的狀況而給予隨時間而變動的日變化; 模式中考量了不同階段的物理特性, 以 60 秒當作平流階段及摩擦階段的積分間距, 而以 15 秒作為調節階段的積分時間間隔。

3-2 實驗設計

由於受限於本模式對地形的敏感度, 無法將真實地形放入模式之中, 只能以漸進的方式慢慢增加山高, 因此地形均滑處理的程度頗大, 但就台灣西北部的實驗地區而言, 地形頗為符合, 有利與觀測資料作一比對。

本模式最主要的工作在於討論海陸風及山谷風環流的基本特性, 藉著不同的敏感度測試, 討論海陸風與山谷風的生成與交替的現象, 並說明在環境環境的風場改變時, 對環流的結構會有怎樣影響; 所模擬的個案如表一所示, 先討論有海陸及地形的參考組, 而後, 個案 A 中拿掉海, 在個案 B 中拿掉地形, 個案 C 是在無地形下, 加入綜觀西風。使得台灣西岸是迎風區, 東岸是背風區, 如此綜觀風對海風的影響便可一目了然。

3-3 參考組

模式從早上 7 時開始積分, 地表亦從此時開始增溫, 在靜風的情況下, 由熱力對流作用所造成的邊界層開始發展, 同時在地表受熱後, 海陸溫差加大, 海風開始生成。早上 11 時, 也就是積分四小時後, 取模式第五層, 約離地面 120.68 公尺處的水平風場(圖 3.1a)來觀察, 可了解此時海風的形態已成, 另外, 取 y 方向第 21 層的垂直剖面, 也就是大約實驗區域的位置, 就位溫剖面來說(圖 3.1b), 邊界層發展中, 在內陸區的混合層發展高度較高, 近海處因受海風冷平流的影響, 混合層的發展受到了壓抑。

到了下午 2 點, 海風持續發展, 強度增強(圖 3.

2a), 受地形影響, 可深入內陸約 15 公里, 強度 $2\text{m/s} \sim 3.5\text{m/s}$ 之間, 此時的混合層發展的更高, 約達 800 公尺左右(圖 3.2b), 環流結構相當完整(圖 3.2c), 海風厚度約 300 公尺, 回流的部分的高度可達約 900 公尺, 回流的強度比下層的海風弱; 由垂直速度的分布, 亦可了解環流的結構, 在山兩側的山坡上皆有很強的上升運動, 對應著其後稍弱的下降運動。而就輻散場言(圖 3.2d), 此時內陸近海岸的地區處於海風發展的時刻, 所以皆是輻合的分布, 但可發現以海岸線曲率較大的台灣西北部及北部地區, 是輻合場較大的區域, 東岸的平直海岸線, 則是較弱的輻合場, 所以海岸線的走向, 對輻合場的分布有絕對的影響。

入夜後, 地表冷卻, 與海洋產生溫差, 形成了與白天相反的力管場, 陸風便開始發展; 凌晨 2 點, 台灣北部全面陸風, 方向約垂直海岸線, 強度較海風弱, 邊界層受地表冷卻的影響, 已相當穩定, 山坡上的下降運動, 顯示反向的陸風環流存在, 但對應的上升運動相當微弱, 表示陸風環流較海風環流弱, 這是夜晚力管效應較小的原因所致; 此時陸地皆是輻散的分布(圖 3.3), 但強度比日間的輻合弱, 輻散較強的區域仍在海岸線曲率大的北部及西北部。

3-4 A 組、無海、有地形

在沒有海洋的情況下, 討論的重點是在地形高度不同的因素下, 加熱不均造成山谷風環流的發展及其交替的情形, 在本小節中, 台灣的地形將視為處於內陸的山脈, 沒有海洋的存在。

由於沒有海洋的調節, 所以在白天全區都受到地表增溫的作用, 混合層在整個區域都有發展, 因此, 產生水平加熱不均的地方將是在山坡上; 地表受熱後, 上坡風約在早上 11 點發展的較完整, 由剖面圖看, 微弱的上坡風環流已經形成, 而在位溫結構上, 平地上的混合層皆在發展中, 只有在山脈兩側有水平向的位溫梯度, 上坡風於是發展。

下午 5 點, 當地表增溫驟減時, 下坡風便開始生成了(圖 3.4a), 且強度比上坡風強, 其原因是此時有較強的力管項, 由位溫剖面的結構就可了解(圖 3.4b), 下坡風環流的結構相當明顯(圖 3.4c)。

3-5 B 組、有海、無地形

在沒有地形的情况下, 下午 2 點, 海風發展的形態與有地形時差不多, 海風鋒的位置比參考組更深入陸地, 可見地形對海風的阻擋作用是存在的, 此時混合層發展成熟, 內陸是發展均勻的混合層, 在海陸交界處的水平位溫梯度大, 由水平的位溫圖來看亦是這

樣(圖 3.5a), 東岸與西岸海風環流結構完整(圖 3.5b),

海風在無地形的阻擋下, 深入內陸的距離將大為增加, 下午 5 時海風鋒約達內陸 40 公里處(圖 3.6a), 受科氏力影響風向明顯右偏, 地表增溫降低, 使得混合層消退, 水平位溫梯度降低, 但風速仍強, 使東西兩岸的海風相會(3.6b)。

3-6 C 組、有海、無地形、 $U=2\text{m/s}$

為了探討綜觀風對海陸風的發展有何影響, 因此在無地形的情况下加入綜觀風的考慮; 在本小節中, 加入一綜觀西風 2m/s , 如此台灣西岸是迎風面, 東岸成了背風面, 這樣便可探討綜觀風與海風同向與反向時對海風的強度有何影響。

積分至下午 2 點, 就擾動風場來說, 綜觀風與海風同向的西岸使得海風鋒更深入內陸(圖 3.7a), 相反地, 東岸得海風則受限於綜觀風得阻撓, 海風鋒無法深入內陸; 至於海風環流的強度, 由環流剖面便可了解(圖 3.7b), 在西岸得環流強度比 B 組弱, 東岸比 B 組強, 所以與海風同向的綜觀風, 會減弱海風的強度, 反之則加強了海風的強度。

綜觀風與海風同向會減弱海風的強度, 其原因可由主宰力管效應的水平溫度梯度來看; 取模式第五層得水平位溫場與 B 組比較(圖 3.7c), 發現東岸的溫度梯度比 B 組大, 西岸溫度梯度比 B 組小, 因此與海風同向的綜觀風加強了冷平流的作用; 在從位溫的垂直結構上討論(圖 3.7d), 西岸混合層的發展受到了抑制, 地表加熱有部分被冷平流所抵消了, 東岸則是較不受影響。所以, 與海風同向的綜觀風加強了海風冷平流的作用, 使得水平的位溫梯度變小, 海風因而較弱, 再者, 與海風同向的綜觀風會抑制海岸附近混合層的發展。

四、模擬結果-RAMS

RAMS(Regional Atmospheric Modeling System), 區域大氣模式系統, 是美國科羅拉多大學(CSU)和大氣模擬測試及研究中心(Atmospheric Simulation Testing and Research, ASter, Inc)所發展的數值模式; 模式中包含了地表受熱上傳給大氣的熱通量參數化及雲雨之微物理過程, 亦包含了水汽及動量上傳給大氣的參數化過程, 所以是一個相當複雜的中尺度濕模式, 對區域性的物理現象會有較佳的掌握。此外, RAMS 是多層可移動的巢式網格模式, 網格系統的建立具有高度的彈性, 可依需要做適當的調整; 國內學者林與郭(1994)就曾利用 RAMS 模擬南台

灣夏季午後對流的情形。本研究就使用 RAMS 來與前一乾靜力模式來做一比較。

4-1 實驗設計

(1) 網格架構及邊界條件

本文所討論的重點在台灣西北部，所以模擬的重點也以台灣西北部為主，但除了台灣西北部外，亦不能忽略其周圍環境對此局部區域的影響，因此，啓用 2 層巢式網格，粗網格的範圍是 500 公里 600 公里，解析度 10 公里，包含了全台灣地區及其沿海區域，細網格的區域則是 102.5 公里 × 102.5 公里，包括台灣的西北部(圖 4.1)，粗細網格的垂直皆為 26 層，解析度從最低層的 200 公尺逐漸網上層遞增。網格點依 Arakawa-C 交錯網格之配置方式，時間積分如同前一個乾模式，採用 time splitting 的方式；此外，積分時間間隔方面，粗網格是 20 秒，細網格則為 5 秒。

模式下邊界以地面層參數化處理，上邊界為一平板，並加了 8 層的吸收層(Rayleigh friction layer)，用來吸收重力波；側邊界使用開放式的邊界條件(Klemp and Wilhelmson,1978)，配合此邊界條件所使用的相位速為 30m/s。

(2) 實驗設計與起始條件

利用具有較佳物理完備性的 RAMS，期望得到與觀測較一致的結果，溫濕度的起始條件採取 1994 年 6 月 22 日早上 8 點的中央大學探空(圖 4.2)，風場則是配合當天的綜觀天氣給予微弱的東北風，另外，還對地表加熱作用與科氏力做了測試，討論這兩項物理因子對局部環流有何影響；此外，配合前一乾靜力模式，RAMS 中亦將地形除去，探討純海陸差異所造成的變化為何，最後，依據台灣夏季西南風盛行的因素，在 RAMS 跑了一組盛行西南風的例子，討論台灣西北部在夏季西南風盛行加上局部環流的雙重影響下風場有怎樣的變化，由 RAMS 所做的測試如表二所示。

4-2 參考組

模式由早上 8 點開始起跑，並在低層給予微弱的東北風，以配合實際的風場；模擬至第 3 小時，也就是上午 11 時，台灣在東北風的作用下(圖 4.3a)，全島以向岸風為主，就細網格的台灣西北部言(圖 4.3b)，海風明顯，東北綜觀風熟海風影響，偏為北風或西北風，這結果與同時間的觀測所得有極佳的一致性，在定性與定量上都相當符合；在下午 2 點的時刻取細網格在 y 方向 158.75 公里的位溫剖面(圖 4.4)，混合層的高度從海邊逐漸網內陸遞增，

可見海風冷平流抑制了海邊混合層的發展；而在內陸約 20 公里混合層高度約 700m ~ 800m，與觀測所得有極佳的一致性。

下午 5 點，風速加強(圖 4.5a)，全島仍以海風為主，但風向皆有右偏的現象，在迎風面宜蘭山區附近有明顯的繞山現象，在細網格中(圖 4.5b)，所得結果仍與觀測大致符合，並可看到有繞流而來的東風。

凌晨 5 點，就實驗時的高空風觀測，是陸風盛行的時刻，而模式到了凌晨 5 時的時候，台灣並不完全是陸風現象，在海陸風交替中海風轉陸風的時刻及相位的變化一直是重要的研究課題，就模擬而言，台灣西北部的陸風很明顯的較觀測有些延遲(圖 4.6)，而在嘉南地區夜晚轉為偏北的風，台灣東岸是偏南的風，這需要從觀測中做更進一步的確定；此外，台灣東南部有一氣旋的產生。

4-3 A 組、加熱測試

在地表日間不加熱，夜間部冷卻的情況下，給予同參考組的位溫結構與風場，模擬至下午 5 點，就台灣全島來看的風場(圖 4.7a)，模擬所的與參考組的形式差不多，但風速明顯減弱，顯示了海風的存在性。就迎風面的宜蘭桃園山區而言，風向是以繞流為主的西風，而在參考組中是偏東北風或北風，這亦證明了地形加熱形成上坡風的效應是存在的；在細網格中(圖 4.7b)，海風完全不存在，全區域不是東北風的環境風場就是繞流而來的東風，因此，在地表加熱不存在的情況下，整個環境的風場將有所轉變，證明了地溫的日變化對局部環流有絕對的影響。

4-4 B 組、科氏力測試

將科氏力的作用除去，不考慮地球的旋轉，但地表加熱的效應仍在；模式至早上 11 點時，不論就粗網格(圖 4.8a)，與細網格(圖 4.8b)模擬所得皆與參考組差不多，顯示科氏力的作用無法就短時間內(模擬 3 小時後)感覺到；到了下午 5 時(圖 4.9a,b)，風場的風向大致維持不變，在熱力作用下海風有所增強，但風向不在像參考組般向右偏轉，因此我們可以了解，科氏力對局部環流的偏轉有一定的影響。

4-5 C 組、無地形測試

同參考組的起始條件，但將模式中的地形除去，在純海陸分布，陸地日間增溫夜間降溫的作用仍在，藉以觀察與有地形的參考組有何差別。

模式至早上 11 時，就粗網格(圖 4.10a)的風場言，

全區域是在海邊海風發展的現象，在沒有地形的情況下，微弱東北風所造成繞流的現象將不復見(圖 4.3a)，在細網格中(圖 4.10b)海風發展且向內陸發展的現象更加明顯，與參考組同時時間的比較(圖 4.3b)發現在無地形時內陸地區的風靜止許多，而參考組在山區的部分有較大的風速，由此可見地形存在引發的上坡風是存在的。

凌晨 5 點，地表冷卻已一段時間，陸風發展完整(圖 4.11a)，細網格(圖 4.11b)亦是陸風成熟的現象，但風速較參考組為弱(圖 4.6)，因此在有地形時夜間的下坡風在 RAMS 中得到了驗證。由日間及夜間的模擬結果與參考組比較後皆可說明海陸風環流與山谷風環流的合成都比任一單一環流存在時的強度要強。

4-6 小結

利用具較佳物理完備性的 RAMS，對局部環流的特性做了更進一步的探討；在以中央探空作為起始條件的情況下，模擬所得與觀測有較佳的一致性，而在加熱作用與科氏力這兩項測試中，發現這兩項物理因素對局部環流均有很大的影響，此外，對台灣夏季盛行西南風的環境也做了討論。

五、 結論與展望

本研究的重點在於台灣西北部局部環流的現象及其特性，採用 1994 年 6 月在台灣西北部局部環流觀測實驗中的資料，對局部環流的特性做了定性與定量上的分析，使得台灣西北部的局部環流有了觀測上的瞭解，也確知了當天局部環流發展情況。為了更進一步地探討局部環流的特性，首先發展了一個乾靜力的三維模式，在模式中加入台灣北部的海岸線及地形後，對局部環流的發展做了地形、綜觀風等的測試，此外，也做了氣流軌跡線的分析，探討質點在受局部環流影響下的軌跡為何；再者，啓用了美國科州大學所發展的模式-RAMS，這是一套具有較完整物理過程的中尺度模式，可配合前一個乾靜力模式做更完整的說明，RAMS 中以實際探空作為起始條件，並對科氏力及地表加熱與否做了這兩項物理因子的測試，然後將地形除去來觀察海陸風的發展，最後模擬台灣夏季經常盛行的西南風，對台灣西北部夏季盛行西南風時的局部環流作了一番探討。在觀測與兩個特性不同的模式交互配合之下，對台灣西北部局部環流的特性的瞭解是更為深入，所得的結果整理如下。

就實驗期間中綜觀強迫較弱的 6 月 22 日來，海

陸風的交替相當明顯，當天凌晨陸風吹拂，海風約在早上 8 點開始，且資料中顯示，海風從海邊開始發展，並逐漸向內陸進展，海風約可持續到下午 5 點左右，海風在成熟時刻，厚度約 350m，強度 2m/s 至 4m/s，夜間的陸風強度則較弱，另外，在山區的環流日變化較明顯。從地面資料來看，亦觀測到當天海陸風的交替相當顯著，此外，在海邊溫度的日變化較小，山區溫度日變化的振幅較大。

利用一個乾靜力模式，加入台灣北部的海岸線，針對局部環流作模擬後，得到下列結果。在靜風的環境下，經由模擬得到因地表增溫，在日間形成的海風及上坡風很明顯，並在入夜後隨著地表冷卻，進行陸風的替換，在海陸風交替的過程中科氏力扮演極重要的角色，使風向呈一完整的日變化。此外，海風冷平流會抑制混合成層的發展。就無海只有地形的測試中，上坡風約在上午 11 點開始，但隨著全區加熱混合層的發展，到了下午 2 點全部的混合層發展成熟後，上坡風就消失了，所以在不考慮海洋的情況下，上坡風的生命期並不長，反而是地表冷卻後，斜坡上穩定成層分布的大氣引發了很強的下坡風，且夜間下坡風的強度較日間上坡風強。

有海陸分布但刪去地形的測試分為 3 部分；在無綜觀風的吹拂下，海風鋒可深入較遠的內陸地區，可見地形對海風的阻擋作用是存在的。加入綜觀風後，發現向岸風處的海風明顯減弱，而吹離岸綜觀風的海風增強，其原因是向岸綜觀風加強的冷平流的作用，使得水平向的位溫梯度減低，反之，離岸綜觀風使得冷熱空氣交會因而增加了水平向的位溫梯度。

另外，利用一個具有較完整物理過程的中尺度模式-RAMS，對局部環流作了更進一步的探討；以中央探空作為起始條件，得到的海風環流與海陸風的交替的情形都與觀測有很好的一致性，並且科氏力與地表加熱，都是影響局部環流的重要因素，另外，對台灣夏季盛行的西南氣流配合局部環流的發展在 RAMS 中也做了討論。

本研究藉由觀測所得而瞭解了局部環流的發展過程及其所伴隨的邊界層結構的演變，使得對夏季綜觀強迫較弱時的低層大氣現象有了認知；另外，運用兩個模式，除了更進一步解釋局部環流的特性外，並做了不同的敏感度測試，發現地形、綜觀風的風向、地表溫度的日變化、科氏力等等都對局部環流的結構有很大的影響，同時，模式中對邊界層結構的變化也做了很好的預報，模擬結果與觀測有

相當好的一致性。所以，基於本研究的結果，已經對局部環流的特性做了討論，並經由模式去模擬不同環境場所造成局部環流的變化，觀測與模擬的配合確實得到了一個較完整的結果。

但局部環流所造成的影響絕不限於本研究所提及的部分，在台灣逐漸步入高工業化的現今，空氣污染的問題日益嚴重，局部環流對污染物的傳輸與擴散有絕對的影響，在不同的環境風場下亦會有不同的結果，因此環境空氣品質的監測模式是必需發展的，也是本研究的重要後續工作之一；此外，綜觀風與局部環流的輻合形成對流雲引發降雨的現象，這是一項關於局部環流的重要研究課題，關於台灣在這方面的研究也不多，在不同向的綜觀風場下配合台灣的複雜地形將會有不同的結果，益發增加了這問題的有趣性及必要性；若這些問題都有更加深入的研究，那我們對台灣地區的局部環流將更了解，進而對生活環境的轉變有確切的掌握，相信這是大家所期待的。

參考文獻

林沛鍊，1988：地形引發的中尺度環流：台灣地區之探討，國立中央大學博士論文。

曾仁佑，1983：台灣地區海陸風環流之研究：二維數值模擬，國立中央大學碩士論文。

賴信志，1991：中尺度環流對污染物輸送與擴散之影響，國立中央大學碩士論文。

張美玉，1992：海陸風對邊界層結構及污染物擴散之影響，國立中央大學碩士論文。

孟德梅，1993：污染物質在海陸風環流下的輸送與擴散之三維模式，國立中央大學碩士論文。

蔡清彥，1987：台灣北部地區局部環流之研究，大氣科學，第十五期，第二號，179-198。

Davis, W.M., L.G. Schultz and R.D. Ward, 1889: An investigation of the sea breeze. *New Engl. Meteor. Soc. Obser.*, 21, 214-264.

Durand, P., S. Briere and A. Druilhet, 1989: A sea-land transition observed during the COAST experiment. *J. Atmos. Sci.*, 46, 96-116.

Fisher, E.L., 1961a: A theoretical study of the see breeze. *J. Meteor.*, 18, 216-233.

Hong Siu-shung and Pay-liam Lin, 1982: Topographic effect on the land-sea circulation. *Bull. of Geophys.*, 23, 57-88.

Kikuchi Y., Arakawa S., Kimura F., Shirasaki K., 1981: Numerical study on the effects of mountains on the Land and Sea Breeze circulation in the Kanto District. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 59, 723-738.

Kuwagata T., J.Kondo and M.T.Sumioaka 1994: Thermal effect of the sea breeze on the structure of the boundary layer and the heat budget over land. *Boundary-layer Meteor.*, 67, 119-144.

Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1977: The effect of topography on sea and land breeze in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151-1162.

Miyata, K., 1977: Local wind system within the inland area. *Bull. Fac. Home Economics, Hiroshima women's Univ.*, 9, 39-55. Cited by Ookouchi(1978).

Pielke, R.A., 1973: A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida. Ph. D. Dissertation, The Pennsylvania State University, 135pp.

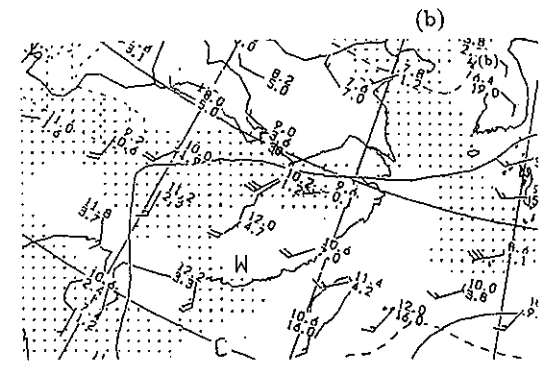
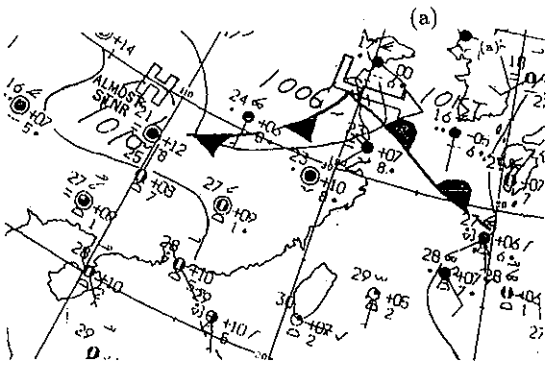
Zhong S. and E.S.Takele, 1993: The efect of large-scale wind on the sea-land-breeze circulation in an area of coastal heating. *J. App. Meteor.*, 32, 1181-1195.

模擬個案	綜觀風場	地形	海洋
參考組	靜風	有	有
個案A組	靜風	有	無
個案B組	靜風	無	有
個案C組	U=2m/s V=0m/s	無	有

表3.1、乾靜力模式模擬個案起始條件

模擬個案	測試項	測試方式
參考組		中大探空為溫溼度起始條件
個案A組	加熱	地表無加熱、冷卻
個案B組	科氏力	忽略科氏力效應
個案C組	地形	將台灣視為平坦地形

表4.1、RAMS 模式測試之起始條件



PRESSURE=1000 mb VIND UV (m/s) | 9406220000 SMOOTH= 0
 PRESSURE=1000 mb BARB UV (m/s) | 9406220000 SMOOTH= 0

(c)

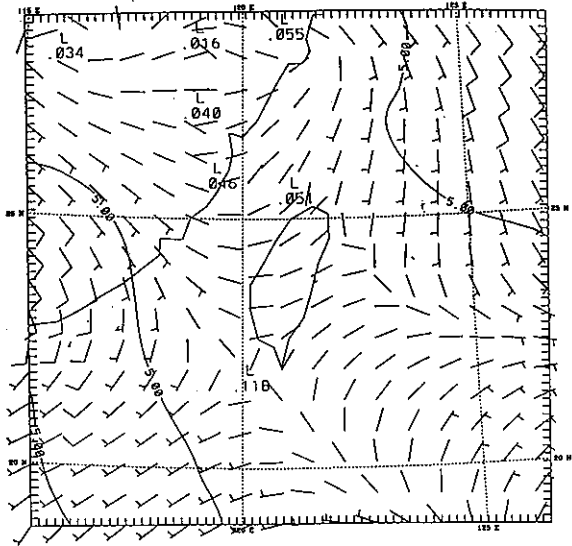
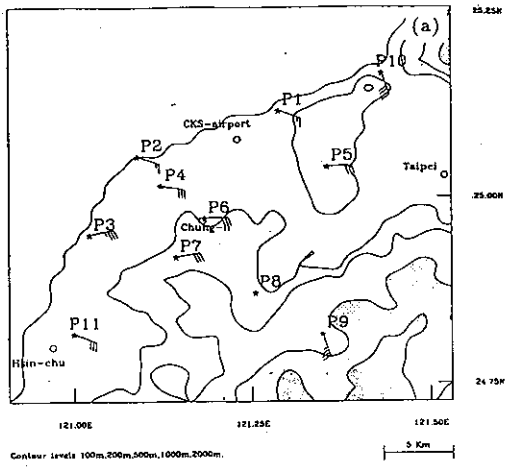


圖 2.1、1994年6月22日00Z (a)台灣地面天氣圖
(b) 700mb天氣圖(c)台灣地面風場圖

062205
Wind Field height=150m



062211
Wind Field height=150m

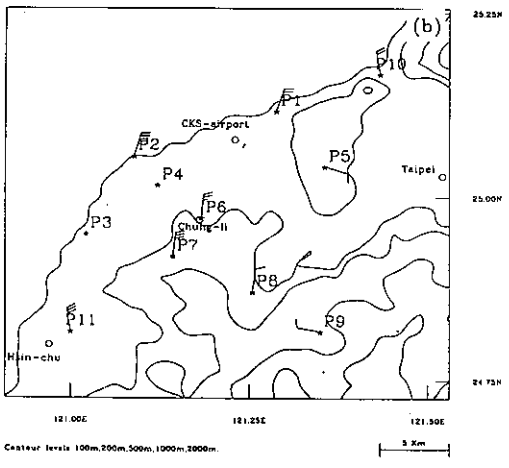


圖 2.2、1994年6月22日 pibal 觀測 150m 高空風場 (a) 0500LST (b) 1100LST

062217
Wind Field height=150m

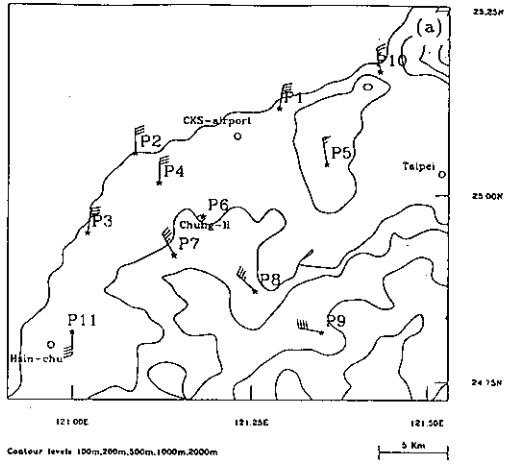


圖 2.3、同圖 2.2 (a) 1700LST

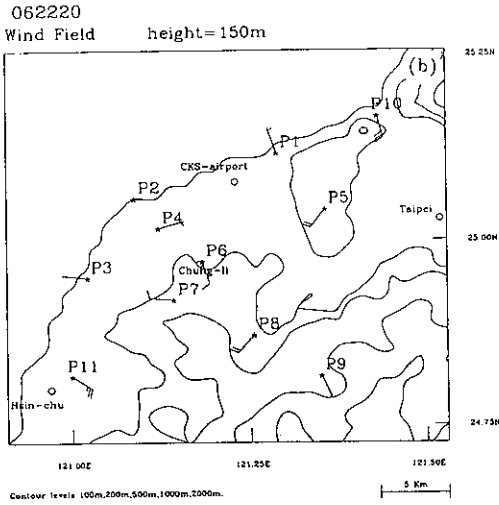


圖 2.3、同圖 2.2 (b) 2000LST

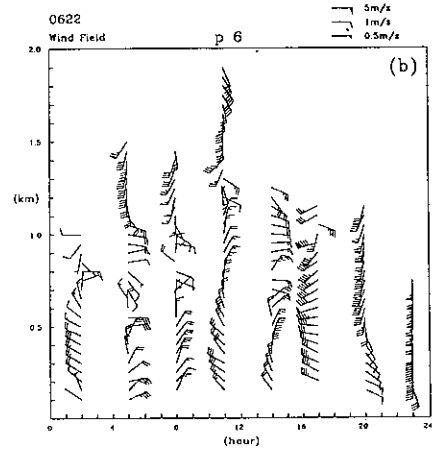
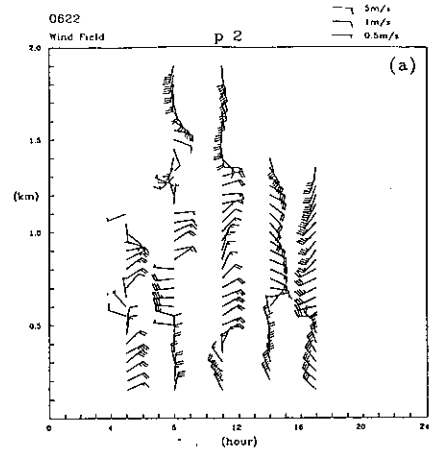


圖 2.5、單站風場逐時變化 (a) p2 (觀音) 站 (b) p6 (中央) 站

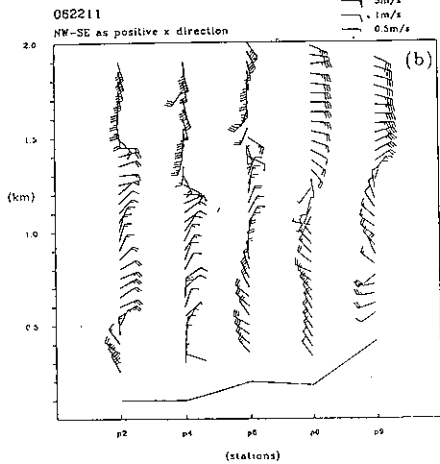
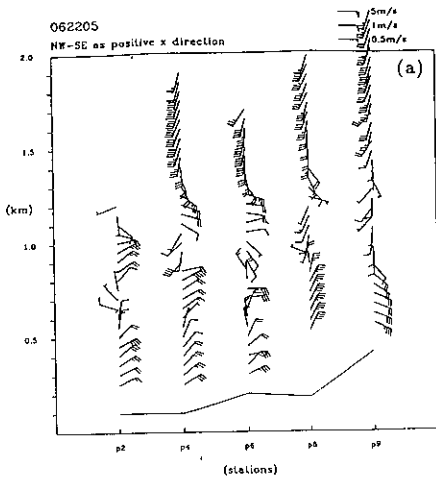


圖 2.4、p2、p4、p6、p8、p9 測站 pibal 觀測圖
(a) 0500LST (b) 1100LST

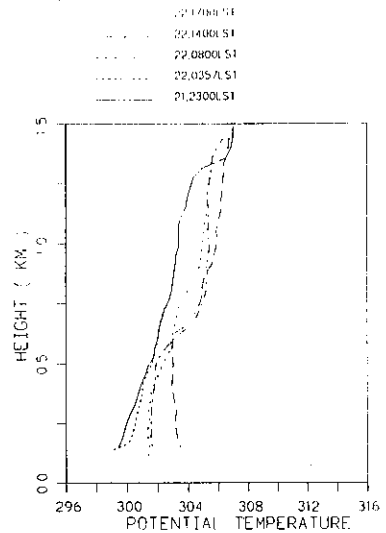


圖 2.6、中央大學探空之位溫結構

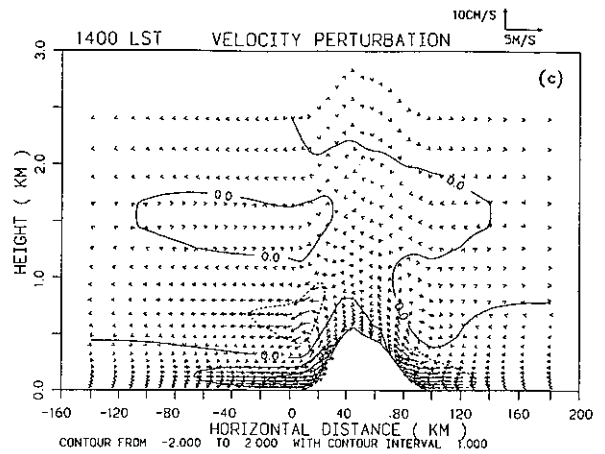
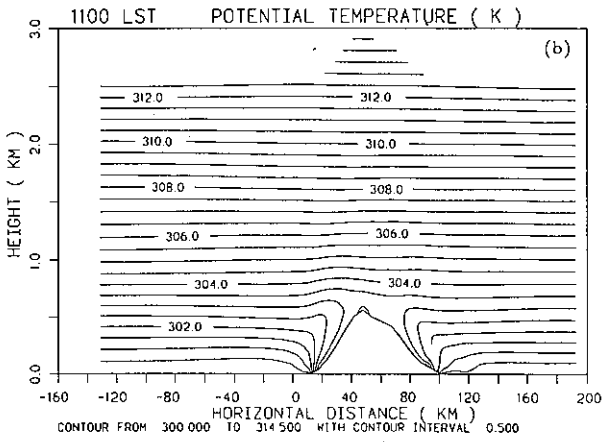
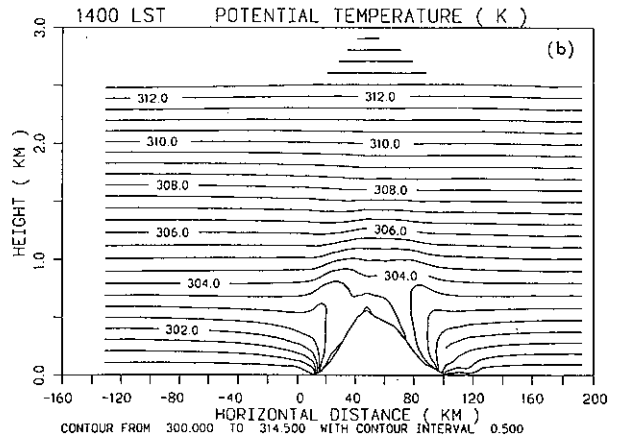
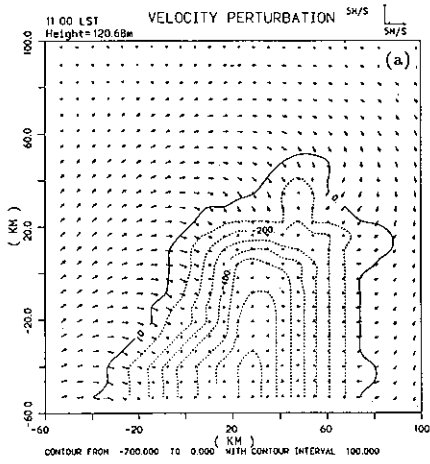


圖3.1、參考組，1100LST (a)擾動風場 (b)位溫剖面

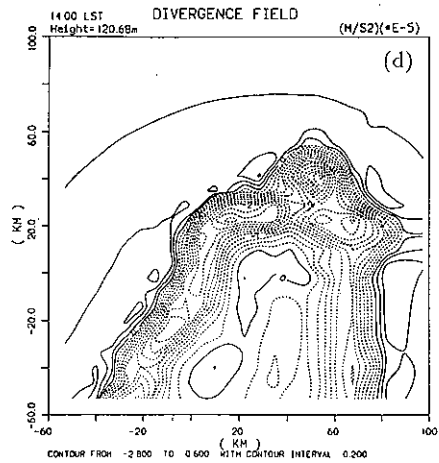
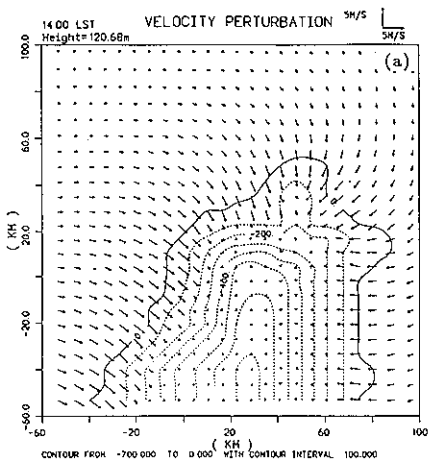


圖3.2、參考組，1400LST (a)擾動風場

圖3.2、參考組，1400LST (b)位溫剖面 (c)擾動風場剖面 (d)輻散場

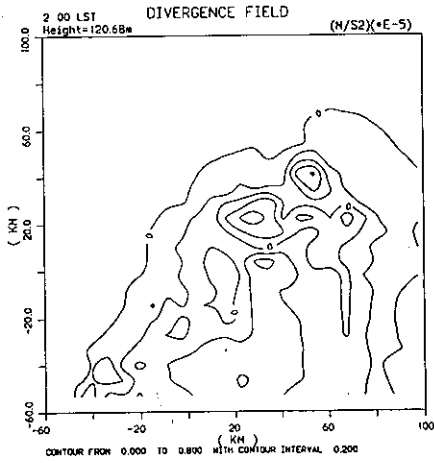


圖 3.3、參考組，0200LST

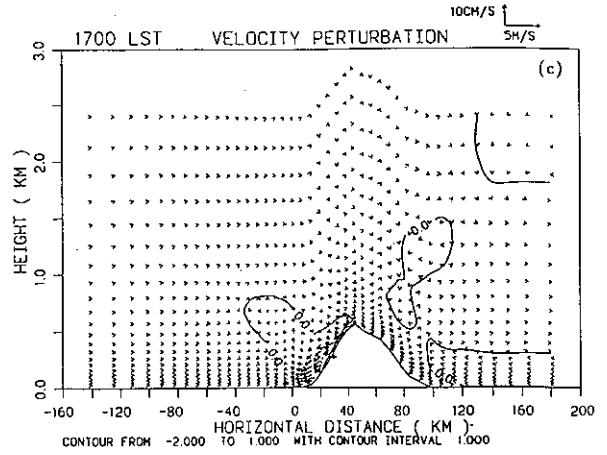


圖 3.4、A 組，1700LST (c) 擾動風場剖面

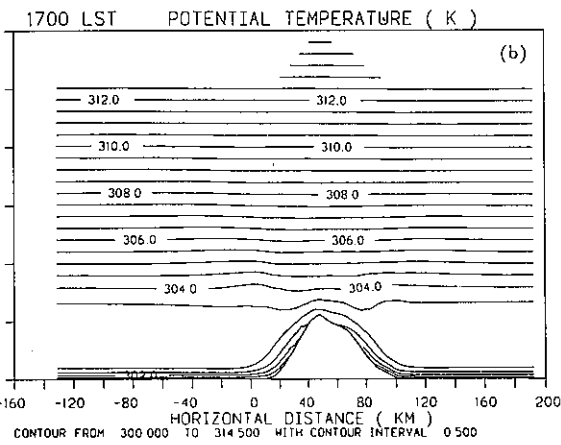
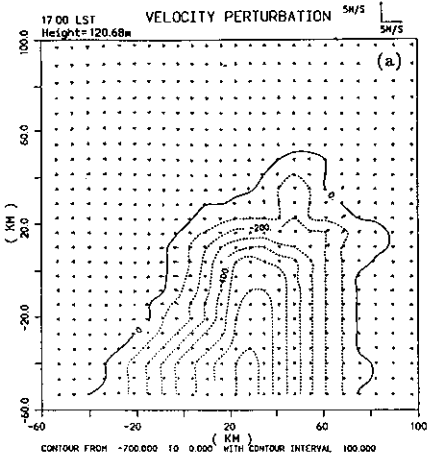


圖 3.4、A 組，1700LST (a) 擾動風場 (b) 位溫剖面

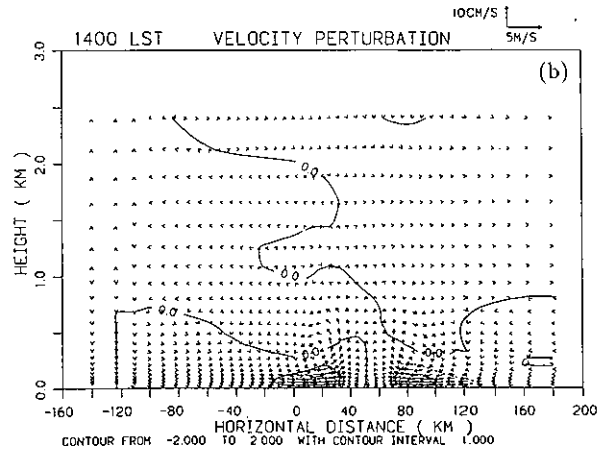
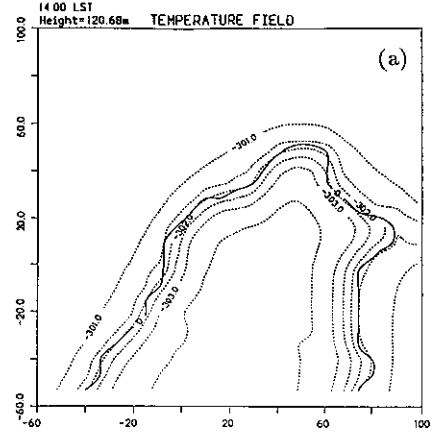


圖 3.5、B 組，1400LST (a) 水平位溫場 (b) 擾動風場剖面

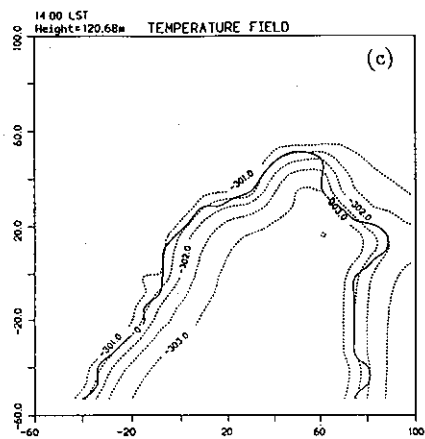
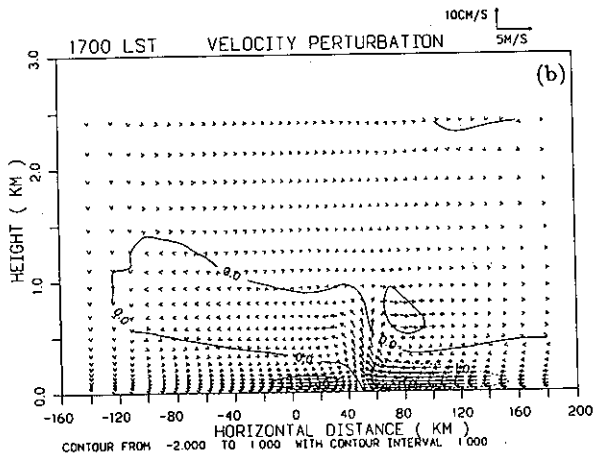
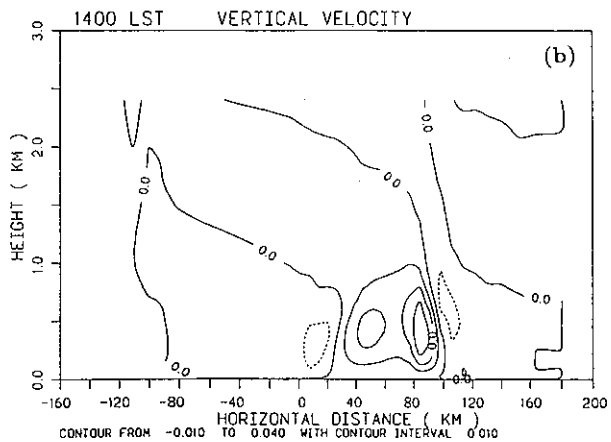
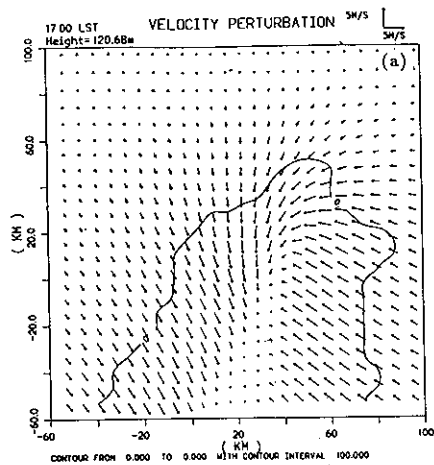


圖 3.6、B 組，1700LST (a)擾動風場(b)擾動風場剖面

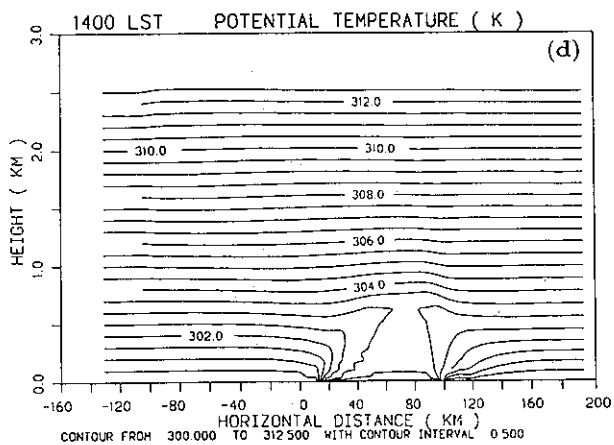
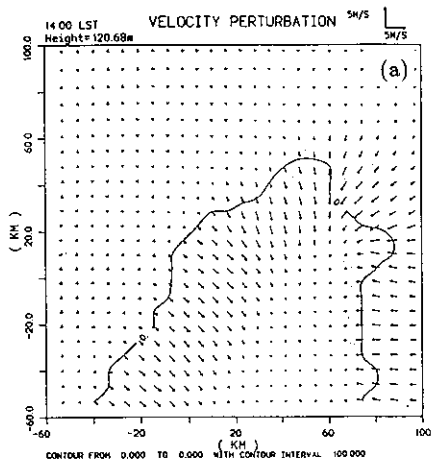


圖 3.7、C 組，1400LST (a)擾動風場

圖 3.7、C 組，1400LST (b)擾動風場剖面(c)水平位溫場(d)位溫剖面

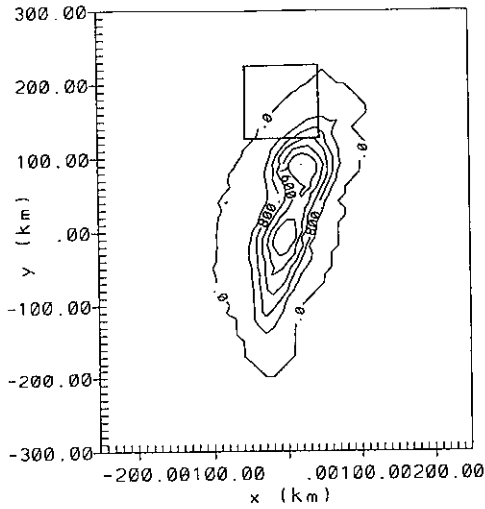


圖4.1、RAMS模擬區域(小方框內為細網格)

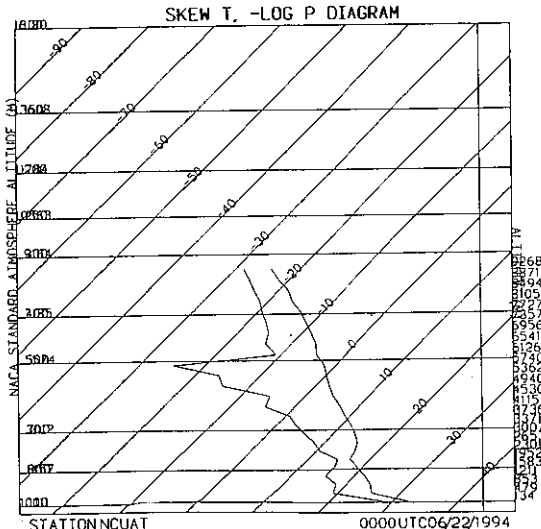


圖4.2、RAMS溫濕度起始條件(1994年6月22日 00Z中央探空)

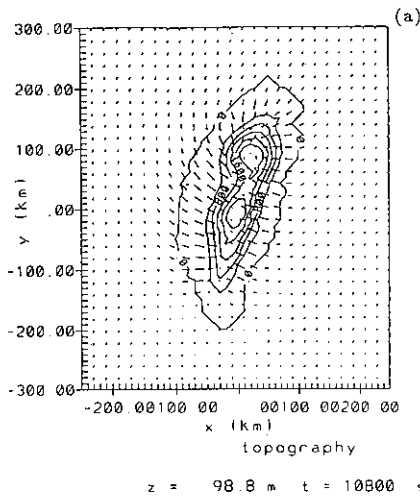


圖4.3、RAMS參考組模擬風場，1100LST (a)粗網格

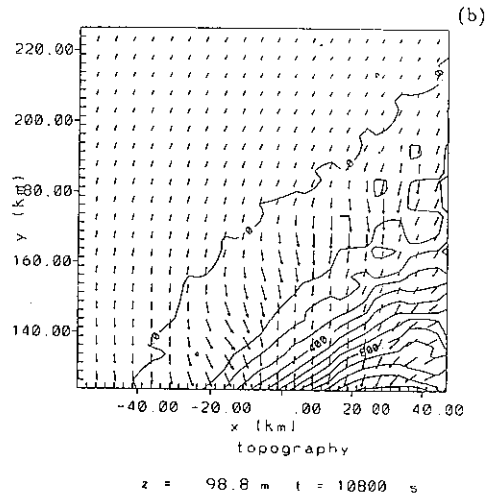


圖4.3、RAMS參考組模擬風場，1100LST (b)細網格

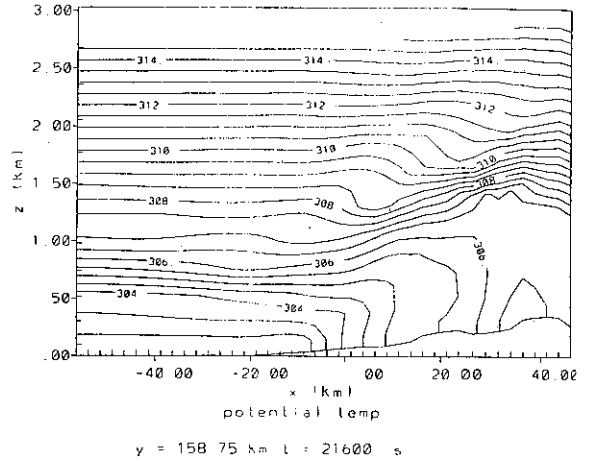


圖4.4、RAMS參考組中，1400LST細網格 Y = 158.75km之位溫剖面

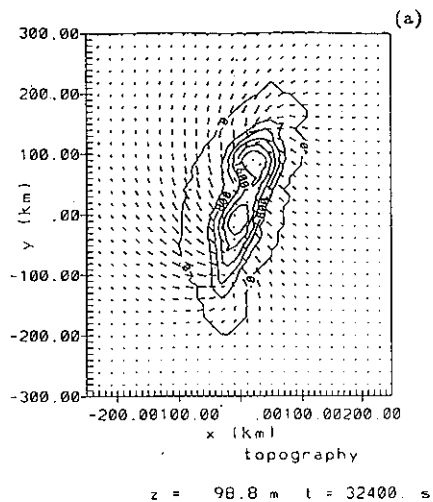


圖4.5、RAMS參考組模擬風場，1700LST (a)粗網格

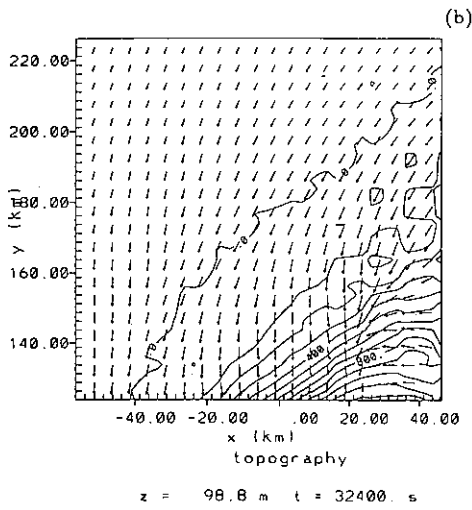


圖4.5、RAMS參考組模擬風場，1700LST (b)細
網格

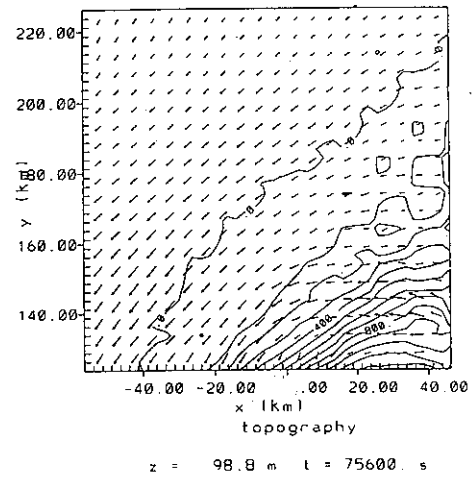


圖4.6、0500LST,RAMS參考組細網格模擬風場

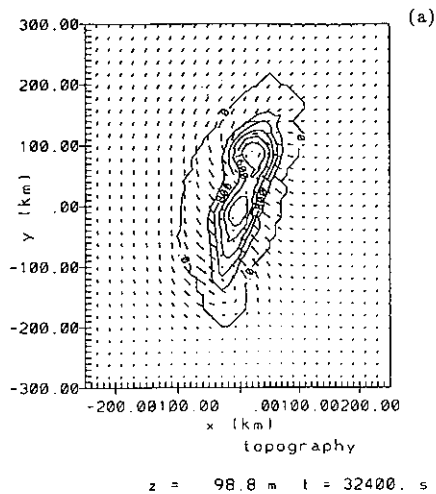


圖4.7、RAMS，A組模擬風場，1700LST (a)粗
網格

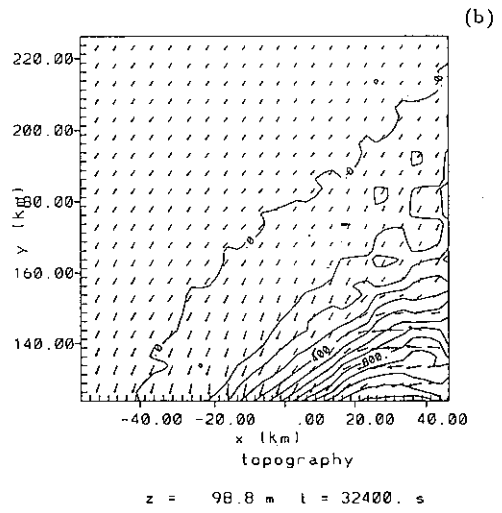


圖4.7、RAMS，A組模擬風場，1700LST (b)細
網格

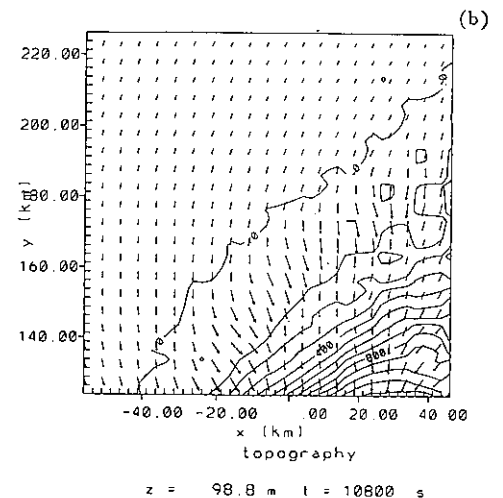
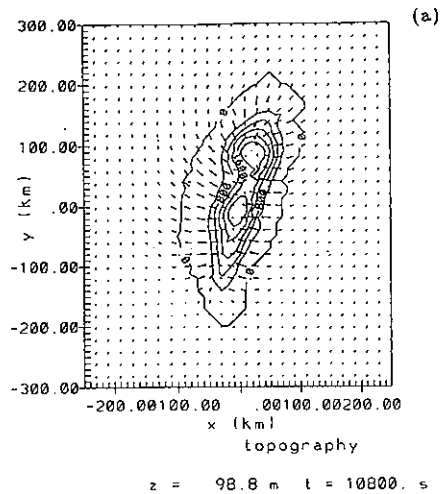


圖4.8、RAMS，B組模擬風場，1100LST (a)粗
網格(b)細網格

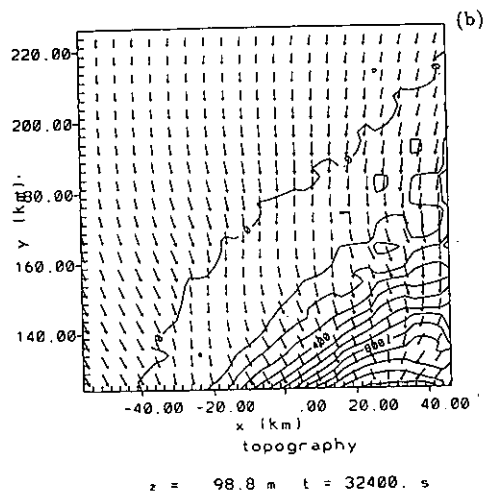
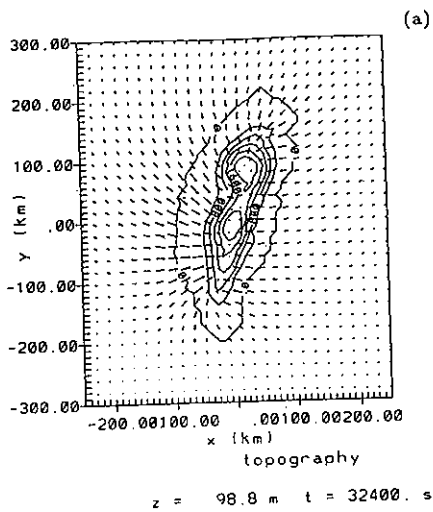


圖4.9、RAMS, B組模擬風場, 1700LST (a)粗網格(b)細網格

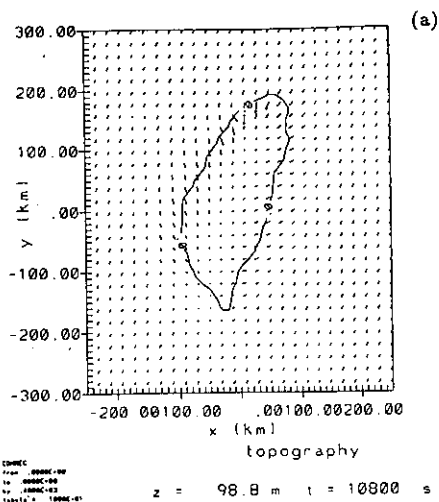


圖4.10、RAMS, C組模擬風場, 1100LST (a)粗網格

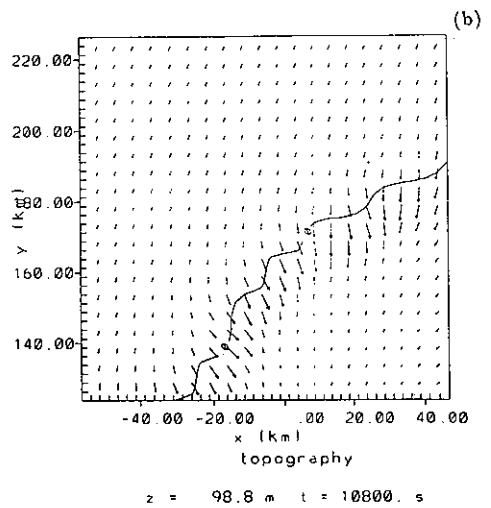


圖4.10、RAMS, C組模擬風場, 1100LST (b)細網格

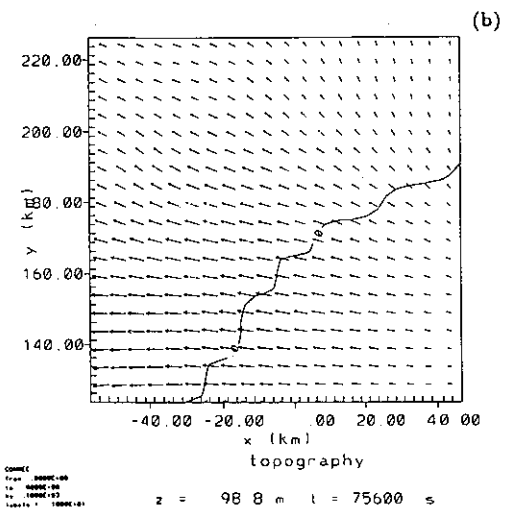
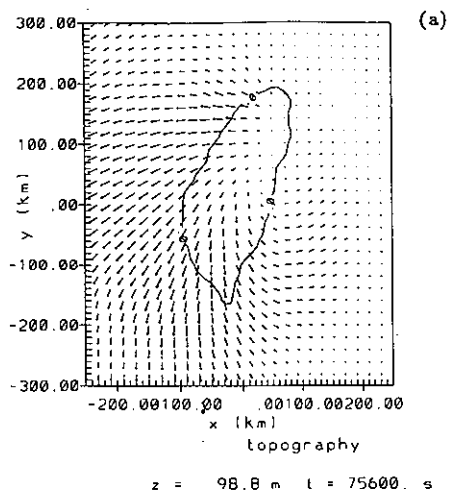


圖4.11、RAMS, C組模擬風場, 0500LST (a)粗網格(b)細網格