

地形效應在台灣西南部夏季豪雨所扮演的角色

陳婉卿¹, 陳景森¹, 陶為國²

1 Institute of Atmospheric Physics, National Central University,
Chung-Li, Taiwan

2 Mesoscale Modeling and Dynamics Group,
Mesoscale Atmospheric Processes Branch, Code 912,
Laboratory for Atmospheres,
NASA/Goddard Space Flight Center,
Greenbelt, MD 20771, U. S. A.

摘要

1994-2000年七月下旬到八月間，台灣西南部的迎風面有25%~50%的降水是由伴隨在西南氣流的對流系統所產生。本文將討論兩個豪雨個案(至少有三個測站的日雨量大於100mm)，分別發生在山區及沿岸低地有豪雨產生。其中一個個案(1999年8月9日，最大日降水量為393mm)的降水極值發生在台灣南部山區，當時在850hPa濕度極高，且大氣為潛在不穩定。模擬結果顯示豪雨是由地形舉升效應所造成，並非由已存在於台灣海峽的對流系統所直接帶來的降水。

然而，在另一個個案中(1994年8月13日，最大日降水量為450mm)，有綜觀尺度的西來的潮濕不穩定氣流與西北風在台灣西南沿岸處輻合，西來的氣流在接近陸地時減速而引發上升運動，另外，綜觀尺度環流在台灣海峽南部有輻合區，進而在台灣西南沿海產生降水。有些降水是在海上發生，並移進陸地且增強陸上降水。而西北風則將山區的雨水往東南方吹離，故山區的降水較沿岸來得少。在模擬中，台灣海峽南部在近午時分及午後的潛在不穩定較觀測來得小，故使得模擬之降水總量較觀測來得少。

關鍵字：西南氣流，豪雨，地形效應

一、前言

每年七月下旬到八月的西南季風期為台灣一個主要的雨季(Chen and Chen 2003)，此時的降水主要是由於颱風(Sheih et

al. 1998)以及伴隨西南季風而來的對流系統(Lin et al. 2001)所造成，除此之外，中央山脈縱貫台灣南北(圖1)所導致的午後對流亦為台灣帶來降水(Chen and Lin 1986)。1994-2000年七月下旬到八月的平均雨量(圖2a)顯示，在台灣雨量主要是分佈在台灣西南部的迎風坡至沿海地區以及東北部的斜坡上，其中，部份西南部的降水是由於伴隨西南季風而來的對流系統所造成(圖2b)，而這種對流系統對台灣西南沿岸造成的降水比例並不亞於颱風(圖2c)。

在夏季，當伴隨西南季風而來的對流系統抵達台灣時，台灣西南及西南部常常會發生豪雨。在本文中，發生豪雨的定義為至少有三個測站的日雨量大於100mm/day。在1994-2000年的七月下旬至八月，便有12個豪雨個案發生(圖2d)，這些豪雨多發生在山區(MA~MG)或是沿岸地區及較低的山坡處(CA~CE)，而在這些個案中，MD為1999年8月9日的個案，最大日降水為393mm；CB則是1994年8月13日，最中日降水為450mm。雖然這些豪雨個案的發生並不少，但對於它們的研究卻不多。

台灣西南部降水的發生，除了因綜觀尺度環流所導致，中央山脈所造成的地形效應也是非常重要。本文選擇了兩個個案(圖2d之MD[1999年8月9日]；及CB[1994年8月13日])來探討當伴隨夏季西南季風而來的對流系統影響台灣時，造成台灣西南部山

區及沿岸低地的降水之特性。

二、個案觀測

在 1999 年 8 月 9 日，從 EC/TOGA 08LST 的 850hPa 高度場中可以看到低壓帶由中國東部沿海延伸到日本南方的西太平洋，而季風槽亦存在於中國南部至南海地區(圖 3a)，所以，在南海及菲律賓地區盛行潮濕的西南風。由於在中國東南方有一個微弱的脊，西南氣流到了南海北部及台灣海峽北部地區時便減速並轉為西南西風。而 04LST 的衛星雲圖(圖 3b)則顯示主要的雲區發展於台灣南部及巴士海峽地區，但海峽北部、台灣北部及南海北端並沒有雲區覆蓋，可見台灣西部的降水並不是由台灣海峽所移入。

當快速且潮濕的西南氣流遇到中央山脈時，台灣西部斜坡在清晨便開始有降水，且持續至中午並延伸到南部斜坡(圖 4a 及 4b)。至了下午，由於位在中國東南方的高壓開始減弱，使得氣壓梯度減小，風速及降水亦隨之減弱(圖 4c)，而全日日雨量在山坡處較低地來得高上許多(圖 4d)。很顯然地，地形的舉升作用在這個個案中扮演著很重要的角色。

另一個個案從 EC/TOGA 在 1994 年 8 月 13 日 08LST 的 850hPa 高度場顯示，颱風 Ellie 在日本的西南隅，而在中國的東部沿海地區則有一個由颱風 Doug 所減弱的低壓中心(圖 5a)，季風槽由中國南部向西南延伸到南海，高壓盤踞在南海東部及菲律賓地區。所以，南海北部、台灣海峽南部及台灣南端盛行潮濕的西風，與上一個個案不同的是，因颱風 Ellie 和中國東部沿海的低壓中心而在台灣海峽北部及中國東南沿海有西北風，另外，西藏高原的東側山坡亦有西北風推展至中國東南部及台灣海峽南部，氣流在南海北端及台灣海峽南部合流而成的偏西氣流，與西南風於巴士海峽處輻合。

從 08LST 的衛星雲圖(圖 5b)則可看到雲系在台灣海峽南部、巴士海峽及台灣西南沿海發展，雖然沒有雷達回波資料可供研

究，但可想見的是這些移進台灣南部的雲系必然可增強降水的發生。大多數的降水是發生在清晨直到午後的西南沿海地區(圖 6a, 6b, 6c)，在山區斜坡處的降水較少。到了傍晚，由於 Ellie 的西移及減弱，中國東南部地區依然是西北風，而台灣海峽的南部及北部則分別轉為西南西風及西南風，雲系開始消散，降水也就隨之減少，當日的總降水量高達 450mm，以沿海地區為主(圖 6d)。很明顯地，對流系統是在台灣海峽南部發展並漂移至台灣西南沿海而造成強降水。

三、模擬

利用非靜力的 NCAR/PSU 第五代中尺度數值模式(MM5)來進行數值模擬。本文採三層巢狀網格(45 公里、15 公里、5 公里)，追隨地勢座標，垂直層數為 30 層。

在 1999 年 8 月 9 日的個案中，模式是由 1999 年 8 月 8 日 08LST 開始模擬，模擬結果顯示，由 45 公里解析度在 850hPa 高度場的主要輻合區和上升運動是發生在巴士海峽和台灣南部地區，台灣海峽的大多數地區則模擬出下沉運動(圖 7)，限制該地區的雲系發展。5 公里解析度的模擬顯示，降水是在清晨發生，位於台灣南部的斜坡處(圖 8a)，當西風受到中央山脈的阻擋，在 06-12LST 時增強了斜坡處的降水(圖 8b)，當西風在下午時減弱，台灣南部的降水便隨著減少(圖 8c)，整體的降水型態(圖 8d)與觀測接近(圖 4)。在台灣西南部的沿岸及較低山坡處，由於較無地形舉升效應，亦缺乏外來雲系的移入，故降水較少。而東台灣部份，在觀測及模擬(圖 4 和 8c)均發現在山坡處有少部份的降水在午後產生，這是盛行的向岸風與上坡風所致(Chen 2002)。模擬的降水極值為 375mm，發生在斜坡處(圖 8d 的 A 點)，約較觀測少了 20mm，位置則約略南偏了 30 公里，而巴士海峽處的雲雨系統則與衛星雲圖(圖 3b)有不錯的一致性。

為了能更明瞭地形舉升對山坡降水的影響，在最大日降水處取一東西剖面(圖

8d), 分析由 5 公里解析度的垂直速度及雨水含量的垂直總量的時間變化。在清晨, 當西風遭遇到中央山脈便有雨水在斜坡處產生(圖 9), 並在 8-12LST 時增加, 而在下午時因西風減弱甚至轉為西北風後減少。

為了更確定中央山脈對產生豪雨的影響, 進行了一敏感度測試—將台灣的地勢去除。在沒有中央山脈的影響下, 發現在台灣西南部的輻合區非常微弱, 並不如控制組來得明顯, 僅在巴士海峽地區仍有大量的輻合及上升運動。在中午以前台灣幾乎沒有降水, 僅在午後因盛行風與台灣東部的海風輻合, 在東部地區有降水情況發生。可見, 當快速的潮濕西風遭遇到中央山脈舉升時, 會造成強烈的降水。

在 1994 年 8 月 13 日的個案中, 模擬結果由 45 公里解析度顯示, 台灣南方在 1994 年 8 月 13 日 02LST 時有西北風和快速的西風產生輻散場(圖 10a), 到了 08LST 時, 因颱風 Ellie 及低壓環流所造成的西北風和由中國南部的另一支西北風結合, 增強了台灣海峽南部的輻合(圖 10b)。而在台灣海峽的中部及北部地區, 由於西風在靠近台灣時轉為西南風, 而造成了輻散及下沉運動(圖 10a、10b), 形成不利於降水的環境。

由於清晨在中台灣西部沿海地區的輻合及上升運動(圖 10a、10b), 在該地產生了大量的降水(5 公里解析度)(圖 11a 和 6a), 模擬的結果與觀測情形相近。在中午 12LST 過後, 台灣西南近海的風向轉為西至西南風, 雖然仍有因減速而造成的輻合, 但台灣西南沿岸的降水漸減(圖 11b、11c), 已不如清晨來得明顯。由於圖 11a 及 11b 西南斜坡的西北風將沿岸的降水往東南帶離, 使得在西南斜坡的降水較沿岸地區來得少(圖 11)。最大的沿岸降水極值約為 308mm(圖 11d 的點 A), 較觀測極值少了 140mm, 位置亦北偏了 30 公里(圖 6d 及 2d), 另一個降水極值發生在沿海地區, 為 425mm(圖 11d 的點 B), 在觀測極值西方 20 公里處。整體

來說, 在台灣海峽南部及巴士海峽降水的分佈與觀測一致。

為了了解台灣西南近海降水的形成, 在點 B 處取一東西剖面(圖 11d), 觀察 5 公里解析度的雨水含量的垂直分佈情況。在清晨時, 850hPa 的西風與西北風輻合(圖 10a、10b), 所以在近海處有較高的雨水含量, 04-08LST 時, 雨水由近海往沿岸移動(圖 12), 到了下午, 雖然在 850hPa 依然為西南風, 但由於潛在不穩定度的減少, 降水已不如清晨來得明顯(圖 12)。

為了更進一步地了解降水的機制, 將台灣的地勢去除, 結果顯示在台灣南方及巴士海峽的降水是由於綜觀的輻合所造成, 但在台灣西南沿海的降水則明顯較控制組(圖 11d)來得少上許多。

由數值模擬來驗證這兩個個案的降水成因, 可知在 1999 年 8 月 9 日的個案中, 伴隨西南季風而來的潮濕氣流因地形舉升造成了強降水, 並不是因外來的雲系移進所致。在另一個個案 1994 年 8 月 13 日中, 綜觀尺度的輻合發生在台灣海峽南部, 低層的輻合及上升運動因盛行西風與西北風的輻合而加強, 使得在台灣西南沿海地區產生強降水, 部份雨區發生在海上並移進台灣西南沿海, 而西南斜坡上的西北風則將雨水往東南吹離, 使得斜坡處的降水較沿岸來得少。

四、結論

梅雨季(五月中到六月中)以及夏季後期(七月中到八月)是台灣的主要雨季(Chen and Chen 2003), 伴隨著西南季風而來的對流系統所導致的降水在 1994-2000 年中, 在台灣西南方佔了 25%-50%的比例, 其重要性與颱風所帶來的降水相當。本文探討了兩個豪雨的個案, 分別是 1999 年 8 月 9 日, 在台灣西南斜坡有最大日降水量 393mm, 以及 1994 年 8 月 13 日在台灣西南沿岸有高達 450mm 的最大日累積雨量。利用 EC/TOGA 以及中央氣象局的測站資料來分析研究, 再輔以 NCAR/PSU 第五代中尺度

數值模式 MM5 來進一步探討豪雨的成因。

這兩個案的綜觀天氣方面，在中國東部沿岸延伸至日本南方的西太平洋地區均有低壓帶存在，而在中國南部有季風槽延伸到南海。在 1999 年 8 月 9 日的個案中，中國東南沿岸在 850hPa 高度場有一個微弱的脊線及具潛在不穩定的潮濕西南西風吹向台灣，在觀測與模擬的降水均發生在台灣南部的斜坡處。模擬研究顯示，這個個案的豪雨是由於潮濕的西南季風受到地形舉升效應，使得在迎風坡處產生強降水，並非由已存在的對流系統移入所致。

在 1994 年 8 月 13 日的個案，微弱的西風在台灣海峽中部受到中央山脈影響，到了台灣西南部便轉為西北風，這股西北風與另一股潮濕的西風在台灣西南部沿海地區的邊界層輻合並產生上升運動，於是在此輻合區產生了大量的降水，另外，由於此個案位於日本西南方的颱風 Ellie 其強度大於 1999 年 8 月 9 日的低壓，其西北風環流與西藏高壓所帶來的另一支西北風在台灣海峽南端合而為一，並與西風在海峽南部匯合強加了輻合區，故雨帶在台灣西南近海處產生，並向台灣西南部的陸地移動，在模擬結果中產生了 425mm/day 的降水，而西南斜坡的西北風將沿岸的降水往東南帶離，使得在西南斜坡的降水便較沿岸地區來得少。

不過，在模擬中西南沿岸的降水並不如觀測，這是因為模式無法正確掌握颱風 Ellie 的環流所致，在台灣海峽南側的濕度並不如觀測來得高，造成台灣西南部的不穩定度及降水表現均較差，若能有較佳的數值方法來改善颱風 Ellie 的模擬應會有最佳的雨量表現。

參考文獻

- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The precipitation characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- _____ and Y.-W. Lin, 1986: Cases study on the organized radar echo in summer season (in Chinese with English Abstract). *Atmospheric Sciences*, **13**, 63-70.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-N. Wang, M.-L., Kaplan, R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and Forecasting*, **16**, 633-660.
- Shieh, S.-L., S.-T. Wang, M.-D. Cheng and T.-C. Yeh, 1998: Tropical cyclone tracks over Taiwan from 1897 to 1996 and their applications (in Chinese). Central Weather Bureau technique report, CWB86-1M-01, 497pp. (Available from Central Weather Bureau, 64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan, R.O.C.)

圖說

- 圖 1. 台灣地形圖。+為自動雨量站，△為標準站。等高線為 500 及 1500 公尺。
- 圖 2. 1994-2000 年七月中到八月(a)日平均雨量(b)對流系統的降水貢獻(c)颱風的降水貢獻(d)豪雨個案降水極值分佈位置。
- 圖 3. 1999 年 8 月 9 日(a)08 LST EC/TOGA 850 hPa 綜觀天氣圖。(b)04 LST IR 衛星雲圖。
- 圖 4. 1999 年 8 月 9 日累積雨量圖。(a)01-06LST, (b)07-12LST, (c)13-18LST, (d)24 小時累積降水。
- 圖 5. 1994 年 8 月 13 日 08LST(a)EC/TOGA 850hPa 綜觀天氣圖。(b)IR 衛星雲圖。
- 圖 6. 同圖 4，但為 1994 年 8 月 13 日。
- 圖 7. 1999 年 8 月 9 日 08LST 模擬結果的 850hPa 輻合場。深(淺)色陰影區為上升(下沉)區。
- 圖 8. 同圖 4，但為 5 公里解析度之模擬風場及 6 小時降雨量。
- 圖 9. 1999 年 8 月 9 日個案沿圖 8d 之直線模擬結果之時間剖面圖。風場為 850hPa 風場，實線為垂直雨水含量。
- 圖 10. 同圖 7，但為 1994 年 8 月 13 日

(a)02LST, (b)08LST。

圖 11. 同圖 8, 但為 1994 年 8 月 13 日 5 公里解析度之模擬結果。

圖 12. 同圖 9, 但為 1994 年 8 月 13 日沿圖 11d 之直線的模擬結果。

圖

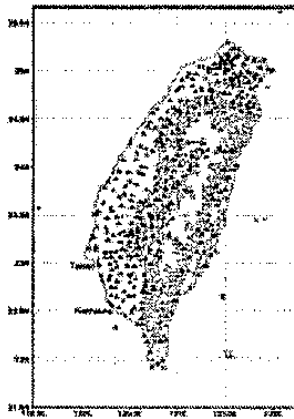


圖 1

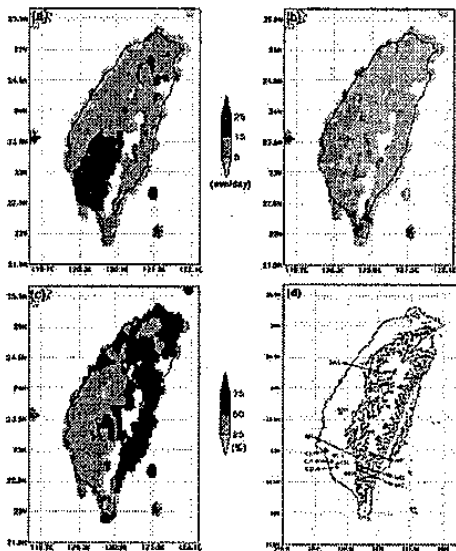


圖 2

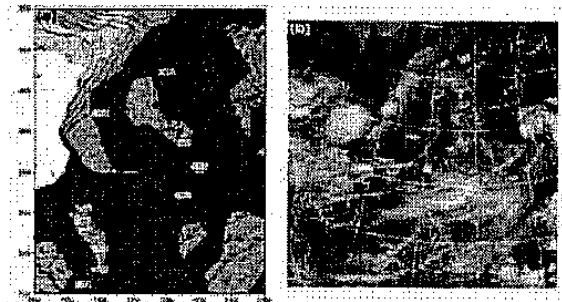


圖 3

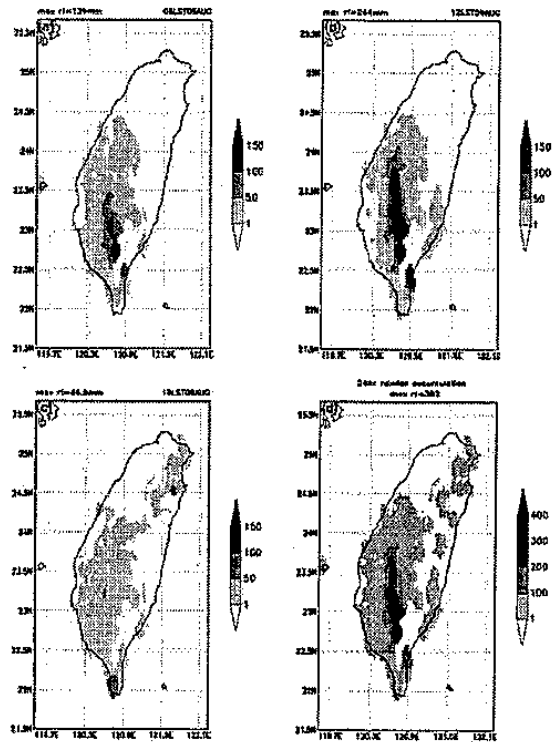


圖 4

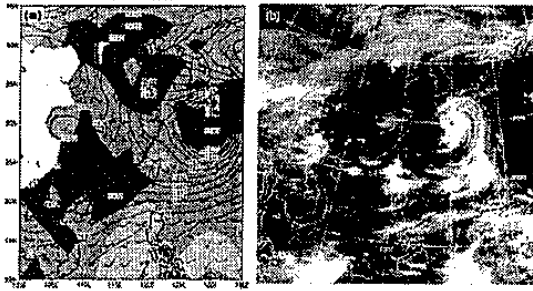


圖 5

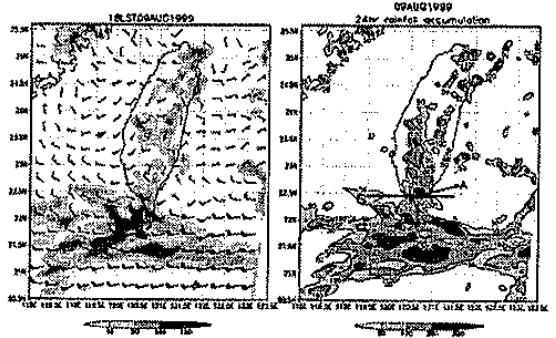
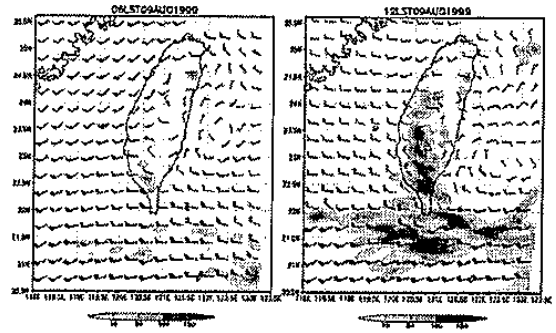


圖 8

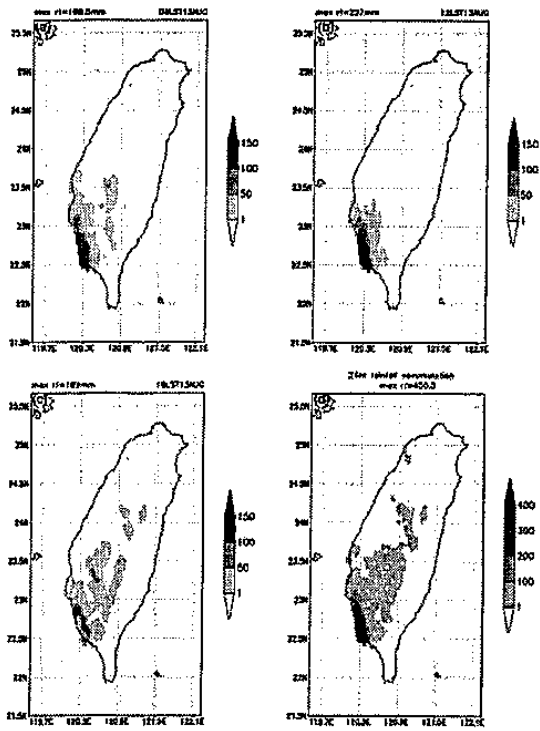


圖 6

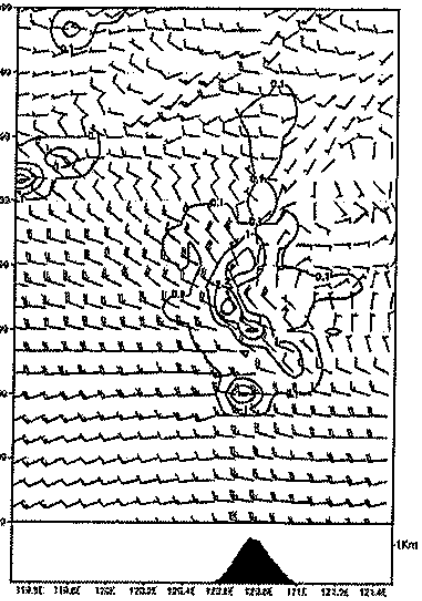


圖 9

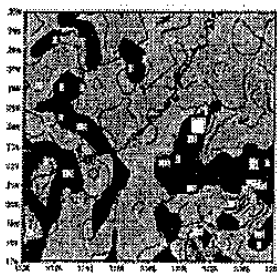


圖 7

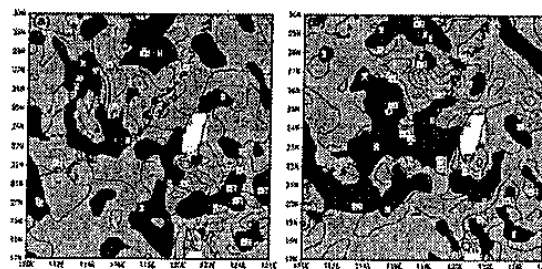


圖 10

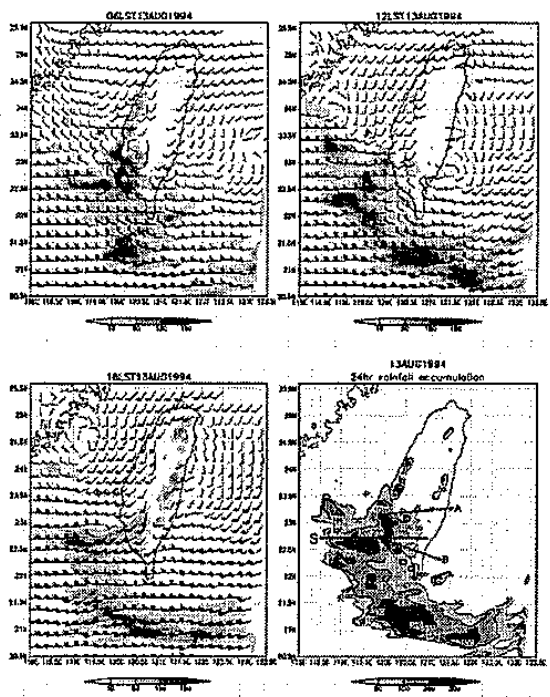


圖 11

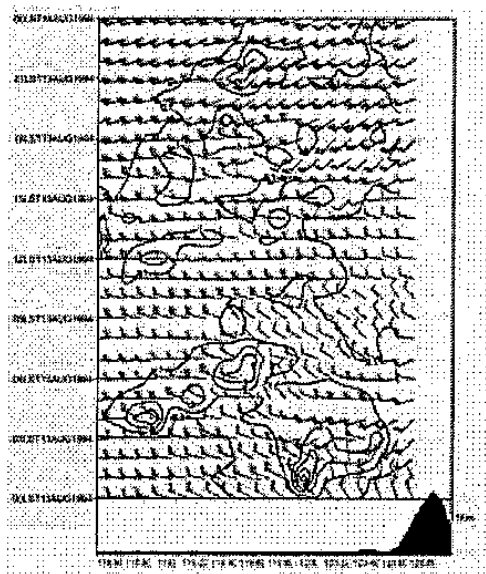


圖 12