

南台灣夏季午後對流之分析與模擬

林 燿 閔
氣象衛星中心
中央氣象局

郭 鴻 基
大氣科學研究所
國立台灣大學

摘 要

為探討台灣地區夏季午後對流的發展過程及降雨分布與地形的相關性，我們分析今年(1994)夏季(七、八月)26個屬於午後對流的個案。結果顯示大部分的午後對流發生在中南部地區，發生午後對流的环境風場大多吹微弱的東風或東南風，顯示對流發生在背風面。山區降雨遠大於平地，但最大降雨發生在靠近平地的山坡區，此為南部地區夏季常見的降雨型態。詳細探討地形效應在此類降水系統中所扮演的角色，應有助於了解南部地區降水分布的氣候特徵。

本研究採用科羅拉州大學(CSU)的RAMS(Regional Atmospheric Modeling System)模擬台灣地區的夏季午後對流降水，此為三維非靜力(Nonhydrostatic)雲模式，模式中包含地表受熱上傳給大氣的熱通量及雲雨之微物理過程。模擬結果顯示，微弱的東風遇到中央山脈阻擋，在低層有顯著的繞山效應。台灣南部的繞山氣流配合高雄凸形海岸線的海風，在高屏地區輻合，加上過山氣流(東風)與中央山脈西側因斜坡受熱而形成的上坡風(西風)，在背風面(山脈西側)輻合，形成有利於對流發生的輻合帶。此與觀測的結果大致相符。本文的目的即想藉觀測資料的分析與模擬的結果相互印證，探討南部地區夏季局部對流發生的機制及降水分布的氣候特徵。

一、前言

台灣之地形陡峭複雜，對於接近台灣的中尺度天氣現象如鋒面、低層噴流、中尺度對流系統、颱風及颶風等，均可能受地形影響而引發複雜的局部環流，因此想要深入探討台灣地區的局部天氣現象，複雜的地形效應實為不可忽略的重要因素之一。

氣流過中尺度地形(如中央山脈)之阻擋，所引發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、形狀之差異，可能導致不同的結果。Smolarkiewicz and Rotunno(1989, 1990)模擬層化氣流流經三維障礙物時在沒有地表摩擦的條件下，當 Fr (Froude number)小於某一臨界值(約0.5)時，在背風面仍可形成一對渦旋，在迎風面則有明顯的逆向回流及停滯點(Stagnation Point)。Reisner and Smolarkiewicz(1994)利用線性理論及數值模擬證實，考慮地表加熱效應時，雖然 Fr 小於0.5，只要地表加熱達某一程度，氣流仍可過山，即迎風面的逆向回流及停滯點將消失，而背風面的逆向回流將加強並與過山氣流在背風面輻合。

Johnson and Bresch(1991)分析TAMEX期間，五月份三個屬午後對流降水的個案，顯示降水主要發生在100至500公尺高度的西部斜坡上，此和許多熱帶島嶼之觀測相近，他們認為這是由於海風流經西岸平原後，首先遭遇斜坡地形抬升所致。劉等(1987)曾就濁水溪至高屏溪流域的降水系統進行個案分析，結果顯示在歷次個案中，山區降雨量均較平地為大，且低層風速、風向、大氣穩定度及地形對降雨分佈均有決定性的影響，更進一步的合成分析結果(劉與張, 1988)，亦顯示雨量的分佈與地形相當一致。

梁等(1994)分析曾文河流域19年雨量資料，其統計結果顯示較大的年平均降雨量集中在1~2公里的山坡上(圖1)，其值比Johnson and Bresch所言之高度為高，全年最大降水通常發生在七月，且乾旱年皆存在夏季降水嚴重不足，可見夏季降水之重要性。雖然伴隨侵台颱風的豪雨為夏季降雨的主要來源，但此類豪雨之分佈隨颱風路徑及強度的不同有很大的差異，而夏季期間，台灣在太平洋副熱帶高壓籠罩下，沒有其他meso- α 或綜觀尺度的擾動存在時，午後對流的降雨分佈與地形有很好的相關性，實為研究台灣地區地形效應及局部環流的良好題材。本文的目的即想藉著對夏季午後對流的觀測分析與模擬結果的相互印證，探討台灣地區因地形引發的局部環流及南部地區夏季局部對流發生的機制與降水分布的氣候特徵。

二、觀測分析

本文收集今年(1994)夏季(七、八月)全省257個西部自動雨量站(圖2.a)資料、逐時衛星雲圖及12小時探空等觀測資料，分析今年夏季臺灣地區午後對流的降雨特性。根據日雨量分佈及每小時衛星雲圖，可以很容易的判斷當天降雨是否屬午後對流降水。圖3為二個月期間，單站最大日雨量時間序列圖，屬午後對流降雨者，以橫線標示於時間座標上。如圖所示，扣除四個颱風及八月九日到十四日，因道格颱風引進西南氣流先後造成中部山區及高雄地區嚴重水患的豪雨外，今年夏季主要降雨均屬午後對流。在二個月內，我們選取26個屬於午後對流的個案，此26天累積總雨量之分佈如圖2.b所示，午後對流主要發生在中南部，有二個主要降雨區分別位於曾文水庫流域及屏東市北方。配合臺灣地形圖(圖2.a)及經過兩個主要

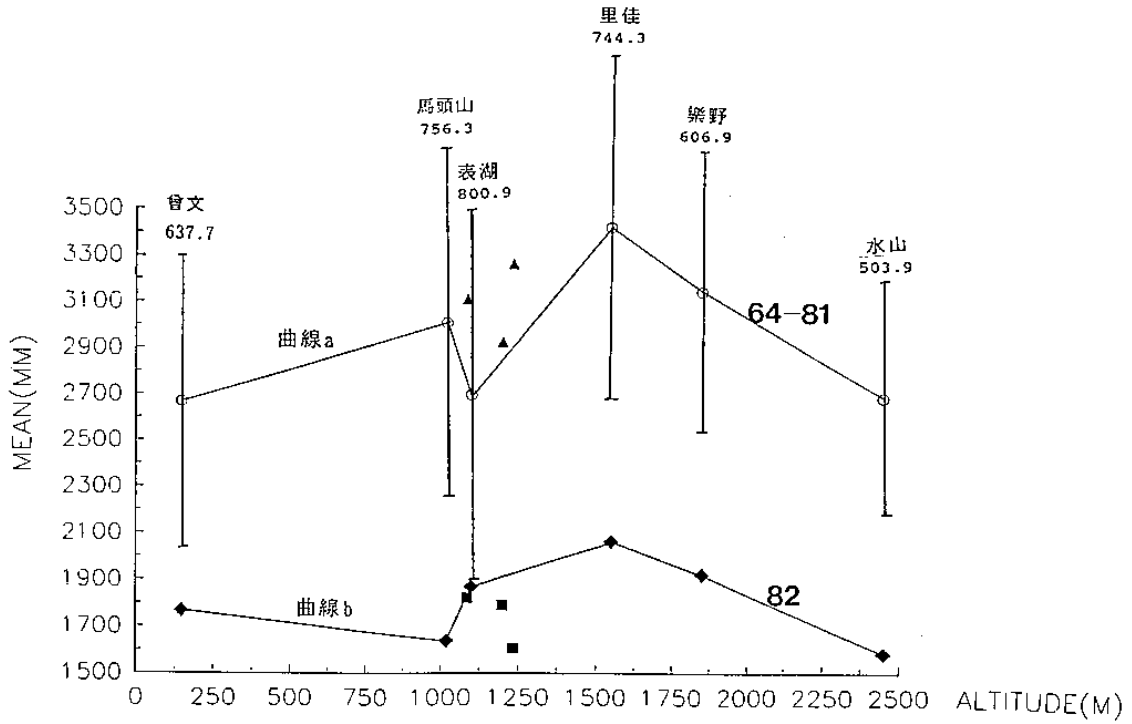


圖1. 曾文河流域六水文測站18年(民國64年至81年)年平均降雨量(曲線a)以及民國82年年降雨量(曲線b)與測站高度之關係圖；圖中另示六測站平均年雨量之標準差以及三新成立測站民國79年至81年之平均年雨量值(▲)和民國82年年雨量值(■)。(摘自梁等, 1994)。

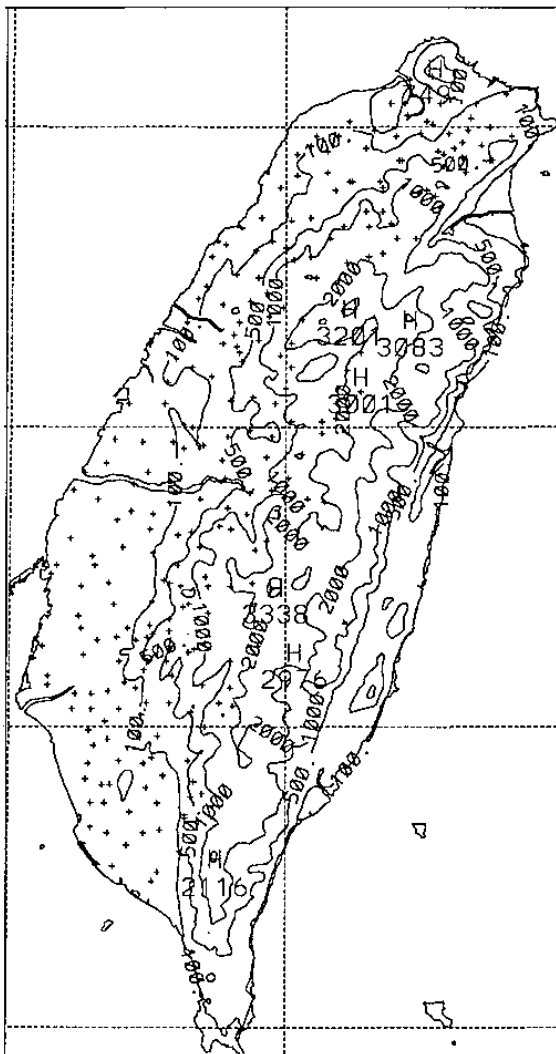


圖2a. 臺灣西部257個自動雨量站 '+' 及臺灣地形等高線圖, 等高線值為100, 500, 1000, 2000, 3000公尺。

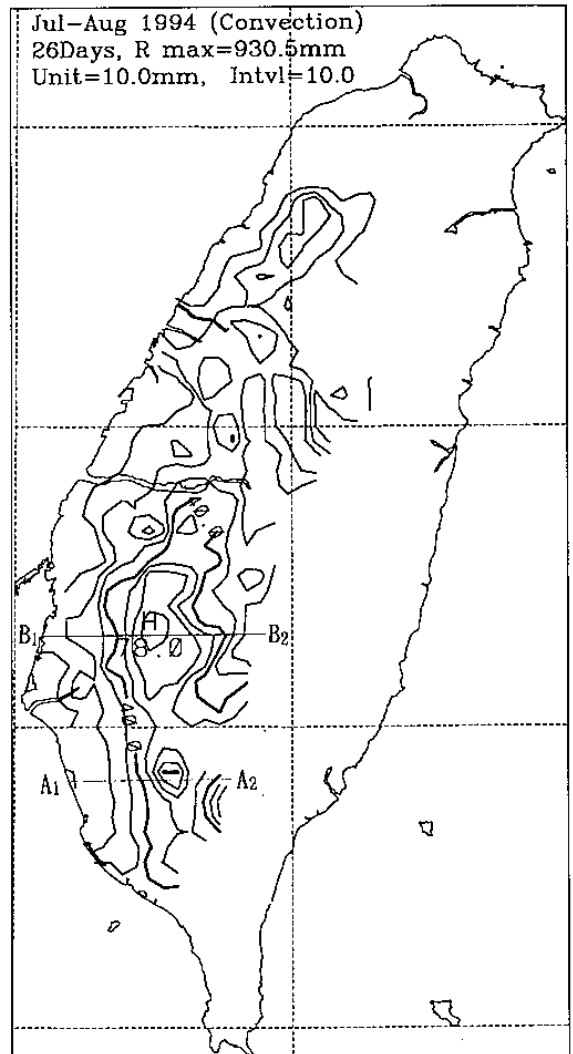


圖2b. 26天累積雨量分佈圖, 等值線間隔 100mm。

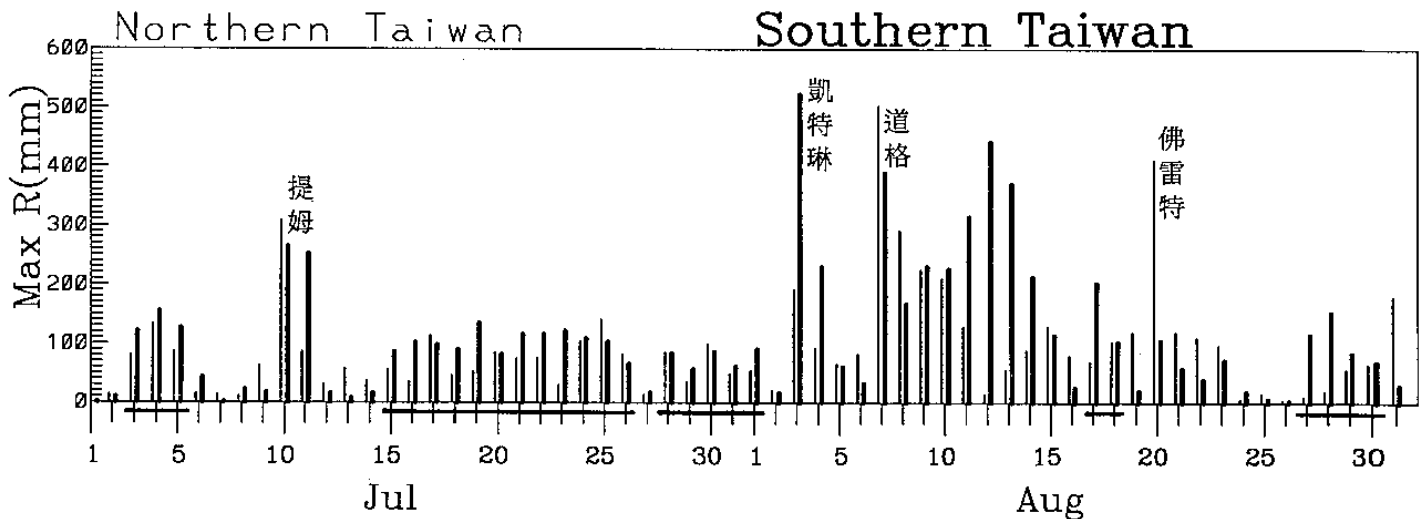


圖3. 1994年七、八月單站最大日雨量時間序列圖，屬午後對流降雨者，以橫線標示於時間座標上，屬颱風降雨者，以颱風名稱標示之。粗線表示南部地區(23.75° N以南)，細線表北部地區(23.7° N以北)。

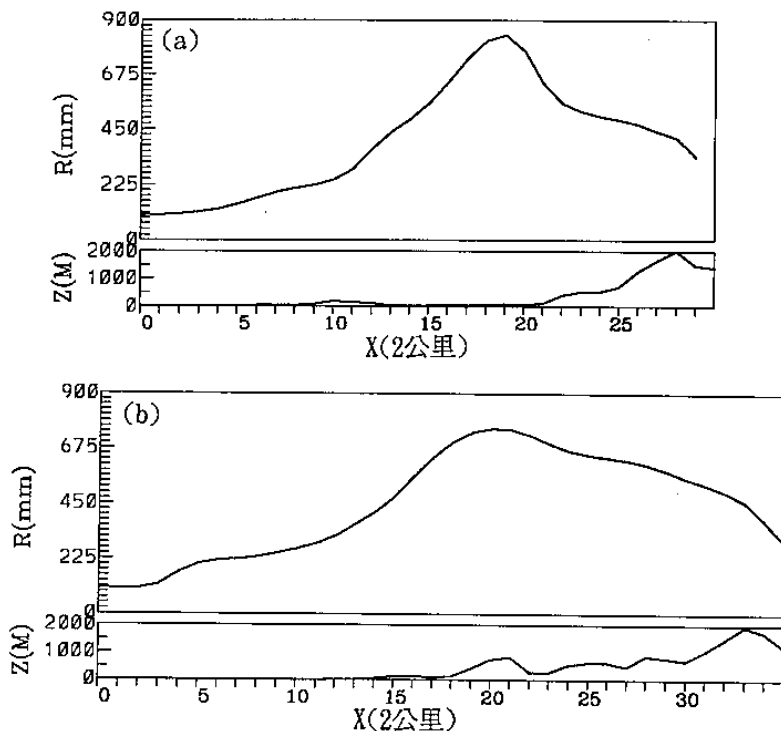


圖4. 26天累積雨量(上)與地形高度(下)之東西剖面圖。
(a)切於圖三之A₁-A₂線，(b)切於圖三之B₁-B₂線。

降雨區的東西剖面圖(圖4.a, 4.b)可以看出主要降雨發生在近平地的山坡區，且山區降雨明顯多於岸邊平原區。

雖然我們只有西部雨量資料，但配合每天逐時衛星雲圖，可以明顯的看出夏季午後對流主要發生在嘉南高屏一帶。限於篇幅，我們只挑選其中9天下午5點的衛星雲圖(圖5)，做為判斷對流發生位置的參考。如圖5所示，東部幾乎沒有對流發生，北部偶有對流發生，但強度顯然比中南部的弱。參考綠島探空風場(圖6)，午後對流發生時，臺灣附近普遍盛行微弱東風或東南風，顯示相對於盛行風，對流發生在中央山脈的背風面。

以七月五日之個案為例，說明午後對流的發展過程及其發生的環境條件。850mb天氣圖(圖7)顯示太平

洋副熱帶高壓位置偏北，臺灣位於高壓西南方，為微弱東風轉東南風之高壓環流所籠罩。分析當天逐時衛星雲圖(圖8)，顯示對流於下午2點(圖8.a)開始在中部山區發生，隨即移向平地(圖8.b)，同時在東部山區有一小對流胞生成，但很快就消散掉。南部高屏地區有另一新生對流發展(圖8.c)，很快的與主要對流合併(圖8.d)。合併後的對流於下午6點(圖8.e)發展達最成熟(由雲圖判斷)。然後逐漸減弱(圖8.f)並南移(圖8.g)，最後由高雄市移到海上(圖8.h)漸漸消散(圖8.i)。整個對流的生命期超過8小時。

分析整個台灣地區地面觀測資料顯示，早上8點(圖9.a)西部沿海測站之風速均弱，海風尚未形成，南部沿海及馬公的地面溫度為28度，由蘭嶼、恒春及高雄的風向可以看出，氣流有明顯的繞山效應。到下午2點(圖9.b)南部沿海及馬公的地面溫度由早上的28度上升到31~32度。此時對流剛開始要發展，全島都有明顯的海風形成。北部及南部的海風受地形影響，風向有明顯的差異，如新竹、梧棲吹西北風而台南、高雄吹西南風。下午3點(圖9.c)對流已經發展起來，馬公的風向可能是受海風及對流發展的雙重影響，由西南轉為西風。到下午6點(圖9.d)台南首先出現離岸風，溫度降到27度。台中與阿里山的風向也轉為偏南風，該兩測站氣溫已分別降到26、15度。由於此時太陽尚未下山，其他測站仍屬海風環流，參考衛星雲圖(圖8.e)此時對流的位置，可以推論此三測站風向及溫度之改變，乃是由於伴隨對流降雨的冷空氣下沖氣流(downdraft)向外輻散而產生的低層外流(outflow)。此現象在一小時之後(圖9.e)更明顯，冷空氣外流的範圍已擴展到高屏地區。

該日總降雨量之分佈如圖10所示，約略與地形等高線(圖2.a)平行，且有兩個極大值區與26天累積雨量分佈(圖2.b)相似。因對流最後由高雄移出，因此沿海岸線在高雄岸邊之降雨最大，圖2.b亦有此特徵。綜合以上觀測資料分析，今年七、八月所發生的午後對流，可以歸納出幾點特性：

- 午後對流受地形影響，過程複雜，上坡風、過山氣流、繞山氣流及海風都可能有所貢獻。
- 對流的發生大約始於下午2~3點，生命期可長達小時以上。

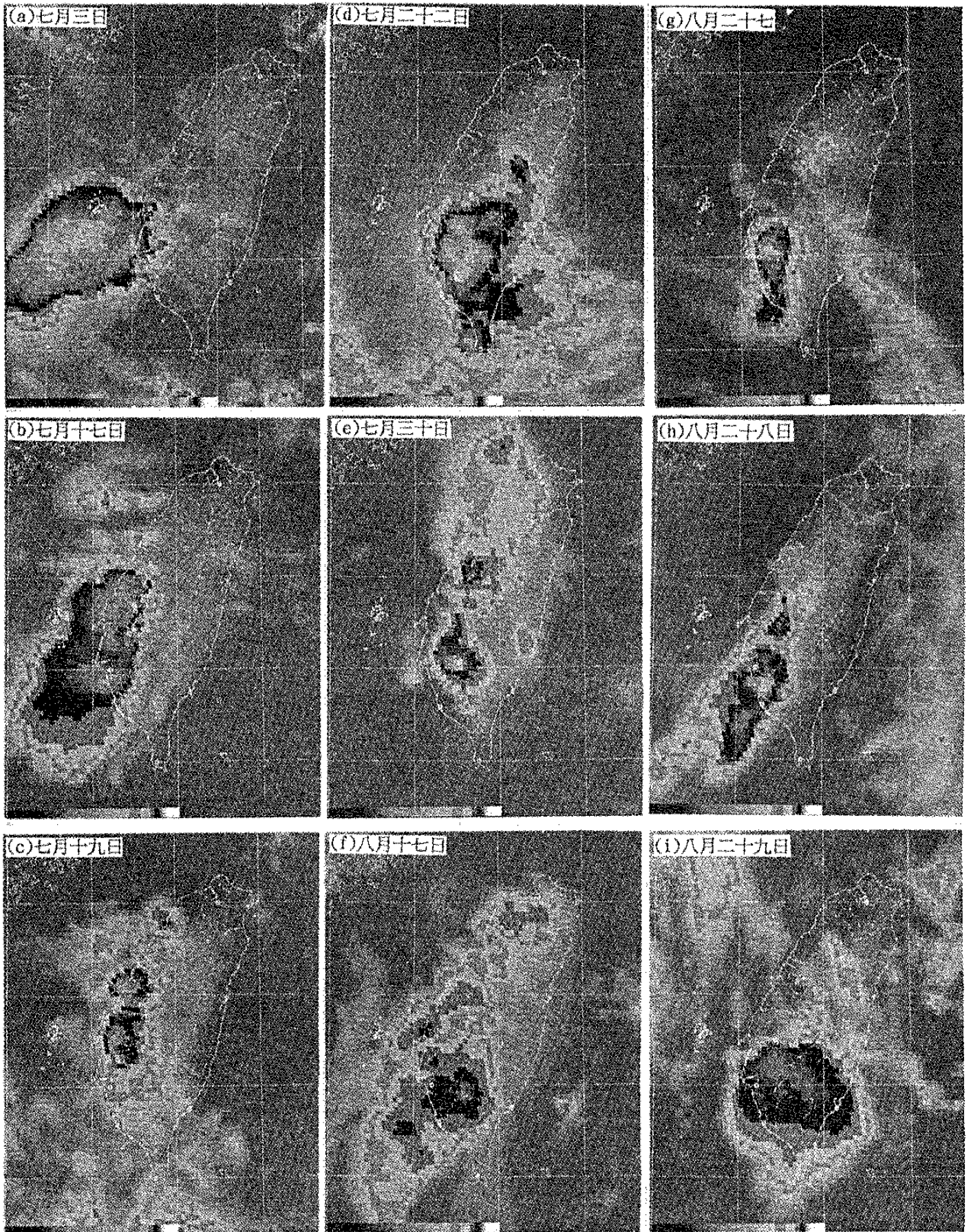


圖5. 下午5點的MB色調強化紅外線衛星雲圖,日期標示於各圖左上方。

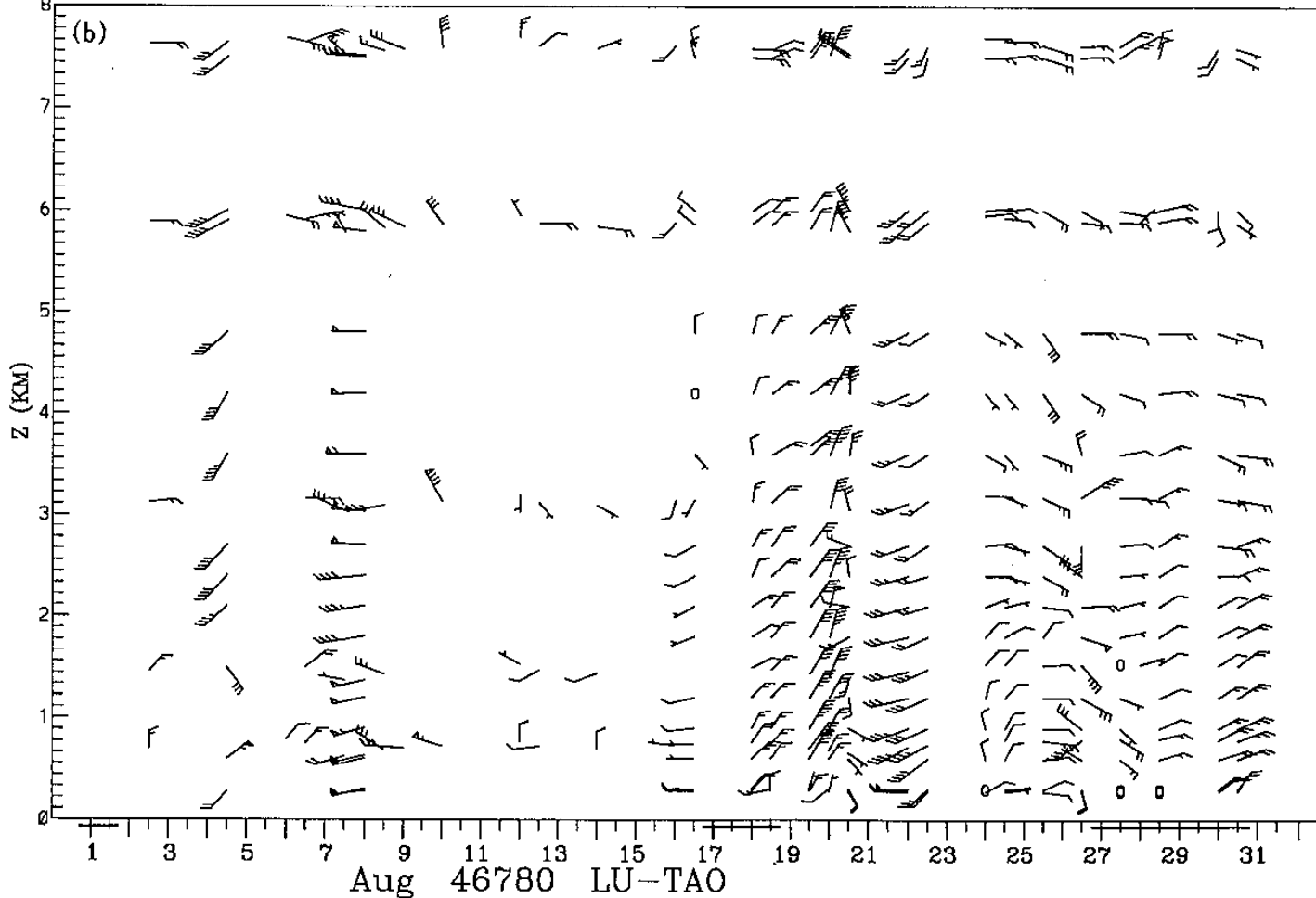
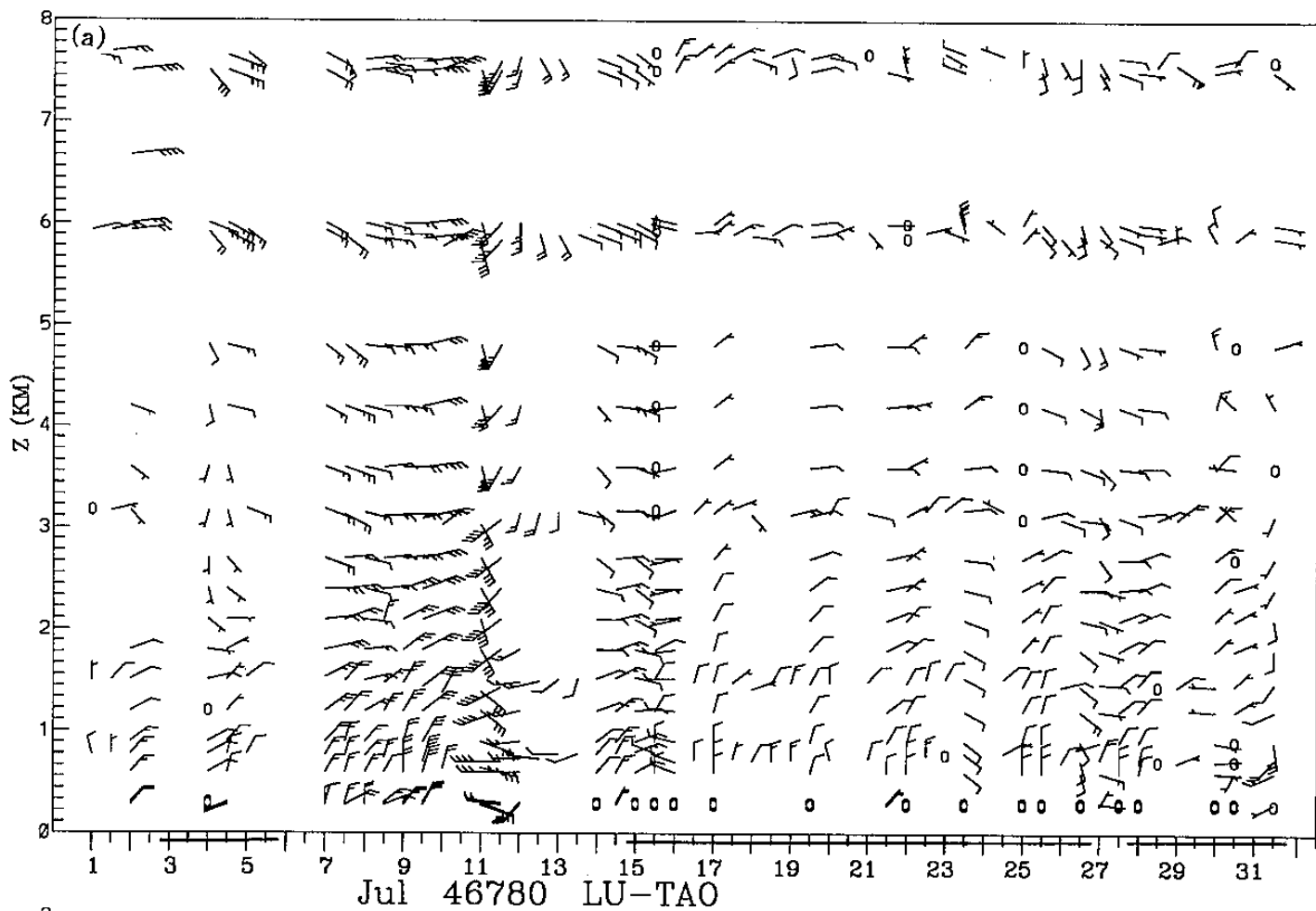


圖6. 綠島測站的高空風圖(a)七月，(b)八月。

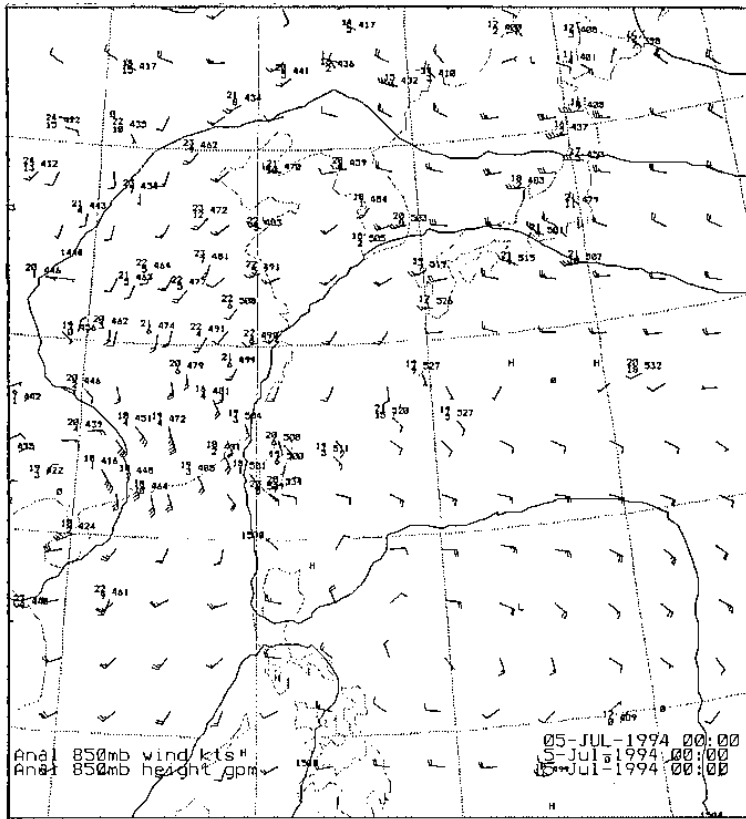


圖7. 七月五日850mb天氣圖。

- 對流在山區斜坡被激發，然後移向平地斜坡發展，同時南移與南邊另一對流結合再由高雄出海消散。
- 午後對流發生在微弱東或東南風的背風面，主要發生在中南部地區。
- 南部有兩個最大降雨區，分別位於曾文水庫流域及屏東市稍北。
- 山區降雨大於平地，但是，最大降雨區發生在近平地的斜坡。
- 由地面觀測資料可以分析出伴隨對流降雨的冷空氣下沖氣流及向外流(outflow)。

以下將利用三維數值模式的模擬結果與上述觀測資料的分析結果相互印證，以便進一步探討中南部午後對流的發展過程及激發機制。

三、模式簡介

本研究採用科羅拉州大學(CSU)的 Regional Atmospheric Modeling System(RAMS)模擬台灣地區的夏季午後對流降水，此模式為三維非靜力(Nonhydrostatic)雲模式，模式中包含雲、雨之微物理過程及地表受熱將熱量、水汽量及動量等通量上傳給大氣的表面層參數化(surface layer parameterization)等過程。紊流參數化採用局部變形場(local deformation)及Ri(Richardson number)計算動量及熱量的渦流交換係數，即Km與Kh。

模式範圍以台灣為中心涵蓋 500平方公里，水平網格間距10公里乘10公里，共51乘51點。垂直方向共41層，網格間距由最底層的 250公尺，以1.05的比例

向上逐漸拉大(stretch)到 750公尺，最頂層高度約 22732公尺。但，最上面10層(15982公尺以上)為 Rayleigh Friction Zone，用來吸收模式內往上傳播的內重力波。時間間距20秒，同時採用較小的時間間距4秒來處理與聲波有關的部分。

模式採水平均勻的初始場，熱力場採今年六月十八日00UTC 東港探空(圖11.a)，風場如圖11.b 所示 3000公尺以上為5m/s東風，3000公尺以下風速遞減到地面為零。假設模式的初始時間為早上08LST (即探空的時間)，前半小時風速由零遞增(Spin up)到圖 11.b之全風速，模式再執行半個小時之後(09LST)才開始加熱。地表加熱的方式以模式最底層(123.5 公尺)的氣溫與土壤溫度的差值 $\Delta\theta$ (即溫度梯度)計算地表熱通量。本研究所使用的 $\Delta\theta$ 是由凌晨6點(日出)開始以sin曲線增加，到下午2點達最大(-2.5度，負值表示土壤溫度較高)，然後遞減，直到傍晚7 點(日落)劇降為零，以後不再加熱。當對流發展起來， $\Delta\theta$ 會依雲量的增加而減少，相當於考慮到雲雨對陽光的遮蔽效應。有關此模式所使用的動力及熱力方程式與詳細的數值方法及各類物理參數化過程，可參考 Tripoli and Cotton(1982)。

四、模擬結果

模擬結果顯示，模式執行 5個小時，相當於下午 1點，對流已經在中南部的山區開始發展(圖12.a)，到下午 2點(圖12.b)，對流已發展成三個對流胞，但，北部的對流很快減弱(圖12.c)，中部及南部的對流繼續發展。到下午6點(圖12.d)，兩個對流結合成一線狀對流，但仍有兩個對流中心。到此為止，模擬與觀測結果(圖8.a-e)大致相符。但，隨後這兩個對流又分開(圖12.e)，一直到晚上10點(圖12.f)，兩個對流似乎分別停滯在中部山區斜坡及高雄海岸邊。此與觀測結果(圖8.f-i)略有出入。

比較模式的地面風場與觀測的結果，顯示在下午 2點，對流剛開始發展時(圖13.a, b)西部沿海的海風與觀測結果(圖9.b, c)相當一致。由下午2點(圖 13.a)及下午3點(圖13.b)的地面風場可以看出，過山氣流(東風)與中央山脈西側因斜坡受熱而形成的上坡風(西風)，在背風面輻合，形成一條輻合帶，在山脈西側激發線狀對流(圖12.b)。台灣南部的繞山氣流配合高雄凸形海岸的海風，在高屏地區輻合而加強南部的對流。北部因山脈呈東北—西南走向，繞山氣流與山脈平行繞過北部山區(科氏效應在此可能也有所貢獻)，加強中部山區的輻合，有利該區的對流發展。因此只有中部山區及高屏地區，兩個對流持續發展(圖12)。

當對流雲開始發展，伴隨對流降雨的冷空氣逐漸在地面凝聚成冷池(cold pool)，此現象在模擬11小時(圖13.c)以後逐漸顯著，冷空氣開始向外推展(outflow)，頂著海風及南來的繞山氣流，在高雄海岸附近形成一條弧形輻合帶(圖13.d)，支持對流持續發展。上述過程與觀測結果(圖9.c-e)大致相符，但，發生的時間稍晚，位置稍偏內陸。

為探討過山氣流與上坡風及海風在對流發生的過程中所扮演的角色，我們選擇橫切過中央山脈山區對流中心(Y=-30公里)的東西向垂直剖面圖，分析對流的垂直發展及低層風場。如圖14.a 所示，在模擬2小

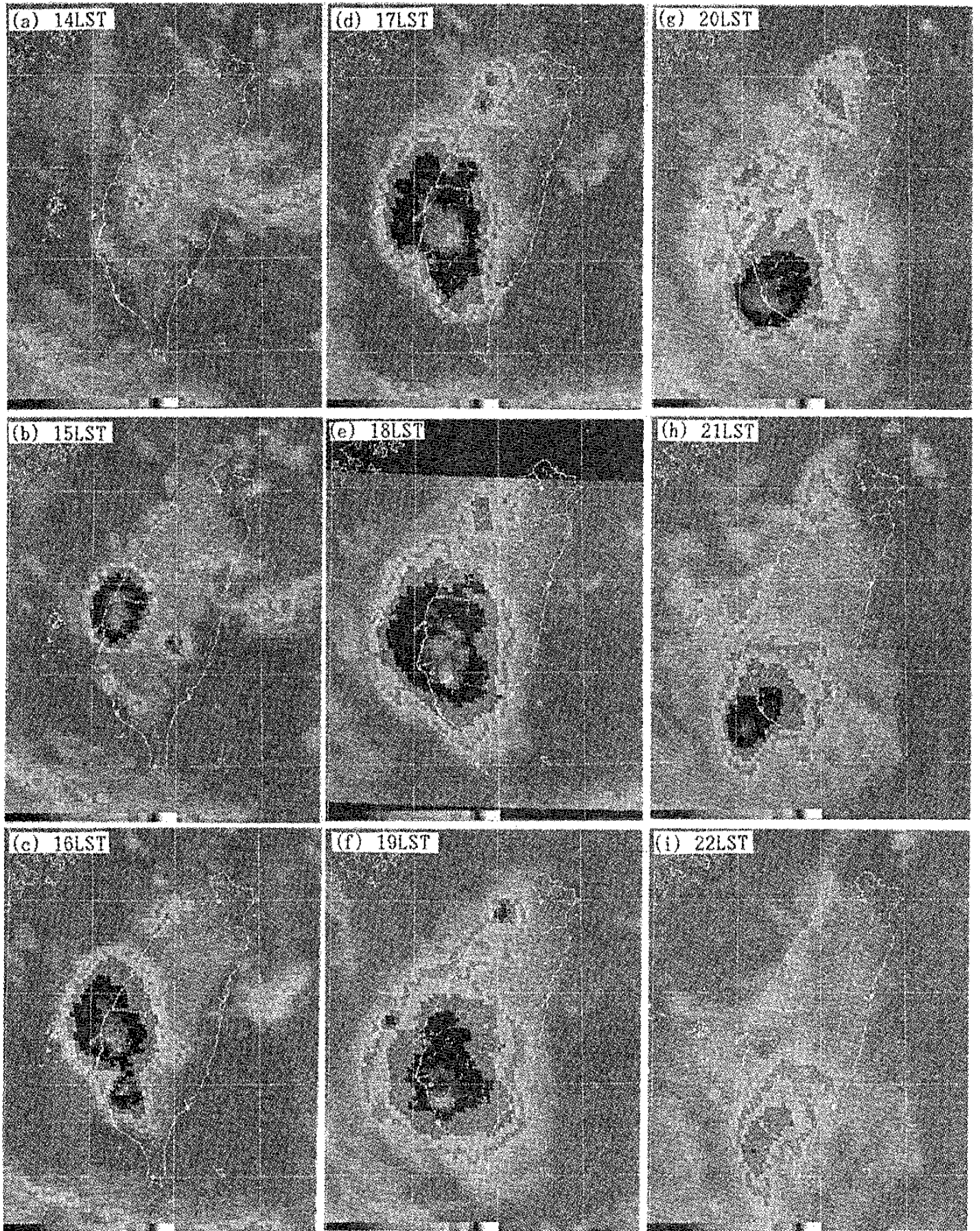


圖8. 七月五日下午2點(06UTC)到晚上10點(14UTC)之逐時MB色調強化紅外線衛星雲圖,時間標示於各圖左上方。

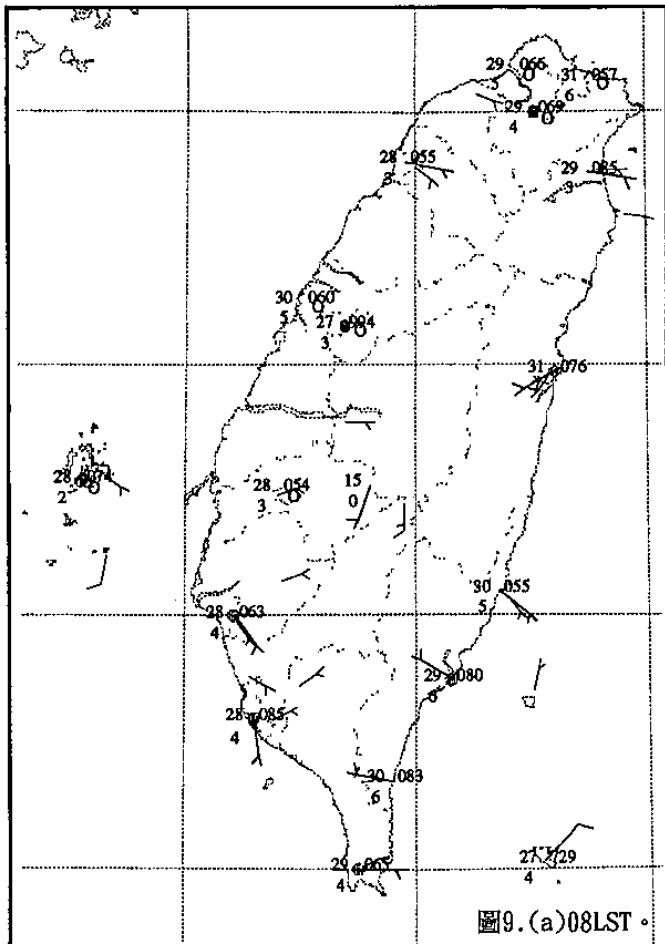


圖9.(a)08LST。

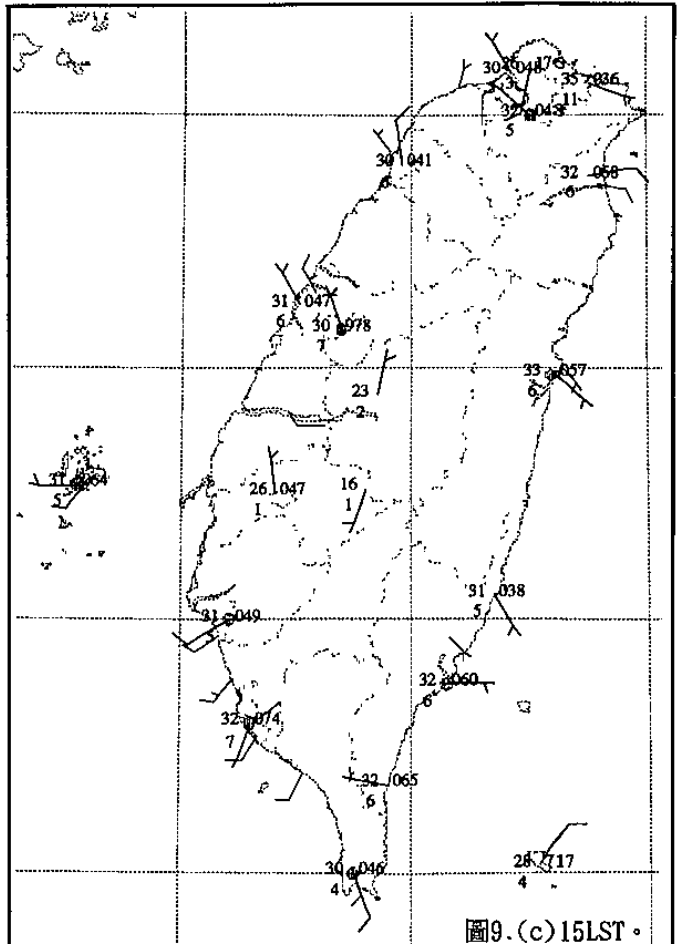


圖9.(c)15LST。

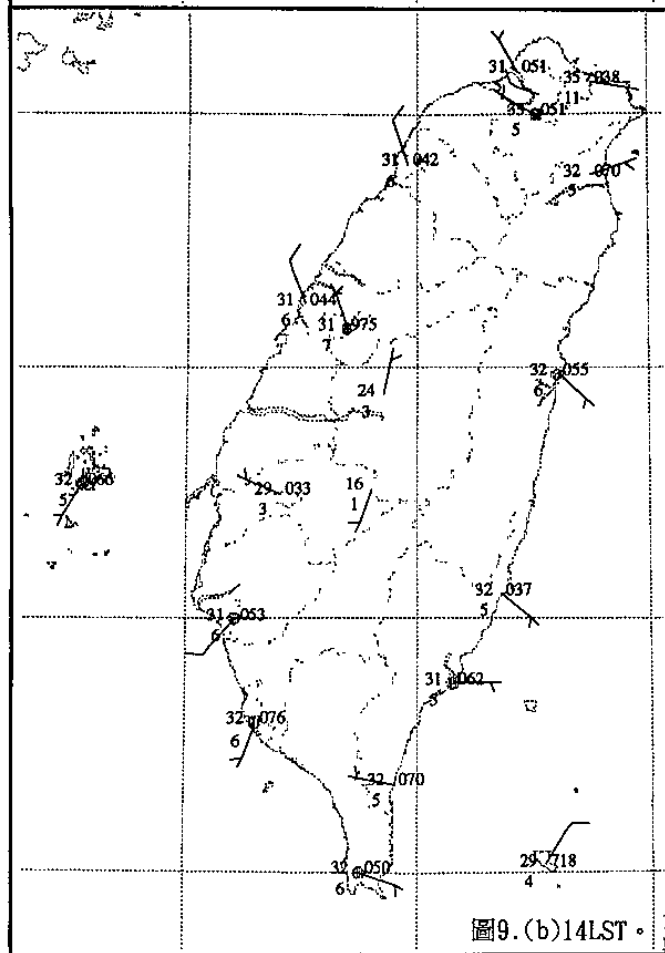


圖9.(b)14LST。

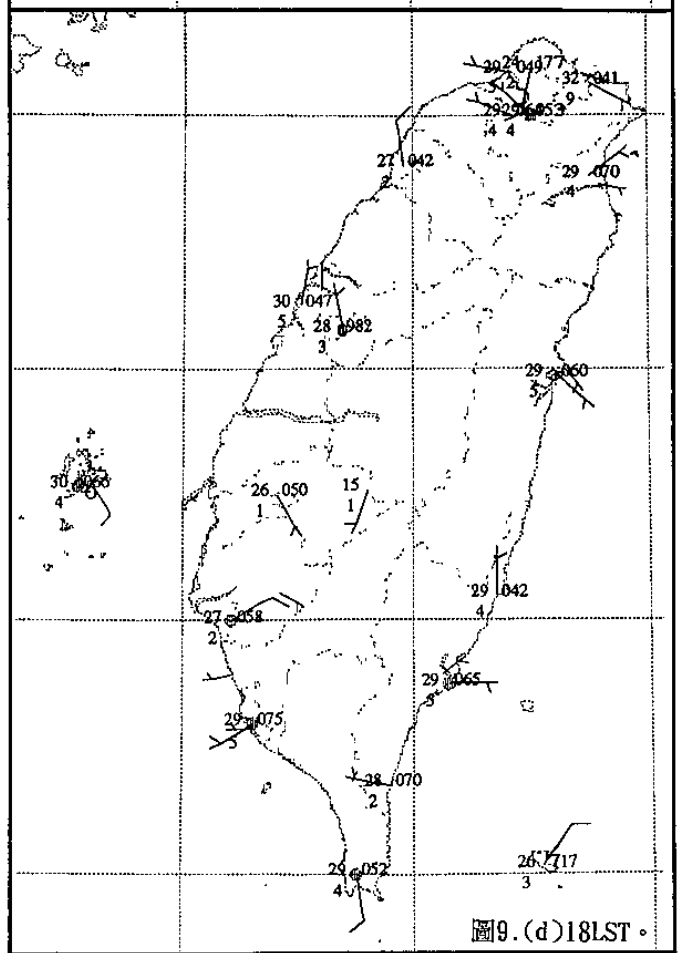


圖9.(d)18LST。

圖9. 七月五日台灣地區，地面測站資料，時間標示於各圖右下角。

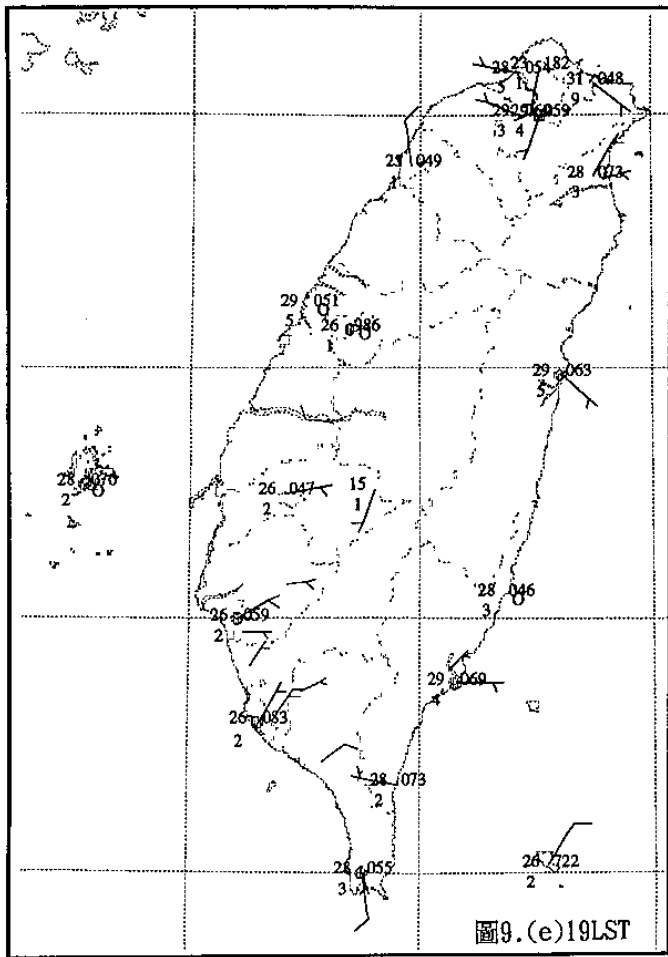


圖9.(e)19LST。

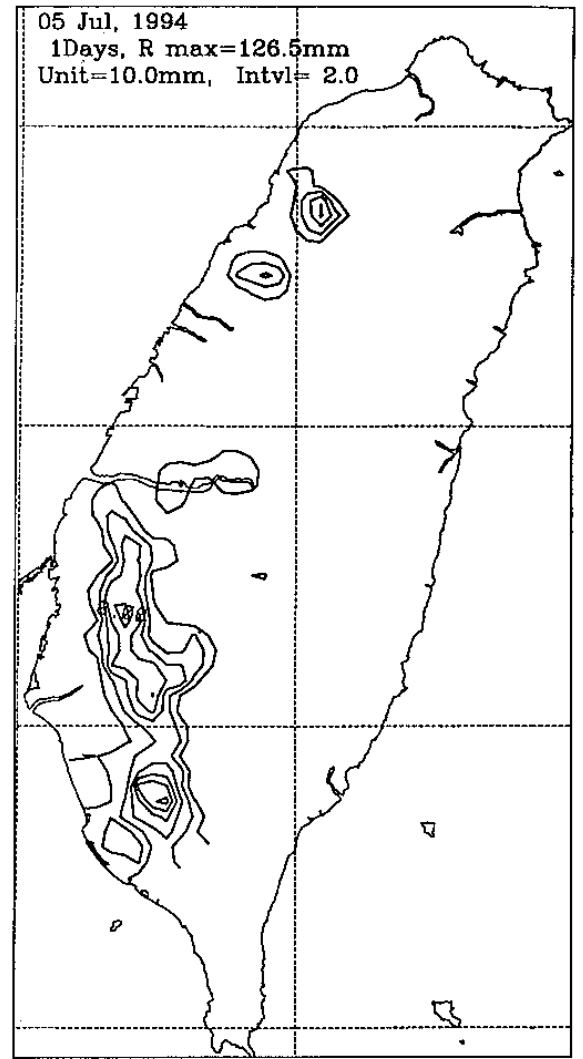


圖10. 七月五日雨量分佈圖,等值線間隔20mm。

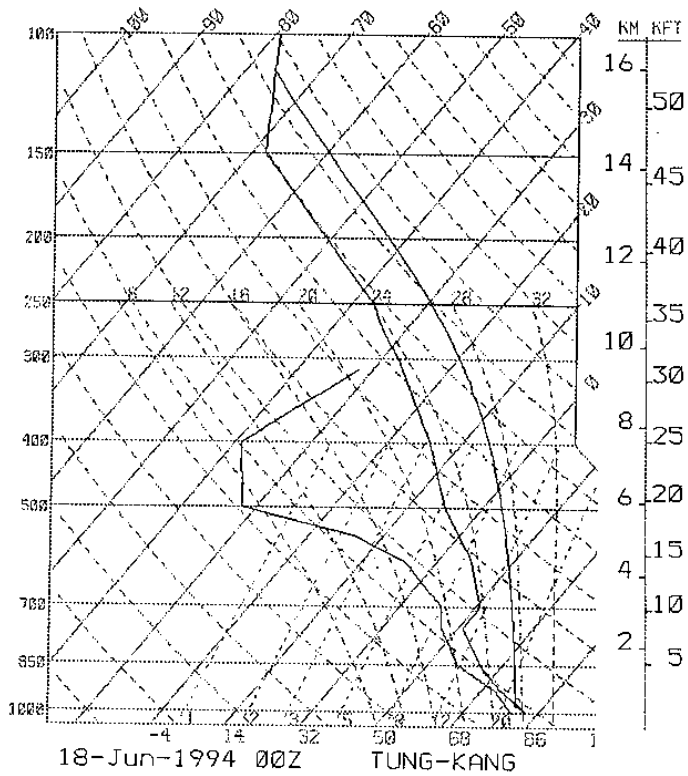


圖11. (a)六月十八日00UTC東港探空。

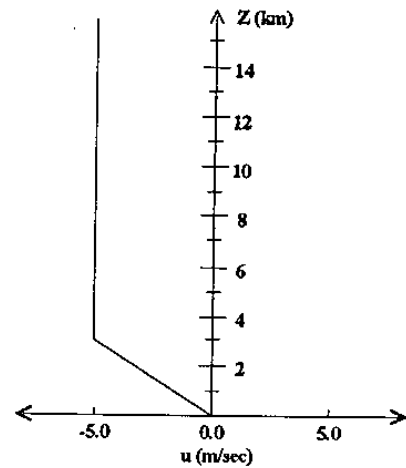


圖11. (b)模式使用的初始風場。

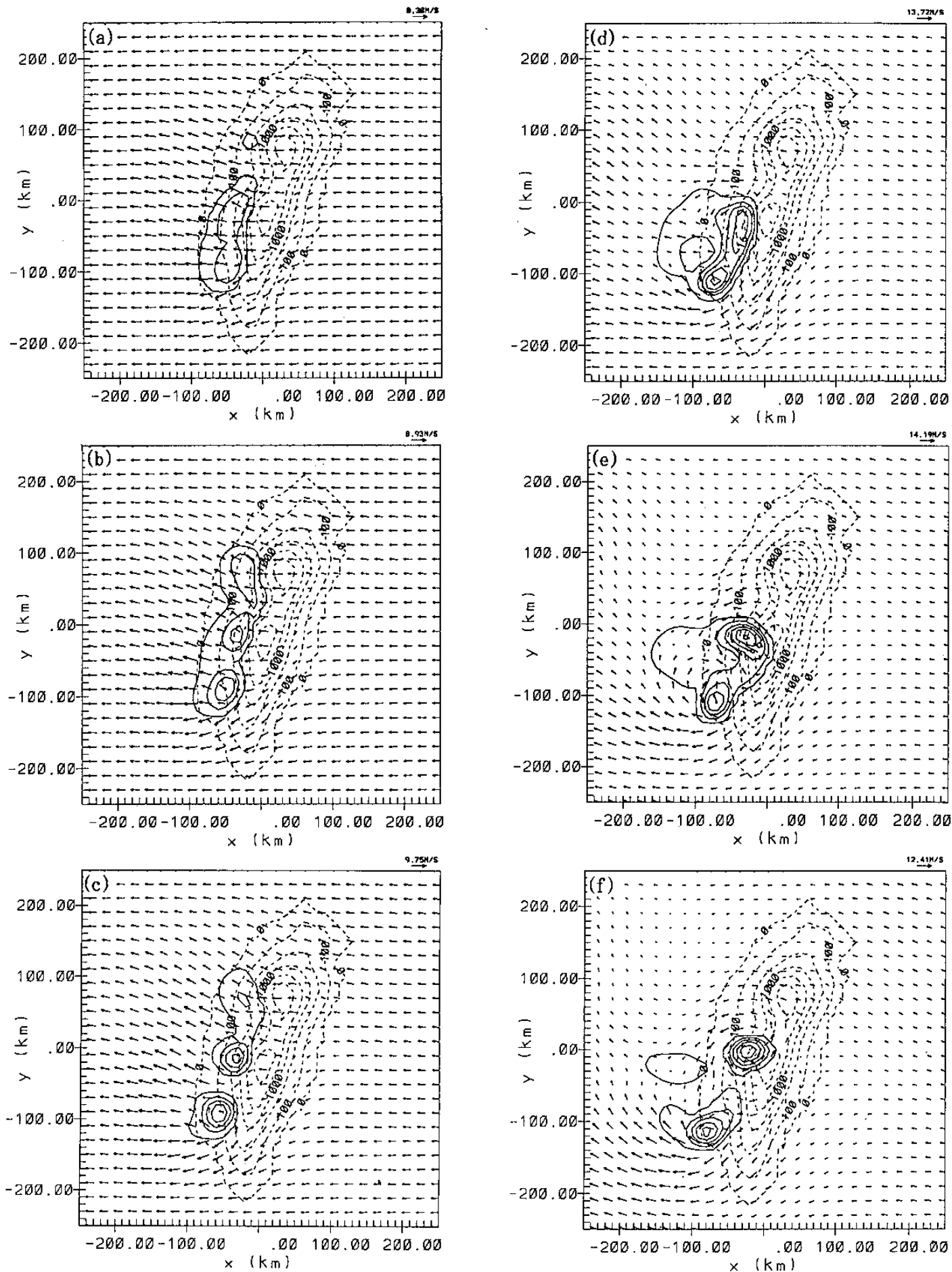


圖12. 模式第10層(σ -z), 高度約2567公尺, 雲滴混合比及風場, 雲的等值線從0.1g/kg 開始, 每隔0.5g/kg 劃一條。(a)模擬5小時(13LST), (b)模擬6小時(14LST), (c)模擬7小時(15LST), (d)模擬10小時(18LST), (e)模擬12小時(20LST), (f)模擬14小時(22LST)。

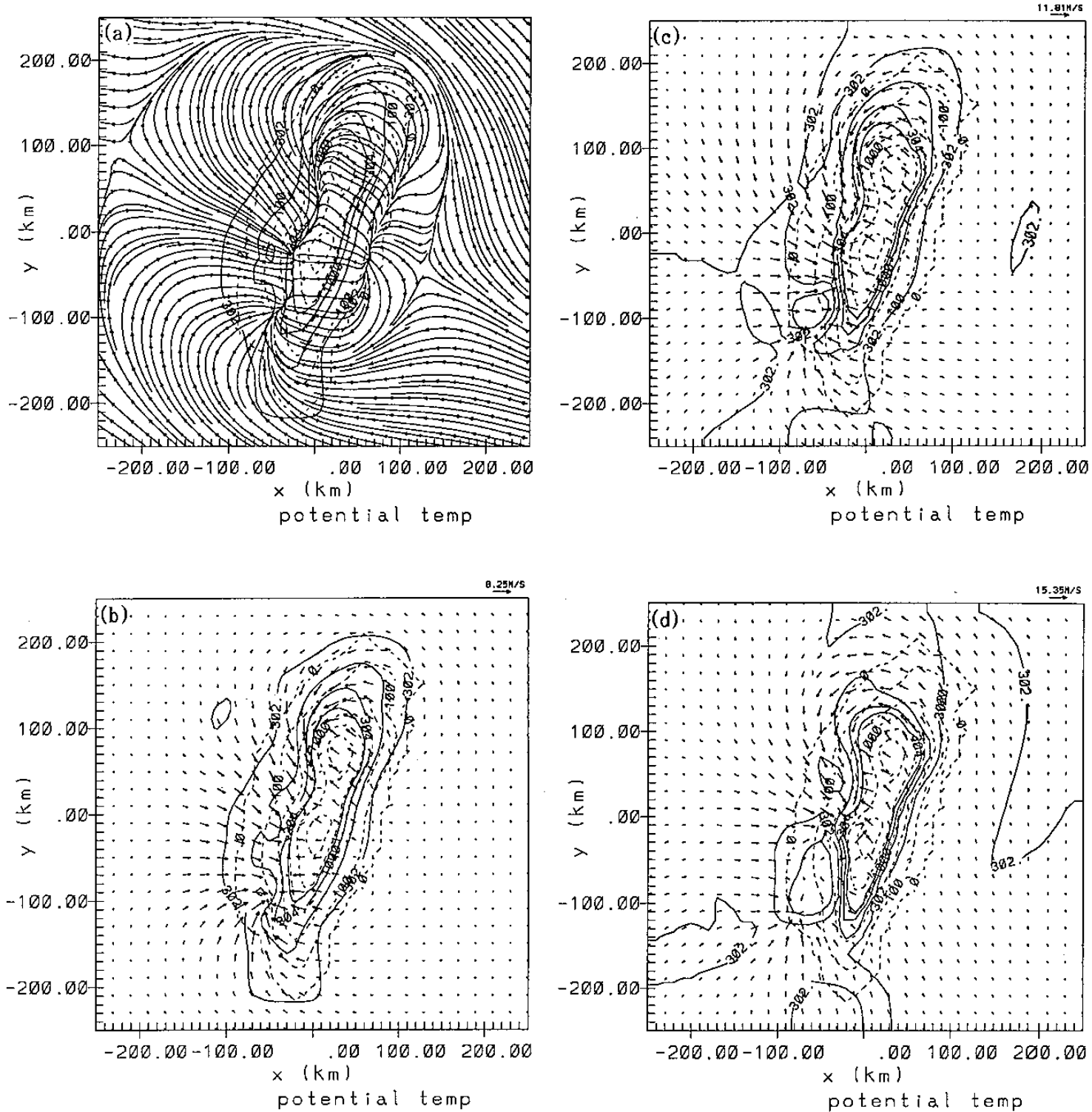


圖13. 模式最底層，離地高度約123.5公尺，風場及位溫圖，等位溫線間隔 1° K, 305° K以上不劃。(a)模擬6小時(14LST)，(b)模擬7小時(15LST)，(c)模擬10小時(18LST)，(d)模擬13小時(21LST)。

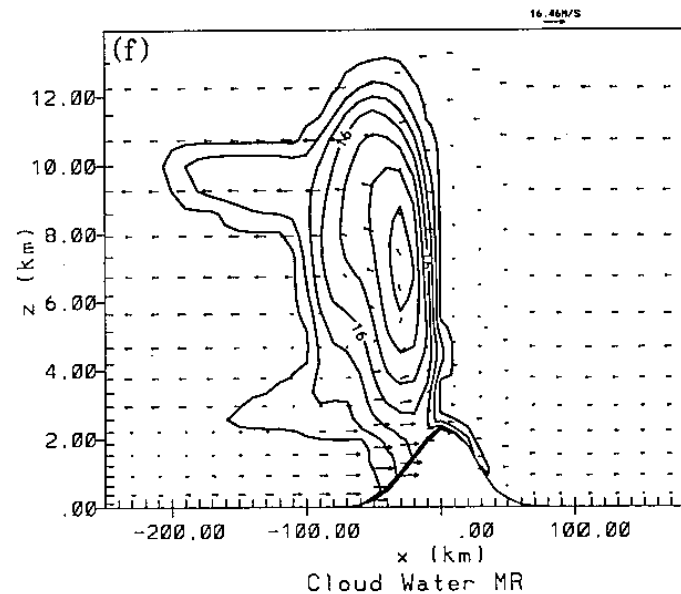
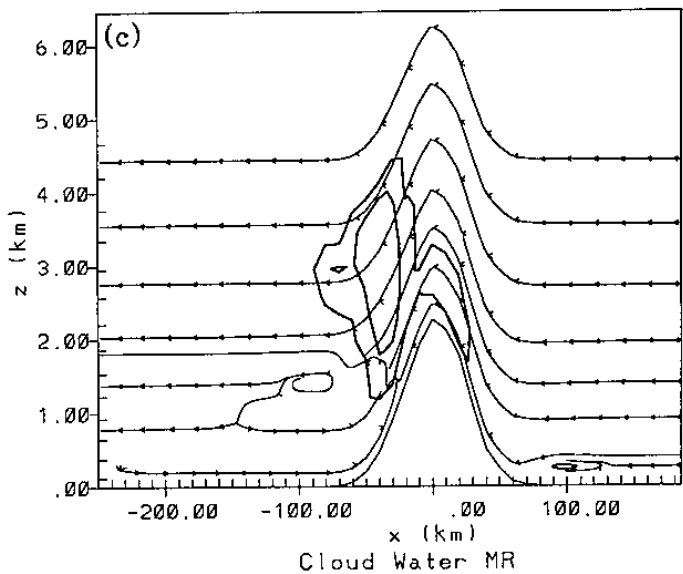
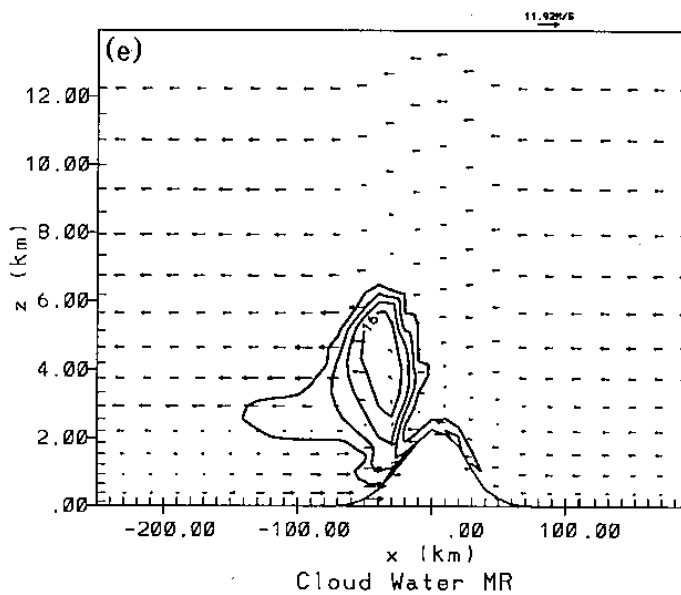
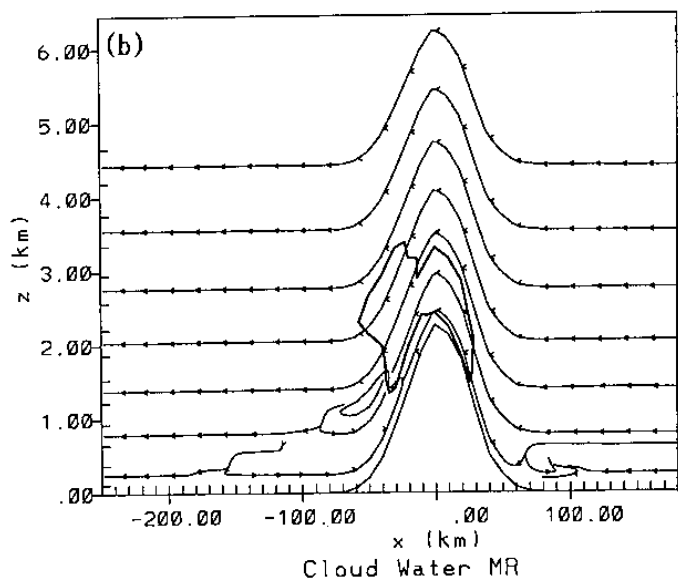
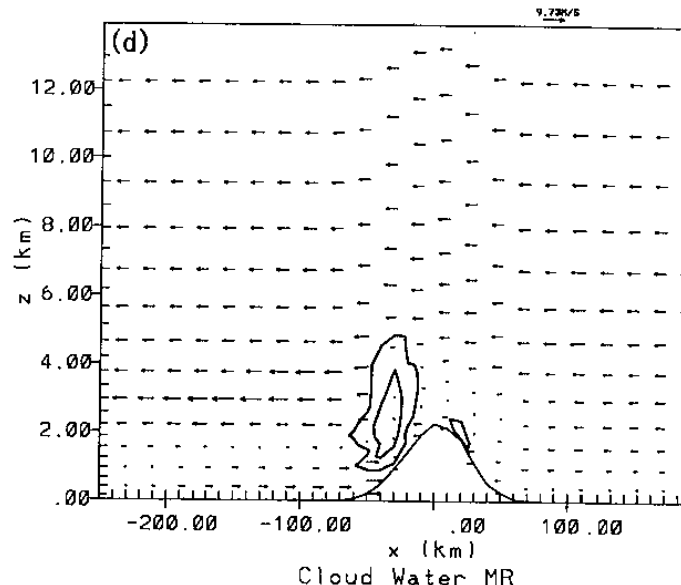
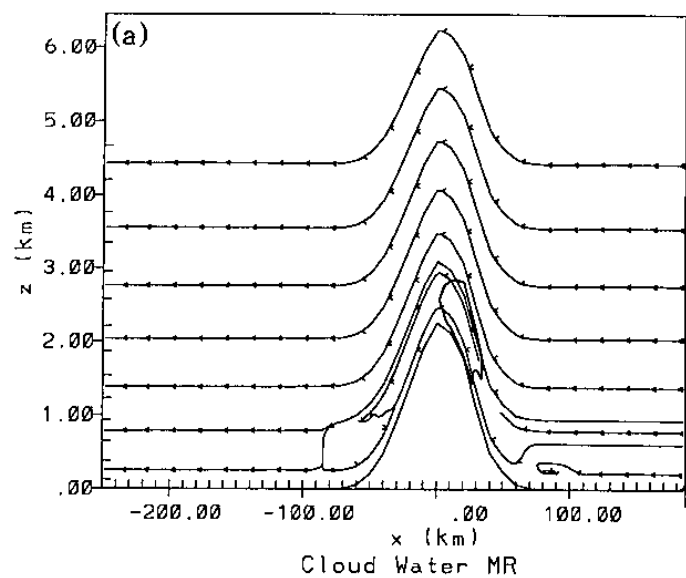


圖14. 切於 $Y=-30$ 公里的東西向垂直剖面圖, 雲的等值線從 0.1g/kg 開始, 每隔 0.5g/kg 劃一條. 西海岸約在 $X=-90$ 公里, 東海岸約在 $X=80$ 公里. (a)模擬2小時(10LST), 雲及氣流線, (b)模擬4小時(12LST), 雲及氣流線, (c)模擬6小時(14LST), 雲及氣流線, (d)模擬8小時(16LST), 雲及風場, (e)模擬10小時(18LST), 雲及風場, (f)模擬12小時(20LST), 雲及風場。

時(加熱一小時)之後，上坡風首先在 $X=-50$ 公里的斜坡建立起來，然後海風才跟著建立(圖14.b)。過山氣流與上坡風在背風面約1500公尺高度的斜坡($X=-30$ 公里)上輻合(圖14.b, c)，對流在此被激發並逐漸發展起來(圖14.d, e)。對流發展成熟時雲頂高度超過12公里(圖14.f)。

綜合以上分析，顯示模擬結果大致可以掌握台灣地區因複雜地形及海陸差異加熱而引發的上坡風、海風、過山及繞山氣流及局部環流的特性，對流發生的時間、地點及冷池、外流現象亦與觀測大略相符。但，詳細過程仍有待更進一步的探討。

五、結論

綜合以上觀測及模擬的結果，顯示今年夏季的午後對流大都發生在微弱東或東南風的背風面，主要發生在中南部地區，約在下午 2 點左右，在山區斜坡被激發，然後移向平地斜坡發展，同時南移與南邊另一對流結合再向高雄出海消散，生命期可長達 8 小時以上。南部有兩個最大降雨區，分別位於曾文水庫流域及屏東市稍北。最大降雨區發生在近平地的斜坡，山區降雨遠大於平地。由地面觀測資料及模擬結果都可以分析出伴隨對流降雨的冷空氣下沖流及向外流(outflow)等對流特性。

模擬結果大致可掌握對流發生的時間，地點及對流的部分特性。微弱的東風因地表加熱得以越過中央山脈與山脈西側的上坡風輻合，此輻合帶可能為激發山區斜坡對流的主要機制。上坡風的建立比海風早 1 至 2 個小時，在對流的初生期，上坡風的貢獻可能比海風重要。但，海風及南部的繞山氣流，在對流的移行及發展過程中，可能扮演更重要的角色。

模式使用10公里的解析度，還無法有效掌握台灣複雜的地形效應及 γ 尺度的對流結構，但目前已初步掌握 β 尺度的變化。若要模擬此 β 尺度之日夜變化，500 平方公里的範圍及單一探空的初始場，也無法提供較接近實際的環境條件。未來將使用巢狀網格(nested grids)以改進上述缺失，配合詳細的資料分析，期能對台灣的局部天氣現象做更深入的探討。

參考文獻：

- 梁文傑、郭鴻基、李清勝，1994：曾文河流域氣象、氣候及空氣品質的變遷。中研院研究報告。
- 劉廣英、謝維權與曲克恭，1987：台灣地形對雨量之增減作用：濁水溪至高屏河流域的降水分佈 - (上)個案分析。 大氣科學, 15, 1, 89-101。
- 劉廣英與張忍成，1988：台灣地形對雨量之增減作用：濁水溪至高屏河流域的降水分佈 -(中)合成分析及模擬。 大氣科學, 16, 2, 141-149。
- 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.
- Reisner J. M. and P. K. Smolarkiewicz, 1994: Thermally forced low Froude number flow past three-dimensional obstacles. J. Atmos. Sci., 51, 117-133.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. J. Atmos. Sci., 46, 1154-1164.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone. J. Atmos. Sci., 47, 1498-1511.
- Tripoli, G.J., and W.R. Cotton, 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model—1982, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. J. Rech. Atmos., 16, 185-220.

