

葛拉絲颱風（1994）及其受到台灣地形 影響之研究 第一部份：觀測分析

吳俊傑¹ 卓瑜甄¹ 王時鼎²

¹國立台灣大學大氣科學系

²中央氣象局

（中華民國八十七年六月十一日收稿；中華民國八十八年一月十八日定稿）

摘 要

本研究選取 1994 年侵襲台灣之葛拉絲颱風進行觀測分析及數值模擬。在第一部份中，主要是針對葛拉絲颱風之觀測資料進行分析討論，第二部份（見吳等 1999）則使用 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風進行預報及模擬。

由觀測資料結果顯示，葛拉絲颱風運動主要是沿著大尺度天氣系統外緣移動。當葛拉絲颱風移經台灣時是以西北西的方向運動，而非呈理想數值模擬所顯示之氣旋式運動軌跡，此顯示真實大氣中颱風之運動遠較理想數值模擬複雜。在葛拉絲颱風侵襲台灣期間，除對台灣北部、東北部及山區帶來較多之降水外，在台灣中南部平原及台灣東南部亦產生局部低壓之現象。由觀測分析結果顯示，在台灣中南部平原之局部低壓主要是因環境流場繞過台灣地形所導致，而葛拉絲颱風之接近會造成此局部低壓明顯加深。位於台灣東南部之局部低壓則是因葛拉絲颱風環流過山造成下沉氣流絕熱增溫所致（焚風），因此當葛拉絲移至台灣海峽時此局部低壓亦隨之消失。若由雷達回波資料及雷達反求風速之分析顯示，葛拉絲颱風為一半徑很小之颱風（其最大暴風半徑約只有 15-20 公里），且當葛拉絲颱風經過台灣時，除造成颱風雨帶在迎風面有因舉升加強對流之現象外，也使颱風眼及眼牆結構受到嚴重之破壞，以致當葛拉絲再度回到海面上時強度仍無法恢復。

透過對葛拉絲颱風之觀測分析，除對此颱風的運動、強度及結構之演化與其受到台灣地形影響之中尺度特徵能有進一步之瞭解，並以此做為第二部份（吳等 1999）的數值模擬之基礎。希望藉由觀測分析及數值模擬之探討能使我們更為瞭解地形對颱風之影響。

關鍵字：颱風，數值模擬，局部低壓

一、前言

颱風是台灣最重要的災變天氣。當颱風來襲時，其所挾帶之強風豪雨，往往會造成民生經濟上的重大損失。但颱風所挾帶之豪雨也是台灣重要的水資源。也因此颱風及其預報一直是台灣氣象研究上重要的課題之一。由於觀測資料的缺乏，加上颱風學理的不足以及模式發展的限制，都使得颱風預報技術面臨一定的瓶頸。再加上台灣面積狹小、地形複雜，當颱風移經台灣時，颱風的路徑、強度和結構會因地形對環境流場及颱風本身的影響而有所改變，此更增加台灣地區颱風預報之困難。因此了解台灣地形對颱風之影響，不只是單純的學術問題，也是改進台灣地區颱風預報的一大重要工作。

過去已有不少學者對於地形對颱風的影響作觀測統計和模擬之研究。在觀測統計方面，Brand 和 Blelloch (1974) 及王 (1980) 對經過台灣的颱風做路徑上的比較，發現颱風在經過台灣時會有氣旋式的路徑，且強度會減弱。而王也發現，經過台灣的颱風有時會有副低壓的產生，而當副低壓取代原來的低壓中心時，會呈現出不連續的路徑。在數值模擬方面，Chang (1982) 和 Bender et al. (1987) 模擬的結果在路徑方面和 Brand and Blelloch 及王的觀測結果相似；並且也模擬出副低壓和不連續的路徑的發生。而 Yeh and Elsberry (1993a,b) 則模擬颱風靠近地形的位置對颱風路徑及結構的影響，並解釋副低壓發展取代主低壓之可能原因。這些研究雖能定性瞭解地形對颱風的影響，但實際的大氣遠較以上理想的數值模擬複雜；因此，在本研究中我們希望以真實個案的觀測資料分析和預報模擬結果之比較，了解在真實大氣中台灣地形對颱風及

環境流場之影響。

本研究選取 1994 年侵襲台灣之葛拉絲颱風進行觀測分析及數值模擬。此研究結果共分為二個部份發表，第一部份（即本文），主要是針對葛拉絲颱風之觀測資料進行分析討論，而第二部份（見吳等 1999）則使用 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) 颱風預報系統對葛拉絲颱風進行數值預報與模擬。希望藉由真實颱風個案的研究能更進一步瞭解颱風及環境流場受台灣地形影響所產生的現象及變化。

本文主要是從觀測資料分析葛拉絲颱風之移動路徑、強度演變及其移經台灣時所引發之中小尺度現象。第二節中將對有關地形對於環境流場及颱風的影響之文獻加以回顧；第三節則為葛拉絲颱風觀測資料分析；第四節為結語。

二、研究背景回顧

地形的存在會造成環境流場之改變而使颱風路徑受到影響，同時地形也會使颱風環流受到破壞造成結構上之不對稱及強度的改變；因此當颱風移經一具明顯地形之區域時，會使得颱風的運動、強度和結構變化更為複雜。在本章中我們將就地形對環境流場及颱風之影響此二個部份做過去文獻之研究背景回顧。

（一）地形對環境流場之影響

地形對環境流場的作用除會使環境流場產生分流繞山或直接過山而造成環境流場的變化及在地形迎風面產生較多降水的現象外，也會在地形背風面 (Lee side) 產生局部的渦旋。對於地形所引起中小尺度渦旋的現象，已有許多學者藉由數值模擬結果探討其生成的機制。Chopra

(1973) 和 Etling (1989) 由模擬結果中認為除邊界層的黏滯作用會造成地形背風面有渦旋或尾流 (wake) 產生, 層化流體亦會限制流體的運動而產生類似黏滯作用的效果。

在 Smolarkiewicz 和 Rotunno (1989) 的研究中以無黏滯邊界層的架構模擬流體流過地形, 在地形背風面會產生很強的渦旋; 因此認為此渦旋可透過無黏滯過程而由地形引發水平的渦管透過垂直運動使水平渦管傾側而造成垂直方向的渦旋。在 Smith (1989) 的研究中則指出對於地形背風面的渦旋生成現象, Froude number 較 Reynolds number 為主要影響的因素, 他們並探討當 Froude number 大於或趨近於 1 時, 較易產生過山的背風旋生, 而當 Froude number 較小時 (約 < 0.5), 則較易產生繞山的現象, 進而在背風面形成尾流 (wake)。Smith (1989) 亦進一步指出滯留點會產生於等密度面凹陷處, 可能有對流翻轉 (convective overturning) 以及紊流 (turbulence) 現象發生, 因此能夠產生位渦, 而此位渦生成機制解釋背風渦旋的產生。另外, Wang et al. (1997) 經由理想數值模擬則發現包括上風處的滯留點及背風旋生產生之關係; 當障礙物的長軸平行平均流場方向時, 在障礙物中間部份的上游阻塞效應與背風減速效應會受到抑制; 及非線性項作用會使山背風面的緯向流場減速, 而且較高層垂直傳播的重力波也受非線性項所抑制的結果。Wu 和 Kuo (1999) 指出利用位渦診斷方法 (Wu 和 Kurihara 1996) 亦可幫助了解上述背風渦旋的形成機制。

(二) 地形對颱風之影響

地形除會影響環境流場外, 當颱風接近地形時, 會因地形造成環境場的改變以及颱風和地

形之交互作用, 而造成颱風路徑的偏移、轉向或結構上明顯的變化。臺灣地處於西北太平洋颱風路徑主要經過的區域, 且為一地形複雜的島嶼, 主要的中央山脈, 其長、寬各約為 280 公里及 60 公里, 但其最高峰卻高於 3900 公尺, 因而對颱風可能造成很大的影響。地形對颱風的影響主要包括 1. 颱風的運動, 包括路徑、移速和環流, 2. 颱風的強度和結構變化, 3. 降水的分布。

Brand and Blelloch (1974) 分析 1960 - 72 年 22 個影響台灣的颱風, 對其經過台灣時的強度、運動作一統計上的分析。其結果顯示颱風在通過台灣時, 強度約減弱 40 %, 且在接近台灣時, 路徑有明顯北偏的現象。而王 (1980) 針對 1946 - 75 年間, 53 個接近台灣地形的颱風加以分析, 發現一些颱風在經過台灣地形時會呈現出氣旋式的路徑, 這和 Brand and Blelloch 的研究結果相同。王分析地形對颱風路徑和環流的影響, 認為當颱風遇到中央山脈的阻礙, 會產生連續和不連續二種路徑 (參照王, 1980 之圖 2-1A 及 2-1E)。王並針對颱風路徑及有無產生副低壓等現象加以分類。其中路徑可分為: 1、颱風可以直接過山, 2、颱風會向西南偏移, 且在中央山脈東側停滯一段時間後繞山, 3、高層的颱風中心會直接過山, 但低層的中心會向南移且逐漸消散; 其中第 1、2 類為連續的路徑, 第 3 類為不連續的路徑。在王的研究中也發現, 颱風遇到中央山脈阻礙, 會在下流產生二至三個副低壓, 其中一個副低壓有時會發展且取代原來的低壓中心; 而當副低壓取代原來的低壓中心, 則為一不連續的路徑。

王分析觀測的結果中顯示, 對於連續路徑的颱風, 其環流較不會受到地形的影響, 若是當

颱風的路徑平行中央山脈時，則可以保持一連續的路徑。而王也提出一套理論架構，認為當颱風接近地形時，颱風環流後面部份是受基本流場的駛流，但前面則會受地形阻礙的影響。因此颱風接近台灣北部時，會往北偏且繞山；反之，在靠近台灣南部時，會往南偏。

Lee (1993) 和 Wang et al. (1997) 利用雷達及觀測資料來分析地形對颱風的影響。Lee 討論 Alex (1987), Ofelia、Yancy (1990) 三個颱風在經過台灣時所產生的現象；分析結果顯示，Ofelia 登陸台灣後，受到中央山脈的影響，低層環流中心和高層的環流中心並不偶合，且高層環流可直接過山，但低層為繞山運動。Yancy 颱風在登陸前為一氣旋式的路徑，但環境流場並無此分量。而 Alex 颱風的雨帶因受地形的影響，在迎風面易發展出較大的對流。Wang et al. 則針對 Yancy (1990) 和 Gladys (1994) 颱風進行都卜勒雷達和傳統的觀測分析，結果顯示，地形對登陸颱風的環流和雨帶有較大之影響，且台灣北部降水主要是由於雨帶受地形引起對流所致。

除統計、觀測資料分析外，也有不少研究以模式模擬地形對颱風的影響。陳 (1995) 以一理想的地形，不考慮背景流場，但加入 β 效應的淺水波方程來模擬渦旋遇到地形時所產生的現象。其結果中，渦旋會受到類似地形的 β 效應影響，以順時針的方向繞地形運動。當渦旋的強度越強則較易感受到行星渦度的 β 效應，相對的地形 β 效應影響則較小。地形的橫軸（東西軸）越長、高度越高，則所產生的地形 β 效應越明顯。在此模擬中雖並無加入任何非絕熱效應，但在地形較高的模擬中，副低壓中心會在渦旋靠近地形東南側時，在地形西側生成；且副中

心的強度可以發展至比主低壓中心強，在主中心繞地形一段時間後，也出現和副中心合併的情形。

Chang (1982) 以一解析度為 60 公里的模式，加入對稱的理想地形和基本流場及類似颱風的渦旋，模擬地形對颱風之影響。其結果和王 (1980) 以及 Brand 和 Blelloch (1974) 的結果類似，即颱風在接近地形時會成一氣旋式的路徑，強度也明顯減弱，且由於低層的渦旋為繞山運動，因此高、低層的環流中心有分離的現象，並在背風槽產生副低壓。此模擬中也簡單地模擬颱風的能量來源，提出非絕熱過程中的積雲對流對於維持颱風的環流具有重要的角色，而在登陸後由於缺少水汽的來源以維持地形摩擦所造成的能量減少，致使颱風在登陸後強度會迅速減弱。

Bender et al. (1987) 的模擬中使用 GFDL 颱風模式模擬颱風經過墨西哥灣群島、臺灣以及呂宋島，其路徑、強度、結構受地形之影響。模式中放入的地形解析度為 $1/6^\circ$ ，基本流場包括速度分別為 5、10 m/s 之東風。其結果顯示颱風在接近地形時會有氣旋式的偏移，且在基本流場較弱的情況下，上游 (upstream) 北偏會較為明顯，而移速增加也會較大。Bender et al. 並比較有無地形、颱風的三組實驗中地形對颱風移速的影響，認為地形除對環境流場有影響外，和颱風之間的交互作用也會造成移速的變化。颱風登陸後高層的環流可以直接過山但低層環流卻會受地形阻擋，造成高、低層環流中心分離，使颱風在垂直上有傾側的現象，颱風的強度會因此減弱，最低地面中心氣壓會增加。此外，在模擬這三個區域的實驗中，颱風在未登陸前強度的減弱是由於山區乾空氣吹入颱風中心所造成。在模擬

結果中只有具臺灣地形的實驗，於地形的背風面產生副低壓，此和王（1980）以及 Chang（1982）的研究結果相似。

此外，Yeh and Elsberry（1993a,b）以解析度為 45 公里的原始方程式模式，研究在基本流場的環境下，地形對颱風的影響。其結果顯示路徑偏移的現象和颱風渦旋所處的位置有很大的關係，當颱風渦旋接近台灣北部時，其路徑會往北偏；若颱風渦旋接近台灣南部時則會往南偏，這是由於基本流為繞山運動的結果。在約離地形 200—300 公里的區域會由於因地形阻礙所造成的分流場，而使颱風在此區減速；且接近地形南端的渦旋所受的影響較北端的大，這是由於接近地形南端的颱風渦旋其右側較強的風會直接受到地形的影響。模式中也探討颱風的路徑，將其分為連續和不連續二種。結果中顯示當颱風渦旋接近北部時，為一連續的路徑，而接近中、南部時，則為一不連續的路徑。此外，Yeh 和 Elsberry 並提出當渦旋受地形阻礙在地形上游因結構破壞而使強度減弱及消散，在下游地區之局部低壓重新組織取代原來颱風渦旋的二種形式，一為高層颱風渦旋的環流移至下游且由高層向下發展，另一則為在背風槽所形成的副低壓向上發展所造成。

Lin et al.（1997）使用三維，靜力的原始方程模式，由潛熱產生類似颱風的渦旋接近一橢圓的理想地形（大小及高度近似台灣）以探討地形對颱風路徑和副低壓中心生成的影響，並將此應用在台灣地形上。在一理想地形下，當渦旋向西移動時，如接近地形北部，便會產生向北的偏移；若接近地形的南部時會向南偏移，此結果和 Yeh 和 Elsberry（1993a）的結果相似。且結果中顯示當渦旋接近地形南部時，原來的渦旋有被拉

長的現象，而低層氣壓中心的位置則較渦旋中心的位置偏北。比較渦旋靠近地形北部和地形南部此二個實驗，可發現渦旋接近地形南部時受地形影響較大，此結果和 Yeh 和 Elsberry（1993b）的結果亦類似。若考慮渦旋接近的位置為地形的中部時，則可發現當渦旋仍在地形上游時，因氣旋式的環流和管道效應（channel effect），會使得在地形和渦旋之間有一向南的噴流（northerly jet），因此會使渦旋有向南偏移的現象。當渦旋在過山時會先在山東側減速或發生近似滯流的現象，而後加速過山，此和觀測及先前之模擬結果類似。當渦旋離開地形後會持續原來西移的路徑，但低層氣壓中心的位置會較為偏北，這是由於氣流過山後絕熱增溫現象導致局部氣壓下降所造成；但氣壓中心和渦旋中心不偶合的情況在低層較中層明顯，此是因為絕熱增溫的現象在低層較顯著。

此外 Lin et al.亦模擬以非直角的路徑接近地形的渦旋演變情形（即 Lin et al.採用東南方向的駛流場），結果發現副低壓的生成和渦旋強度並無明顯的關係，而是和其路徑與地形的交角及登陸的位置有較大的關係。此和王（1980）的分析中結果相似。該研究除討論地形對渦旋移動和副低壓生成外，並提出渦旋的改變主要是受動力機制作用，即渦度的移動變化主要是因地形阻礙及駛流場變化所導致；但氣壓中心則主要是受熱力機制的影響，因熱力作用有可能使氣壓中心和渦度中心不一致而造成其氣壓中心的移動和渦度中心不同。另外，Huang and Lin（1997）則使用一中尺度數值模式，研究一對稱地形如何影響中尺度渦旋的發展。經由此理想個案的模擬，他們發現一個西行的較小颱風（不論它移動快或慢、強度是強或弱），在它接近一理想對稱地形

的中心時，傾向偏南行進，而在過山之後，再偏北回到原緯度。

藉由以上的回顧，我們已大致瞭解地形對環境流場的影響及當颱風移經地形時，其運動、強度和結構之可能變化。在本研究之第一部份中，我們將由綜觀天氣圖、台灣各測站之資料以及雷達回波等觀測結果，分析並探討葛拉絲颱風之演變以及台灣地形對葛拉絲颱風之影響。透過本研究之第一部份（觀測分析），我們可以對葛拉絲颱風及其所伴隨之天氣現象有較清楚之瞭解。並可以此結果做為在第二部份（吳等 1999）所進行真實個案預報模擬的比對。希望經由預報

模擬結果和觀測分析結果之比較，能使我們對 GFDL 颱風預報系統之預報能力及可能造成誤差之原因有更進一步的掌握；此外，也希望藉由此真實個案之預報模擬，能讓我們更為瞭解地形對颱風之影響。

三、觀測資料分析

葛拉絲 (Gladys) 颱風為民國 83 年西太平洋所發生的第 16 個颱風，中央氣象局和關島對葛拉絲颱風的強度及中心定位顯示葛拉絲颱風在 8 月 22 日於北緯 24 度，東經 175 度達到熱帶性低氣壓的強度，開始時為向東北移動，23

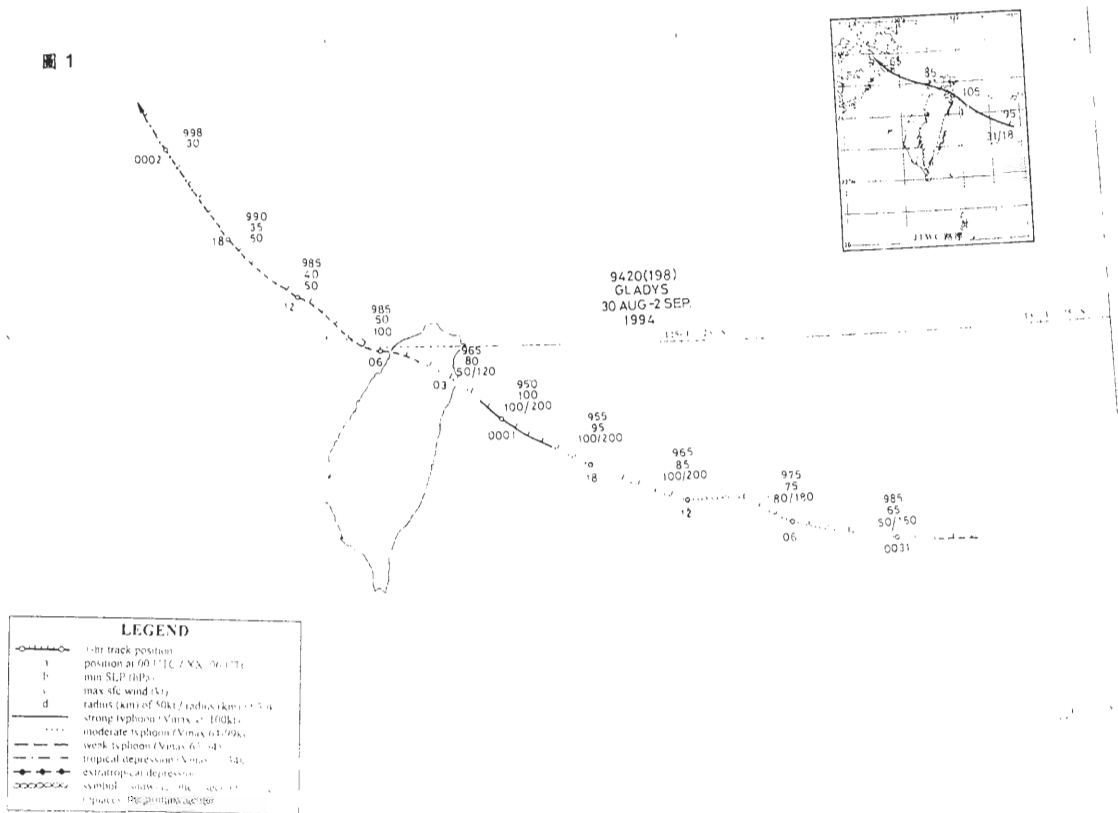


圖 1 1994 年 8 月 31 日至 9 月 2 日葛拉絲 (GLADYS) 颱風過境台灣期間及其前後之逐時最佳颱風路徑圖。

日後則持續向西移動。葛拉絲颱風在 8 月 24 日 0600 UTC 時達到熱帶風暴 (Tropical Storm; 即中央氣象局定義的輕度颱風) 的強度, 且強度逐漸增強; 在 8 月 27 日 1800 UTC 時最低中心氣壓為 980 mb, 最大風速為 60 Kt; 隨後強度則稍微減弱, 在 8 月 28 日 1800 UTC 時中心最低氣壓為 985 mb, 最大風速為 50 Kt; 在 8 月 29 日 00 UTC 時, 強度仍繼續減弱至中心最低氣壓為 995 mb, 最大風速 35 Kt, 並持續此強度向西移動; 至 8 月 30 日 1800 UTC 後強度則逐漸加強, 在 9 月 1 日 00 UTC 時已增強至中心最低氣壓 970 mb, 最大風速 70 Kt; 並在 9 月 1 日 0250 UTC 時在蘇澳附近登陸。9 月 1 日 0600 UTC 在新竹附近出海時強度已減為 975 mb, 最大風速為 65 Kt; 而後轉向西北西方向移動, 8 小時後葛拉絲

颱風於福建湄州灣附近登陸, 且強度持續減弱直至消散於中國內地。

圖 1 為葛拉絲颱風之最佳路徑圖, 我們發現只有在 8 月 28 日至 8 月 30 日這一段時間中, 由於葛拉絲颱風強度減弱造成路徑定位上有較明顯之誤差, 其它時間此三個路徑定位都相當一致。但在對葛拉絲颱風的強度分析上卻有較顯著的差異 (如圖 2), 在最大風速的分析上雖然 CWB、GUAM 及 BEST 都可分析出於 9 月 1 日 00 UTC 時葛拉絲颱風達到其生命中強度最大之階段, 但在最大風速之分析結果中卻有很大之差別; 圖中顯示出 BEST 分析中最大風速為 105 Kt, GUAM 為 90 Kt, 但 CWB 卻只有 70 Kt, 其中 BEST 和 CWB 之間的最大風速差距高達 30% 以上。因此值得注意的是, 對於此個案做觀測

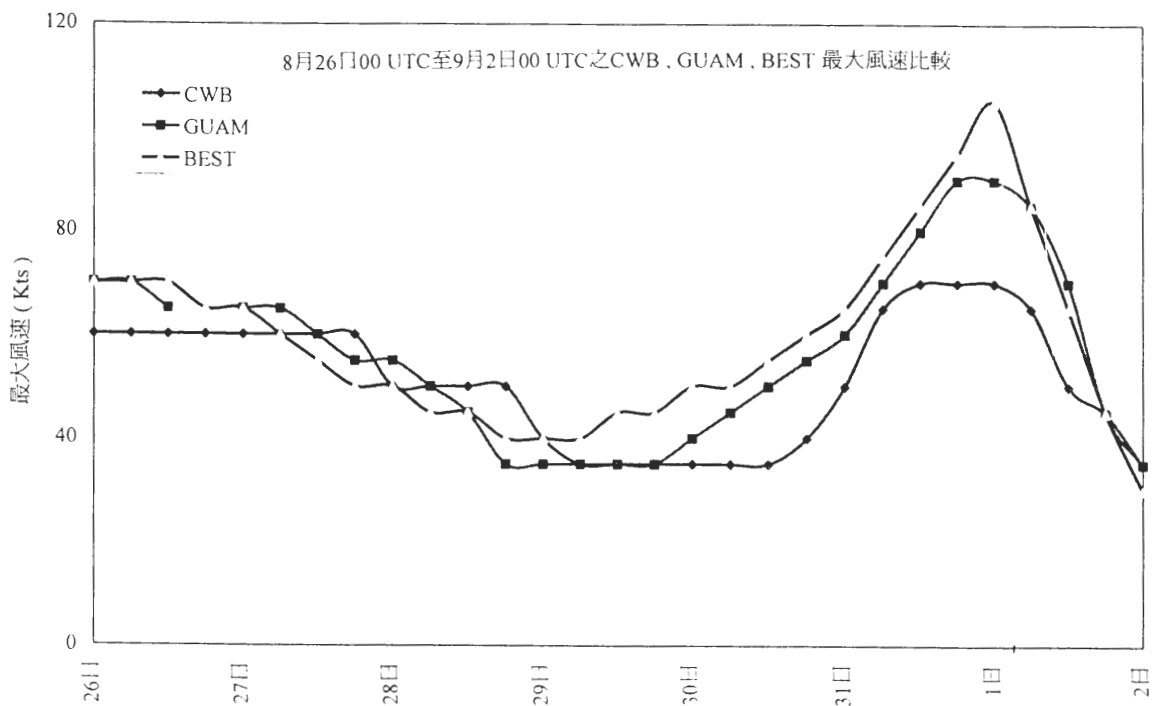


圖 2 中央氣象局 (CWB)、關島 (GUAM) 及關島颱風季後所做颱風 Best track 分析 (BEST) 對葛拉絲颱風自 1994 年 8 月 26 日 00 UTC 至 9 月 2 日 00 UTC 之最大風速圖。

資料和預報結果比較時若考慮不同分析資料之颱風強度會有所差距；在本研究之第二部份（吳等 1999）中將分別就模式預報結果與此三個不同觀測分析資料做比較。

（一）綜觀天氣概要

葛拉絲颱風自 83 年 8 月 24 日 0600 UTC 時達到中央氣象局定義的輕度颱風強度後，至 8 月 26 日 00 UTC 是以 9–10 公里/小時的速度向西移動。由中央氣象局所分析的地面天氣圖中（圖未示）顯示 8 月 24 日至 8 月 26 日這段期間，太平洋高壓主要影響範圍（以 500mb 之 5880 等高線界定範圍）在東經 160 度以東，其脊的位置主要在北緯 35 度以北；葛拉絲颱風主要是沿著太平洋高壓的外緣移動。8 月 26 日 1200 UTC 以後，葛拉絲颱風雖仍持續向西移動，但移動速度已增快至時速 13–15 公里，此時太平洋高壓也逐漸西進，其高壓脊並向西南沿伸至接近北緯 30 度。自 8 月 28 日 00 UTC 至 8 月 30 日 1200 UTC，中心最低氣壓自 988 mb 上升至 995 mb。

自 8 月 30 日 1200 UTC 至 9 月 1 日 1200 UTC 這段期間，太平洋高壓範圍（以 500mb 之 5880 等高線界定）復東退至東經 160 度以東，此時在葛拉絲颱風所處環境中較大尺度之天氣系統為位於日本附近的高壓，但在 30 度以南的區域並無明顯的天氣系統。在此段期間葛拉絲颱風主要是沿著此高壓的外緣移動，由 8 月 31 日至 9 月 1 日 0600 UTC 葛拉絲颱風是以持續向西的方向移動，而後則轉為偏西北西的方向移動。由綜觀天氣分析中顯示葛拉絲颱風之運動主要是受大環境駛流，亦即主要是沿著綜觀天氣系統之外緣移動。

由衛星雲圖中我們可明顯看出葛拉絲颱風

其強度及結構之變化；圖 3 為 8 月 31 日 00 UTC 至 9 月 1 日 18 UTC 每 6 小時一張的衛星雲圖，顯示葛拉絲颱風在登陸前其雲系結構（如圖 3a,b）已開始發展且具組織化，在 8 月 31 日 12 UTC（如圖 3c）時已可明顯的看出颱風眼及雨帶結構，在 8 月 31 日 18 UTC（如圖 3d）時其結構已發展的十分完整，至 9 月 1 日 00 UTC 時葛拉絲颱風已發展至其生命期中強度最強的階段（如圖 3e）。當颱風接近台灣時雨帶結構開始受到破壞，登陸後颱風眼已不復見，此時強度也隨之減弱（如圖 3f），至離開台灣時環流結構已不完整（如圖 3g），當葛拉絲登陸大陸時其雨帶結構和對流系統已受到嚴重的破壞（如圖 3h）。

透過綜觀天氣圖及衛星雲圖，我們可大致瞭解葛拉絲颱風其路徑和強度之變化。因此我們將以台灣各測站及雷達回波和中央氣象局所分析的海平面氣壓圖，對葛拉絲颱風所造成之中小尺度現象進行分析討論。

（二）葛拉絲颱風登陸前後之路徑、強度變化

有關葛拉絲颱風中心過境台灣北部期間之路徑、強度變化，可分別參考圖 1、圖 4a-f、以及圖 5。我們比較圖 4c 與 4f，明顯發現葛拉絲颱風於 1 日 03UTC(11 LST)登陸時(圖 4c)，蘇澳之地面風速可達 70kt，而最大陣風則達 137kt。我們由等壓線分析得知在颱風近中心處存在著相當大之氣壓梯度，但 3 小時後(06 UTC，亦即 14 LST)，颱風中心於新竹出海時(圖 4f)，近中心之最大風速減弱成 20kt。同時如圖 4c 可見颱風登陸時，近中心之強烈氣壓梯度則已完全消失。有關該 3 小時期間之颱風中心氣壓值變化，根據

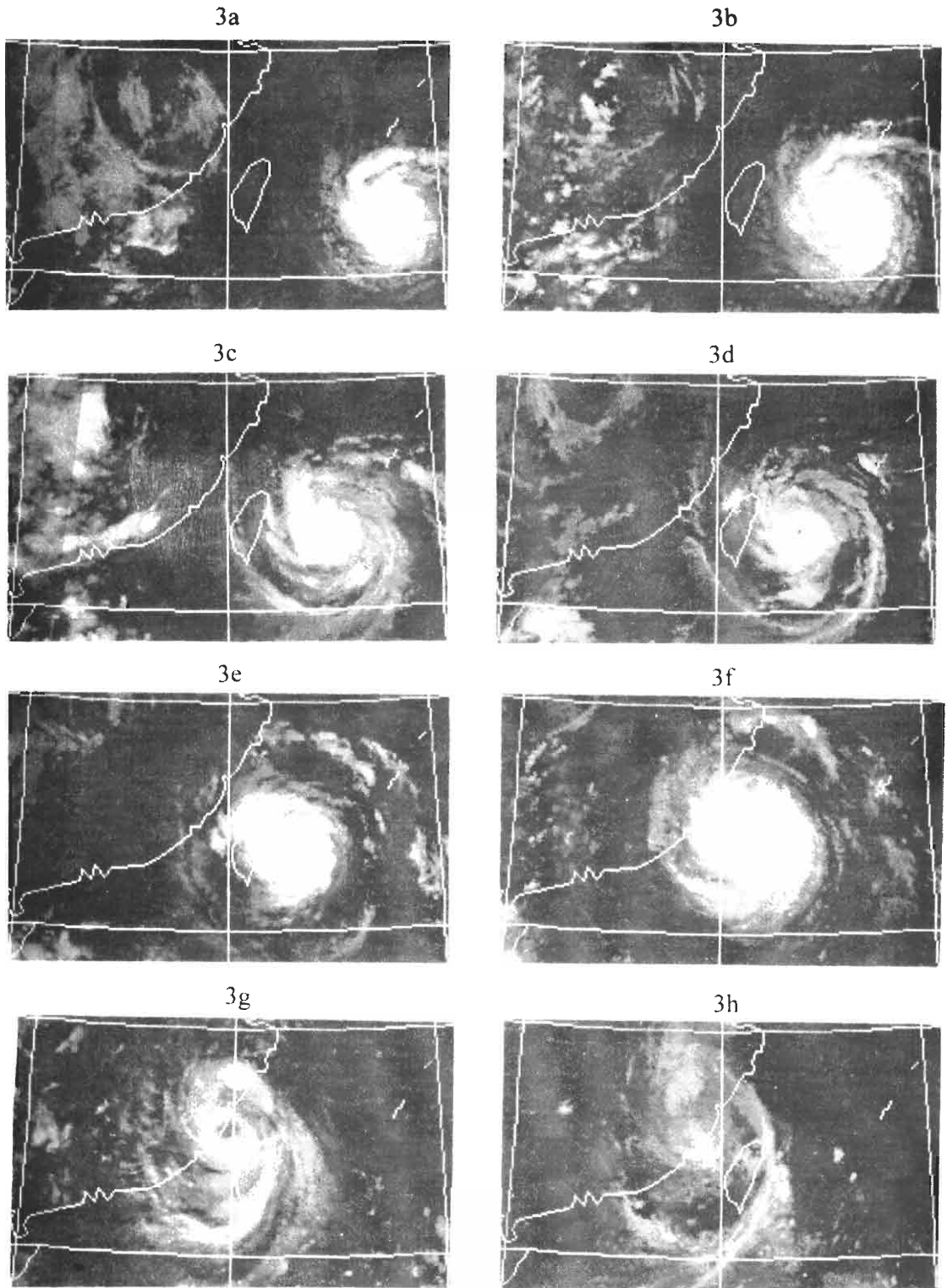
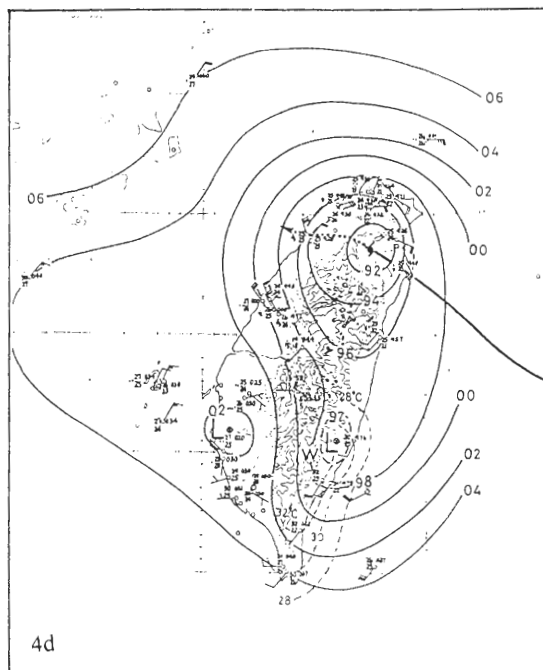
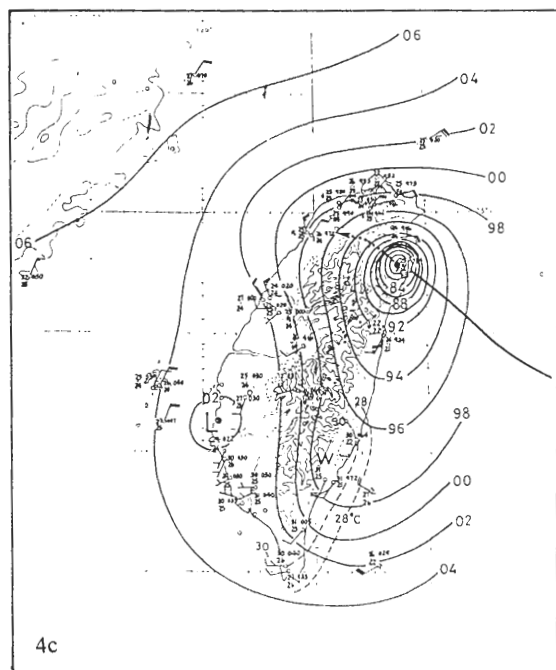
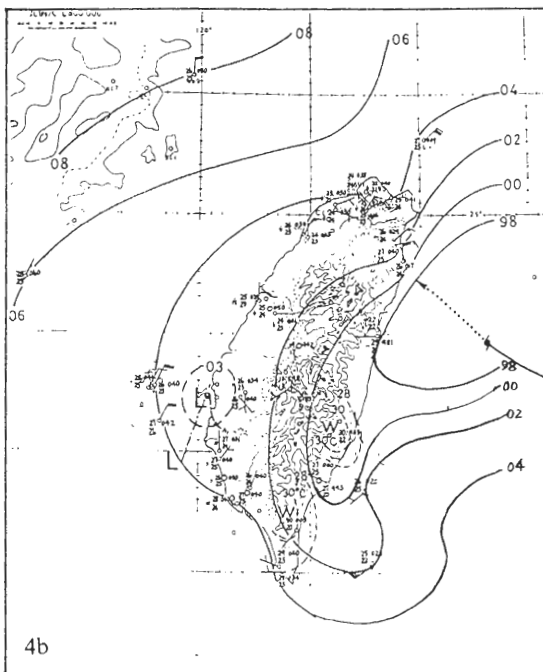
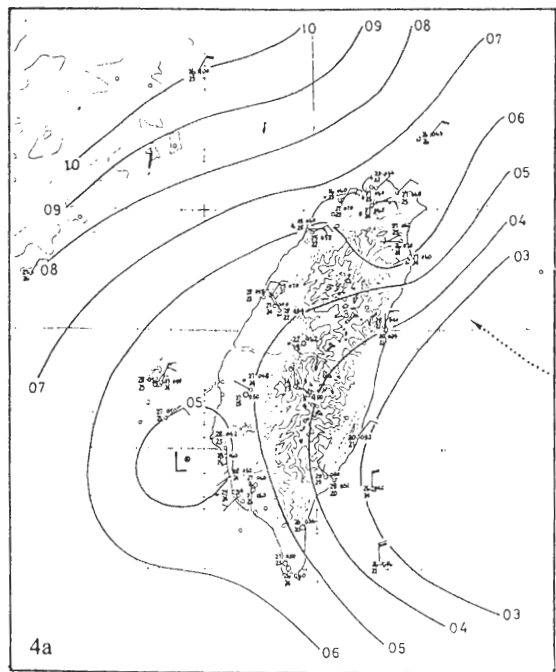


圖 3 (a),(b),(c),(d),(e),(f),(g),(h) 分別為 1994 年 8 月 31 日 00、06、12、18 UTC 及 9 月 1 日 00、06、12、18 UTC 之衛星雲圖。



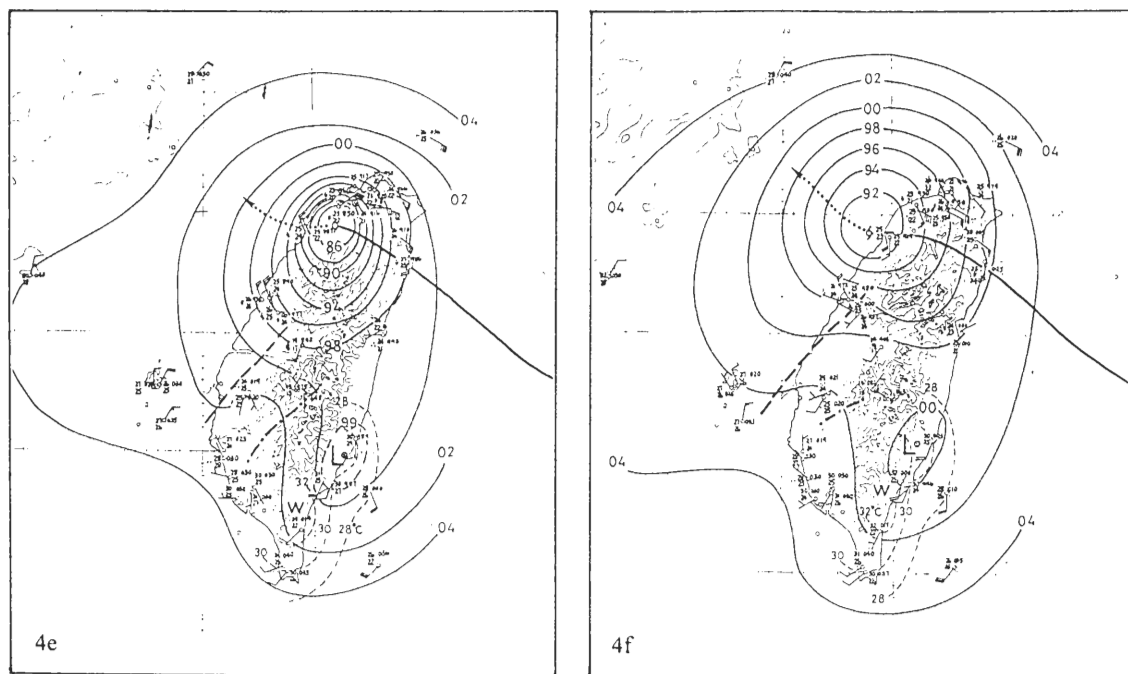


圖 4 1994 年 8 月 31 日至 9 月 1 日葛拉絲颱風過境台灣期間之地面氣壓場中尺度分析圖。(a) 31 日 16 UTC, (b) 31 日 23 UTC, (c) 1 日 03 UTC, (d) 04 UTC, (e) 05 UTC, (f) 06 UTC。(單位: hPa)

我們最佳逐時颱風路徑分析圖(圖 1)顯示, 03 UTC 之中心氣壓為 965hPa, 06 UTC 為 985hPa, 計 3 小時中, 中心氣壓填塞達 20hPa, 此一現象亦可從圖 6 看出各測站逐時資料之氣壓變化圖中得到驗證。又由圖 4c-f 與圖 5 我們發現葛拉絲颱風中心強度雖然相當強, 但其風力半徑及其包圍等壓線之範圍卻非常小, 我們由圖 4d 及圖 5 發現, 其包圍等壓線之南側僅達台中一帶, 亦即不足一個緯度。而台中平均風最大僅達 10kt(圖 4d, 1 日 04 UTC), 最大陣風也只有 27kt。另由登陸前後逐時天氣圖分析(圖 4a-f), 於 01 日 00 UTC 至 06 UTC, 亦即在颱風中心登陸之前(此時約距蘇澳 80 公里)至新竹出海後, 發現颱風中心之移速有明顯增加的現象, 其移速平均達每小時 32km, 較其前及後 6 小時平均移速增加達

10km/h(參考圖 1)。此項颱風中心移速變化與一般數值模擬結果, 基本上一致(例如, Yeh 與 Elsberry, 1993)。

(三) 中尺度天氣分析

1. 氣壓場

颱風旋流遇山所造成之氣壓場變化, 遠比平直氣流遇山所造成的變化複雜。就葛拉絲颱風所伴隨之現象, 包括有山脈西、東側之兩類副低壓(此處分別稱為 L_1 與 L_2)、迎風脊及背風槽等現象, 另外也發現在颱風旋流遇到山脈阻擋之後, 迎風面上游會有一「迎風槽」現象出現, 導致「兩槽一脊」的情形出現。此處我們以 1 hPa 為間隔, 進行台灣區逐時颱風氣壓詳圖分析, 對上述各現象逐一討論:

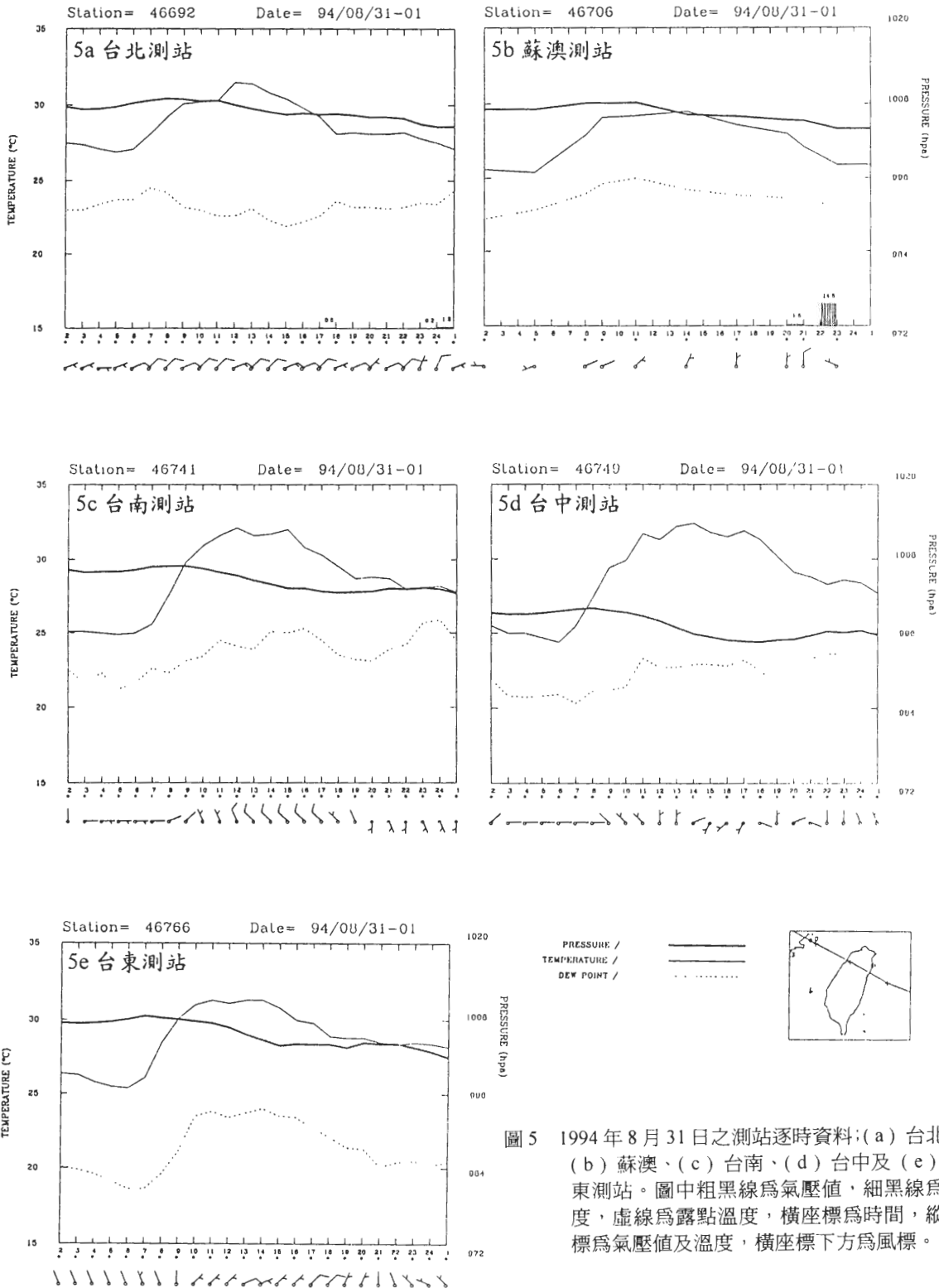


圖 5 1994 年 8 月 31 日之測站逐時資料:(a) 台北、(b) 蘇澳、(c) 台南、(d) 台中及 (e) 台東測站。圖中粗黑線為氣壓值,細黑線為溫度,虛線為露點溫度,橫座標為時間,縱座標為氣壓值及溫度,橫座標下方為風標。

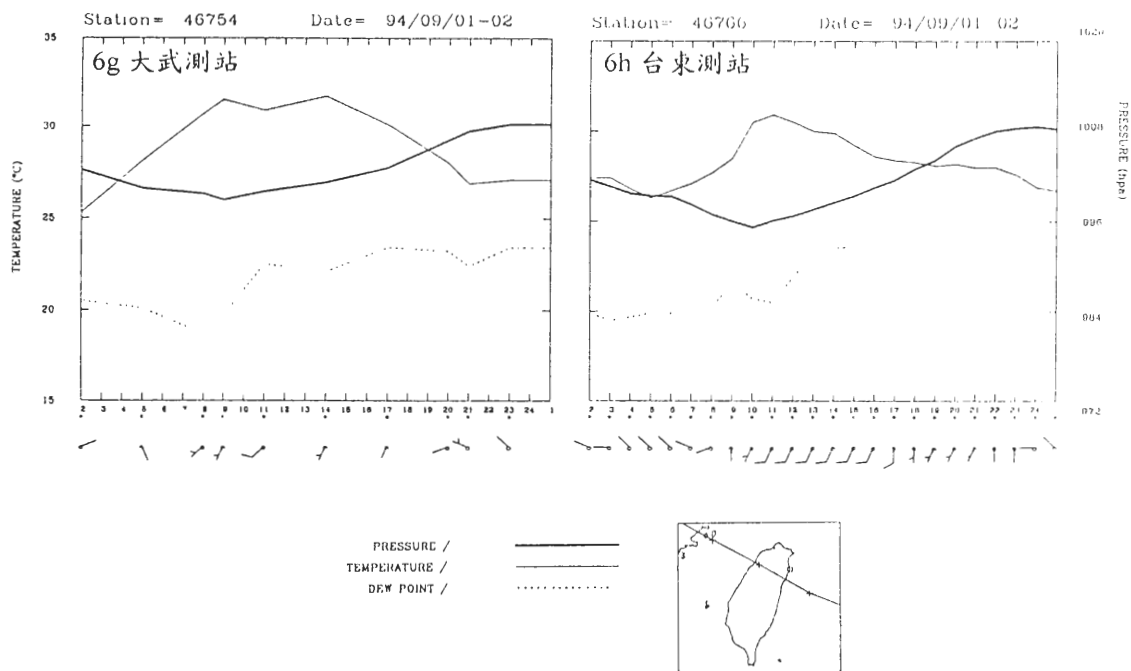


圖 6 1994 年 9 月 1 日之測站逐時資料：(a) 為台北、(b) 蘇澳、(c) 宜蘭、(d) 台南、(e) 台中、(f) 高雄、(g) 大武及 (h) 台東測站。(圖表顯示如圖 5)

(1) 山脈西南側副低壓 L_1

過去亦曾有研究指出此類低壓之發生(例如：1967 之 Gilda 颱風，謝等，1996)，我們在此以圖 4a-f 對 L_1 做說明。圖 4a 為 8 月 31 日 16 UTC 之氣壓場圖，此時颱風中心約在蘇澳東南方 250 公里海面；而在台南西方約 30 公里海面可分析出一副中心，此處稱 L_1 ，中心值約為 1004 hPa。該 L_1 除了具有氣壓中心外，並有環流中心可與之配合(另見風場部分之討論)，其產生之機制似與此時颱風西北側之東北風氣流場有關。另外，該處氣流兼具明顯之氣旋式切變，因此形成氣旋式環流中心。且由連續各圖可見，該低壓隨颱風中心之接近，而逐漸向北位移，其水平尺度也逐漸減小(請參考包圍等壓線範圍)，可推測其向北位移與颱風中心向西北移動，及台灣西南部

低層流場受地形阻礙有關。另外隨著颱風之移動，由圖 4a 也可發現蘭嶼之風漸由北風轉為西風(31 日 19 UTC，圖略)，再轉為西南風(圖 4b，31 日 23 UTC)。值得注意的是 L_1 低壓在後期已不活躍，且已完全失去其「背風低壓」之特性。因為相對而言，該處已反而變成台灣區域內氣壓較高的區域。但我們仍可以分析出流場來配合，只是範圍已變得很小。該低壓至 1 日 05 UTC 才被「迎風槽」所取代(圖 4e)。我們將在後文對此做進一步探討。

(2) 山脈東南側副低壓 L_2

葛拉絲颱風於 1 日 04 UTC 登陸後，中心在坪林山區時(圖 4d)，於成功一帶之背風槽內，亦可分析出另一副低壓中心(L_2)。該副低壓區附近之成功、台東與大武一帶，存在著相對高溫(30

° 至 32° C)及最大之溫度與露點差(如圖 6g、h 所示 T-Td 最大達 7° 至 10° C)，同時山脈東西兩側沿台東至高雄一帶之氣壓差值達 5 hPa 以上，顯見台灣東南側之低壓與氣流在山脈背風面之下沉增溫有關。我們深感興趣的是此時山脈迎風面之台南與嘉義之間仍可繪出一甚弱之低壓中心，亦即上述之 L_1 。我們發現 L_2 副中心自形成至 1 日 10 UTC 均一直存在（即由圖 4d 至 f 均可見），且該 L_2 低壓區均與高溫、低濕區之位置一致。最高溫度出現於 1 日 05 UTC 之大武，溫度為 33°C，溫度與露點差為 11°C。同時可發現該 L_2 存在期間，該區一帶在地面圖上均與頗強之南風氣流相連，不過卻並沒有環流中心伴生。關於這個問題，我們將在後文中討論。

(3) 颱風過境前後，中央山脈東西兩側之氣壓場變化

上述兩節主要是討論葛拉絲颱風過境期間前後，中央山脈東西兩側所發生之兩個副中心（即 L_1 與 L_2 ）之現象及其成因與動態。本節則根據該颱風過境期間各時間之中尺度天氣圖進行分析(圖 4a-f)，並對中央山脈東西兩側之氣壓場變化作進一步探討。由圖 4a 之 31 日 16 UTC 時之詳圖及圖 1 之颱風路徑圖我們發現，此時颱風中心仍然遠在距離蘇澳東南方約 250 公里之海面，此時颱風外圍氣流來自東北方向，基本上平行中央山脈，因雪山山脈正對氣流方向，故位於其北方之台北一帶，可發現有氣壓脊之發展，而台南西方近海則出現一背風低壓(即 L_1)，亦即在中央山脈中、南段之東西兩側均為低壓型式。直到 9 月 1 日 04 UTC 颱風中心已到達台灣北部，此種型式基本上仍沒有明顯改變。所不同的是，由於颱風中心的趨近及登陸，東側之背風低

壓槽現象更顯著而已，例如在該時(1 日 04 UTC)，山脈西、東之氣壓差在山脈南段(大武與台南及以南)已達 5hPa 以上(西高東低)。1 日 01 UTC 當颱風中心在蘇澳東南方約 60 公里海面時，山脈東側之背風槽開始發展(圖略)，此時大武溫度達 32°C，溫度與露點之差達 12°C（見圖 6g），很顯然已有焚風下坡流發生，此背風低壓槽則由於下沉增溫所導致(參見第二部分之模擬結果)。一小時後(02 UTC，見圖 7a)，焚風現象向北擴展至成功一帶(溫度由 29°C 升至 30°C，露點則由 23°C 降至 22°C)。我們看到在 04 UTC 時，由天氣圖(圖 4d)分析已有焚風低壓發生，此亦即上述所討論之 L_2 。

值得注意的是，到 04UTC 為止，山脈西側之 L_1 仍始終存在，並具有氣旋式流場，只是強度與範圍均已縮小。此時由於颱風中心已到達台灣北部，因此台中一帶已明顯轉為西北風之上坡流，而阿里山一帶則已可分析出「迎風脊」。我們發現再一小時之後(1 日 05 UTC，圖 4e)，山脈西側之迎風脊與東側之背風槽均略見增強，而在迎風脊之上游，出現一明顯之「低壓槽」，之後 L_1 併入該「低壓槽」中。此「迎風脊」上游方向「迎風槽」之產生現象，在颱風旋流遇山時常會發生(例如 1996 年之賀伯颱風，謝等，1997)。此時山脈迎風面因氣流遇山之動力作用，形成中尺度之脊線，但其西方之台灣海峽仍屬颱風環流中之「西北流」，導致與其前方之脊後西南流間形成一「迎風槽」，所以在近山脈一帶形成「二槽一脊」現象，並強烈影響局部之天氣。我們發現此槽線會隨颱風中心而西移。有關此迎風槽之討論，在下兩節之「風場」及「降雨」部分將有進一步說明。

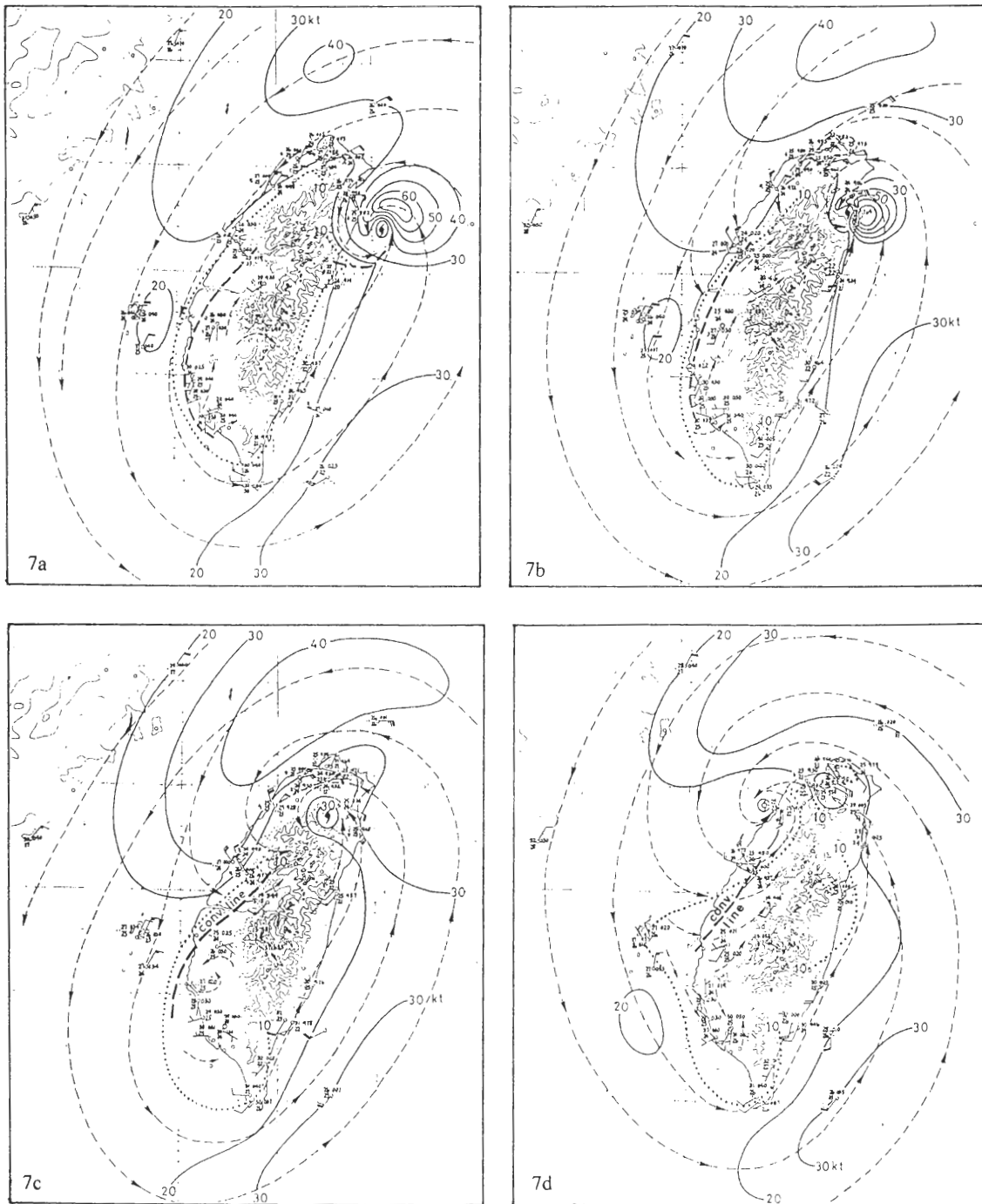


圖 7 1994 年 9 月 1 日葛拉絲颱風過境台灣期間之地面流場中尺度分析圖。(a)02 UTC, (b) 03 UTC, (c) 04 UTC, (d) 06 UTC。圖中附有箭頭之細虛線為氣流線, 細實線為等風速線, 粗斷線為受山脈影響之邊界處尾流區(wake zone)與颱風主流(main flow)間之「氣流切變線」(shear line)。

2. 風場

有關葛拉絲颱風風場之中尺度變化，我們將分成三個階段討論：

(1) 中心登陸前(9月1日 02 UTC 以前)

此處我們以圖 7a 之 1 日 02 UTC 流場圖為代表。粗斷線為「氣流切變線」(shear line)，即為分隔颱風主流與颱風繞山流兩者間氣流輻合之不連續線。由圖可知，此時颱風中心位於蘇澳東南近海，約距蘇澳 30 公里之處，其流場已明顯受台灣中央山脈之影響。此時台灣北部各地風力均在 20kt 至 35kt 之間，但台中及以南，風速則均在 10kt 以下。但是西台灣海峽之馬公與東吉島及台灣東方近海之蘭嶼與綠島之風速則在 20kt 至 35kt 不等，顯見此時氣流場明顯具有氣旋式環流，但颱風流場卻呈極不對稱之分布，此明顯為繞山作用之結果。我們由等壓線圖發現(圖 4c)，等壓線之長軸係呈北北東至南南西向，略與山脈走勢一致。而且台灣西部自嘉義以南至高雄、屏東，以及日月潭與阿里山等處，其氣流均為南風，風速除日月潭之外均在 5kt 以下，與海峽區馬公及東吉島之颱風主環流方向(約為東北風 20kt)完全相反。我們認為此兩不同流場代表著颱風流場受中央山脈影響之不同效應，兩者間可繪出一氣流分界線(見粗斷線)，我們可稱此為「分離氣流線」(separated streamline)，這是颱風主流與山脈邊界流間因「氣流分離」(flow separation)所造成，而該線以西則屬「尾流區」(見謝等，1996)。因雖在颱風之強風區內，可是由於山脈之「阻擋」(blocking)與「遮蔽」(sheltering)作用影響，仍具有所謂「弱風尾流區」之存在(該區存在之實際意義，則在台灣受到強颱風影響下，仍可出現不受颱風侵襲的區域，亦即仍可有無需

因颱風風力影響而放假之安全區域)，或者是副環流中心之生成。

另外，風場分布上一項極重要現象，為在花蓮以北一帶，在相當接近颱風中心區出現流場不連續之「氣流不連續線」(discontinuous streamline)或稱「切變線」(shear line)(見粗斷線)，在該線以南，氣流均為沿山脈東側北上，為明顯之「南風流」，其北則因颱風環流所造成之「北風流」，因此流場並不連續。我們又發現，颱風中心接近台灣中央山脈處，其風場結構已完全變形，計可出現三個較大風之中心。除了近颱風中心之大風區外，在蘭嶼一帶也出現風速甚大(35kt)之「角隅流」(corner flow)大風中心，該大風中心除了與測站位置較高及氣流「繞山效應」有關之外，由圖 4a 可見也可能與該處之「背風槽」效應有關。

(2) 中心在陸上期間(1日 03-05 UTC)

圖 7b 與圖 7c 分別顯示 1 日 03 與 04 UTC 流場圖。於 03 UTC，基本上其流場(圖 7b)之型式與 1 小時前之 02 UTC 之圖類似(圖 7a)；所不同的是台灣中部之梧棲與清泉崗，風速已由前一小時之北風 10kt 轉為西北風 20kt，而使「分流邊界線」轉變為「氣流輻合線」(convergence line)，使該區普遍出現連續降雨或雷雨(台中)，該氣流輻合線略為延展至嘉義(關於此可參見上節氣壓場與圖 6 降雨分佈之討論)。此時颱風中心已登陸蘇澳，蘇澳由前一小時之西北風 35kt 轉為南風 70kt。但在此時(圖 7b)及前一小時(圖 7a)，其山脈東側之成功、台東及大武一帶已出現有「焚風下坡流」之現象，關於此請見下節有關溫度場之討論。另外，一小時後(圖 7c)，颱風中心已在坪林山區，因此北部區域附近之颱風環

流非常顯著，但基本上仍呈現極不對稱的型式，且近中心之大風區似已遭破壞，其最大風中心已轉至台灣海峽北部一帶，此處有一大於 40kt 之大風中心，距颱風中心約一個緯度，此時山脈東側在花蓮以北之「切變線」已經消失，而西部台中一帶之「輻合線」則更為顯著。我們由圖 4e 可發現，該輻合線與迎風脊前之槽線有關，但該輻合線似乎仍與「分離氣流線」相接，在其東側陸上，嘉義至高雄、屏東一帶仍均在「弱風尾流」區中。

(3) 中心西移進入台灣海峽後(1 日 06 UTC 及以後)

此時颱風中心剛自新竹出海(參見圖 2b)，由圖 7d 之 1 日 06UTC 流場圖可知，此時台灣區之流場已完全不同，近中心之氣流係分為兩支吹向中心，且均為繞山氣流。一支自山脈北端，其氣流自東南向吹向中心；另一支氣流則沿山脈西側呈南風流型式(新竹一帶)，且其各自伴隨有強風中心，而山脈東側地面氣流仍與颱風中心位於台灣北部時一樣，屬「南風沿山流」之型式(但有焚風現象，詳見「溫度場」一節)。最顯著之改變是山脈西側之流場，此時該區一帶均屬颱風氣流之迎風面。上面已經提及葛拉絲颱風風力半徑相當小，且中心通過北部後，強度已迅速減弱，故由圖 7d 可見地面氣流遇山時，實際為造成「氣流分流」(flow splitting)的效應。其中一支繞向成為在新竹外海之颱風中心，另一支氣流則繞過中央山脈南端，其情形類似於圖 7a-c，所不同的是山脈西側之弱風區域，非屬以上所述之山脈背風面之「尾流」(wake)，而是指山脈迎風面因氣流分流所造成之氣流「滯留區」(stagnation zone)(此處定義，其風速與尾流區定義相同，仍需 $<10\text{kt}$)。但此時，由溫度場分析(見下節分

析)，山脈東南側仍有「焚風」現象。

綜合而言，由此處所作對葛拉絲颱風中心過境台灣期間之流場特徵分析，基本上可視為一中尺度渦旋過一中尺度山脈之流場變化特徵之代表。舉凡，如：「氣流分離」、「尾流」、「副低壓渦流」、「切變線」、「輻合線」、「氣流分流」、「氣流滯留區」等流場遇山特徵，均一一可見(可參見 Smith and Grubisic, 1993)。

3. 溫度場

由測站分析資料所示，8 月 30 日和 8 月 31 日全省各地的最高溫都在 30°C 左右(如圖 5)，且最高溫發生的時間約在當地時間中午 12 時至下午 2 時之間。而最低溫約在 25°C 以上，發生時間在當地時間清晨 2 時至 4 時之間。在 9 月 1 日，氣溫則隨葛拉絲颱風的接近有下降的趨勢，在北部及東北部地區，台北、蘇澳和宜蘭測站(圖 6a,b,c) 最低氣溫下降至 24°C ，且發生在葛拉絲颱風登陸的時候(即當地時間上午 11 時左右)；當葛拉絲颱風逐漸出海，其溫度場也隨之逐漸上升。在中、南部地區，如台南、台中及高雄測站(圖 6d,e,f)，氣溫因受葛拉絲颱風的影響有下降的現象，但溫度下降較北部少。在東南部地區(如圖 6g,h)，可看出雖然氣壓有受葛拉絲颱風的影響，但氣溫卻沒有顯著的變化，最高溫仍維持在 30°C 附近。由圖 6g 及圖 6h 中可看出在此二測站(台東、大武)當地時間上午 8 點至 11 點時，氣壓隨著葛拉絲颱風的移近而逐漸下降，但氣溫卻沒有因颱風移近而下降，溫度仍然維持上升的趨勢且在颱風登陸時達到當天氣溫的最高值，此經分析明顯為颱風氣流越山所造成之結果。

有關葛拉絲颱風過境在各階段之流(風)場變化，上節已經做過討論。此處針對台灣山脈東

南側大武、台東與成功出現類似焚風之現象，我們將配合風場、氣壓場之變化進行分析。最先出現類似焚風現象的為大武測站，時間為 31 日 23 UTC(1 日 07 LST)，溫度由一小時前 28°C 升至 30°C，露點則均為 20°C，兩者相差達 10°C，而由圖 4b 所顯示，該時間等壓線及焚風區一帶之等溫線分析得知，此時颱風中心已移至蘇澳東南近海約 90 公里處，而就流場分析，大武一帶已為盛行西北流的背風面，且該處之中央山脈餘脈高度(H)，平均僅及 1000 公尺。而 1 日 00 UTC，馬公、東港與綠島均因颱風侵襲未施放探空，但粗略估計，假設 N 值約為一般值之 10^2S^{-1} ，因此只要上游風速(U)達 15kt，亦即 7.5m/s，Fr 數($\text{Fr} = \text{U}/\text{NH}$)即可達 0.75，氣流應可順利越山。因此焚風現象可能最先出現於大武。唯值得注意的是此時山脈西側台南、高雄、屏東一帶地面均為無風，因為其處在「尾流區」中，但由於此時其下游方向之大武，已見有類似焚風效應[其風前一小時(31 日 22 UTC)為靜風，而現在(23UTC)為西南風 5kt]，似為微弱之下坡風，故推測上風面尾流區厚度應當非常淺[此可參見 31 日 12 UTC 時，東港(測站編號：46747)高空風在 4000 呎以下為微弱西南風，而以上為東北風(為該時之颱風環流)]，此下層之微弱西南風，即可謂為該時「阻擋流」之厚度，亦可稱為上述 L_1 之厚度。

1 日 00 UTC 時，可惜無探空資料佐證，但此 12 小時前低層「阻擋流」厚度頗可提供參考。至 1 日 02 UTC(圖 7a)，雖山脈南段西側近地面層仍在分流邊界層內(見「風場」分析一節)，但玉山已有 15kt 之西北風，且綠島之西北風已經達到 25kt，故可發現山脈東南側之成功、台東與大武已均有類似焚風現象。山脈東南側焚風現象

最明顯的是在 1 日 04-06 UTC 期間內(參見圖 4d 至 f、圖 7c 及圖 6g 與 h)。該期間，颱風中心位於台灣北部，因此在中央山脈南段允許有最大爬山流，雖然該期間山脈西側之地面層仍在分流邊界層之「弱風尾流區」內(圖 4d、e)及以後之「滯留區」內(圖 7d)，但由玉山之風普遍已在西北風 25kt 以上，可知「爬山流」現象非常顯著。台灣東南側焚風現象之消失時間約在 1 日 10 UTC(1 日 18 LST)(參見圖 6g)，此時颱風中心已到達海峽西側，台灣山脈東南側已普遍轉為「南風流」，故焚風現象已經消失(比較吳等 1999 之數值模擬結果)。

4. 降雨

有關葛拉絲颱風過境時之各地降雨逐時分布及總雨量分布，可分別參見圖 6、圖 8 與。由圖 6 可見，颱風中心所經之附近各測站，蘇澳、宜蘭與台北降雨主要均發生於颱風中心過境之前，即當各測站出現東北風之時。另由圖 8 可見，就其總雨量分布而言，降雨區主要有二：其一即在颱風中心所經右側附近，此與颱風中心之氣流輻合有關；另一降雨區卻出現於台中區一帶。而苗栗一帶雖亦屬氣流迎風面，但卻屬總雨量相對較小區。經檢查颱風過境期間之風場與氣壓場分布(圖 4c 至 f，圖 7a 至 d)，可發現中部一帶在前一階段(1 日 6-8LST)時，正處於颱風來時之局部性雷陣雨天氣，而 10LST 及以後之降雨，卻是源自於在該區新產生之「氣流輻合線」，此點可參考圖 4c-f 之等壓線圖、與圖 7a-d 之流場圖得到佐證。有關該輻合線之初步討論，可參考上述「氣壓場」與「風場」中之討論。該輻合線之產生，無論在氣壓場與風場之分析中均可獲得支持。在氣壓場上而言，由於颱風中心登陸後，台灣中央山脈西側成為氣流迎風面，而有動

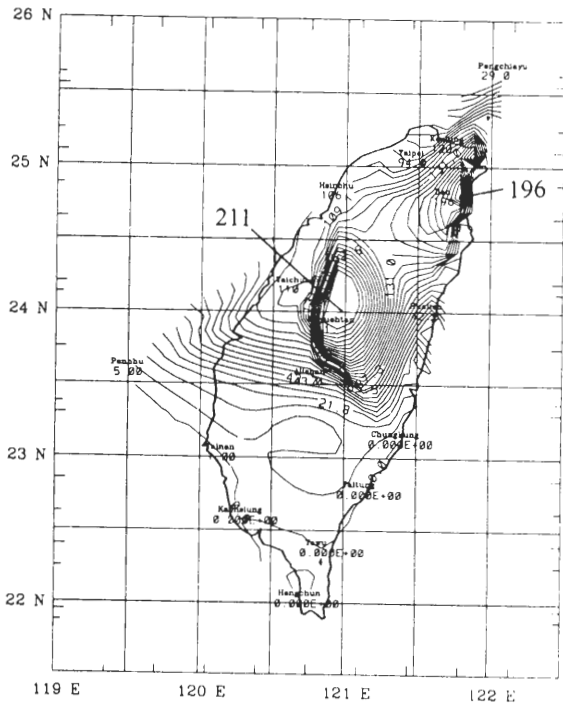


圖 8 葛拉絲颱風侵台期間台灣地區之總降雨量分布圖(單位: mm), 時段為 1994 年 8 月 31 日 15 UTC 至 9 月 1 日 20 UTC, 等雨量線間距為 7 公厘。

力脊之產生, 而脊後之西南風與來自台灣海峽之颱風「西北流」, 在等壓線圖上造成「低壓槽」之現象, 在流場上則產生「氣流輻合線」, 因而導致在該區產生雷陣雨(見圖 7a 至 d), 且降雨較多之時, 並沒有伴隨著西北風上坡流, 而是較弱之「迎風槽」前西南風(圖 6f 與圖 7d)。

5、雷達回波及雷達反求風場分析

葛拉絲颱風在 9 月 1 日當地時間上午 10 時 50 分在蘇澳附近登陸, 在 9 月 1 日當地時間下午 2 時在台灣新竹附近出海。以下為使用中正機場 CAA 都卜勒雷達資料針對葛拉絲颱風登陸前、登陸期間以及離開台灣後三段時間加以探討, 以雷達回波做 CAPPI (Constant - Altitude

PPI) 和 RHI (Range Height Indicator) 的分析, 以了解葛拉絲颱風之結構和雨帶受台灣地形之影響。同時並根據由張和周 (1996) VDAD (Velocity \times Distance Azimuthal Display) 方法所反演出葛拉絲颱風平均切向風場之分布(參照張和周, 1996), 探討葛拉絲颱風可能之最大暴風半徑。

(1) 登陸前: (1021 LST - 1041 LST)

由 9 月 1 日 1021 LST (0221 UTC) 4 公里的 CAPPI 回波圖(圖 9a), 可看出葛拉絲颱風的位置約在蘇澳東南方 20 公里處, 此時葛拉絲颱風的結構仍相當完整, 由雷達回波的弱回波區 (< 10 dBZ) 可隱約分析出颱風眼的位置, 此弱回波區是由於颱風眼微弱下沉運動所造成, 但範圍並不很大; 雨帶的位置可分析出為在弱回波區的外圍回波值較大 (> 30 dBZ) 的區域, 大致位於東北部外海和西北部山脈的迎風面。若對上圖(圖 9a) 做 158° 方位角 RHI 垂直回波圖的分析(圖 9b), 可看出在 95 - 110 公里處有 < 10 dBZ 的弱回波區, 此弱回波區可明顯地分析出颱風眼的結構, 在弱回波區的兩側可看出有回波值 > 30 dBZ 的位置, 應為颱風眼牆的結構。而在弱回波區右側的強回波區, 其對流發展深度約至 9 公里且回波值最強可達 50 dBZ; 在左側的強回波區其垂直發展高度雖仍可達 7 公里, 但最強的回波值卻只有 40 dBZ, 且結構也較右側之回波鬆散, 由回波分析結果對照此時颱風之位置, 我們認為此時在葛拉絲颱風左側的眼牆結構因受台灣地形之影響而使對流有減弱的現象。

由 1041 LST (0241 UTC) 4 公里的 CAPPI 回波圖中(如圖 10a), 可看出此時葛拉絲颱風已移至蘇澳南側; 在東北部沿岸的回波值因葛拉

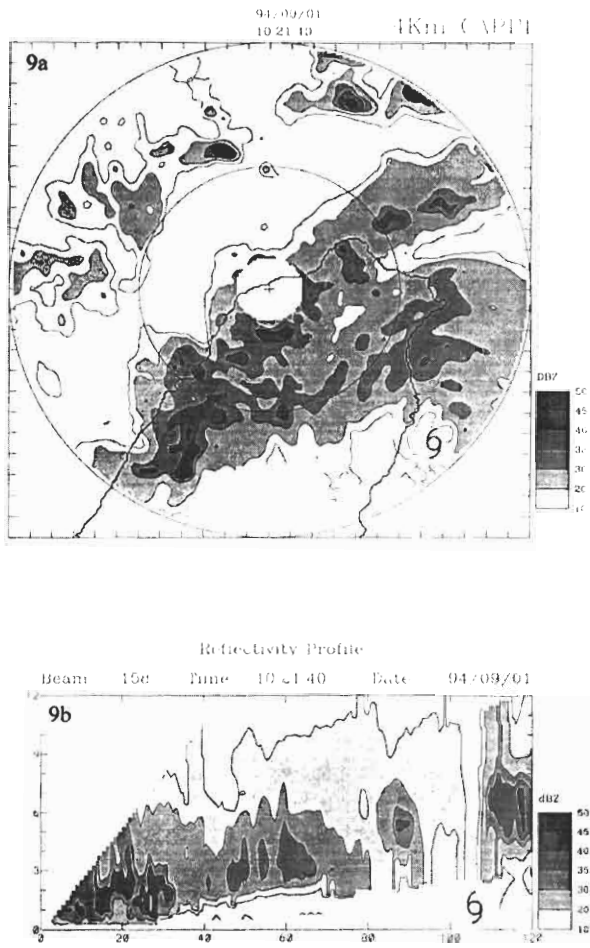


圖 9 1994 年 9 月 1 日 1021 LST(即 0221UTC)CAA 都卜勒雷達之分析。(a) 4 公里 CAPPI 雷達回波圖及 (b) 對於 VDAD 方法所定出之葛拉絲颱風中心做 158° 方位角之 RHI 分析。(a)、(b) 圖中颱風標誌代表此時以 VDAD 方法所分析出之颱風位置。

絲颱風的移近有增強的情形(即弱回波中心的西北部)，此現象和一般所觀測到相對於颱風路徑右測的回波有增強的現象相同，主要是由於葛拉絲颱風移近台灣時在山區的迎風面會使得颱風雨帶有舉昇加強對流的作用。若對 1041 LST 的 CAPPI 回波圖做 162° 方位角 RHI 垂直回波圖(如圖 10b)的分析，可分析出颱風中心弱回波

區的位置約在 90 ~ 100 公里附近，此時原先完整的颱風眼的結構已經受到破壞，但大致上仍可分析出眼牆的結構。在弱回波區右側眼牆發展之高度已降至 6 公里，和圖 9b 中弱回波區左側之回波值和垂直發展高度比較，我們可明顯地看出雖然此時葛拉絲颱風尚未登陸，但其颱風環流已受地形之影響使得颱風結構開始減弱；而在弱回波

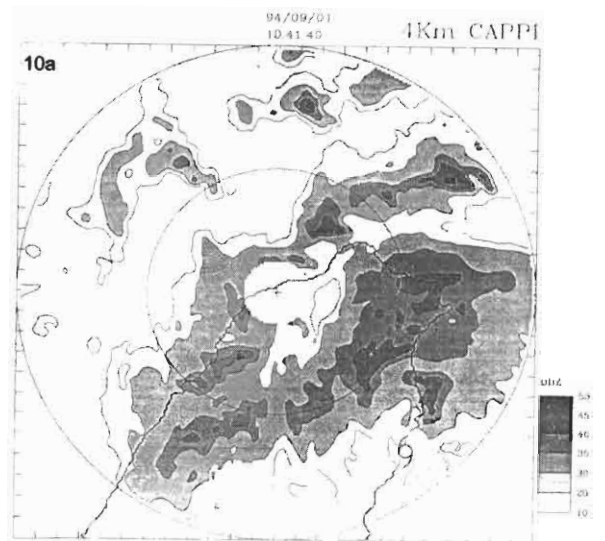


圖 10 1994 年 9 月 1 日 1041 LST(即 0241UTC)CAA 都卜勒雷達之分析。(a) 4 公里 CAPPI 雷達回波圖及 (b) 對於 VDAD 方法所定出之葛拉絲颱風中心做 162° 方位角之 RHI 分析。(a)、(b) 圖中颱風標誌代表此時以 VDAD 方法所分析出之颱風位置。

區左側的垂直回波分佈中可分析出在 40–70 公里附近有回波值較大的區域，若參照圖 10a，我們得知此回波值的增強應是由於颱風雨帶受到台灣山區地形造成對流舉昇之影響所致。

(2) 登陸期間：(1101 LST–1341 LST)

由雷達回波之分析中顯示出當葛拉絲颱風登陸後其颱風眼及眼牆的結構所受到之破壞隨時間增加。在圖 11a 及圖 11b 中，可見當葛拉絲颱風登陸後，其結構已明顯地受到破壞，原本的弱回波區範圍已經減小，但在弱回波中心西北部山區卻仍有大範圍的強回波區。在圖 11a 中，我們可看出除在西北部有強回波區外，在宜蘭附近

也有一強回波區，此強回波區可能是造成觀測所顯示宜蘭在一小時降下 40 公釐（見圖 6c）的降水的主因。此外，在圖 11a 和圖 11b 中，我們可發現除在弱回波中心之西北側有較大之回波區外，在台灣西北部的海外也有一帶狀的強回波區，此為葛拉絲颱風西側的雨帶。此雨帶應是造成台灣新竹附近降水之主因。隨著葛拉絲颱風的西移，我們可觀察到此雨帶亦逐漸向台灣西北部外海移出。我們若對圖 9b 做 170° 方位角的 RHI 雷達回波分析（圖 11c），可發現此時颱風弱回波中心的位置約在 65 公里附近，但其弱回波之垂直發展的高度在 3 公里以下，由弱回波中心兩側對流發展之垂直高度（6 公里以下）可知葛拉

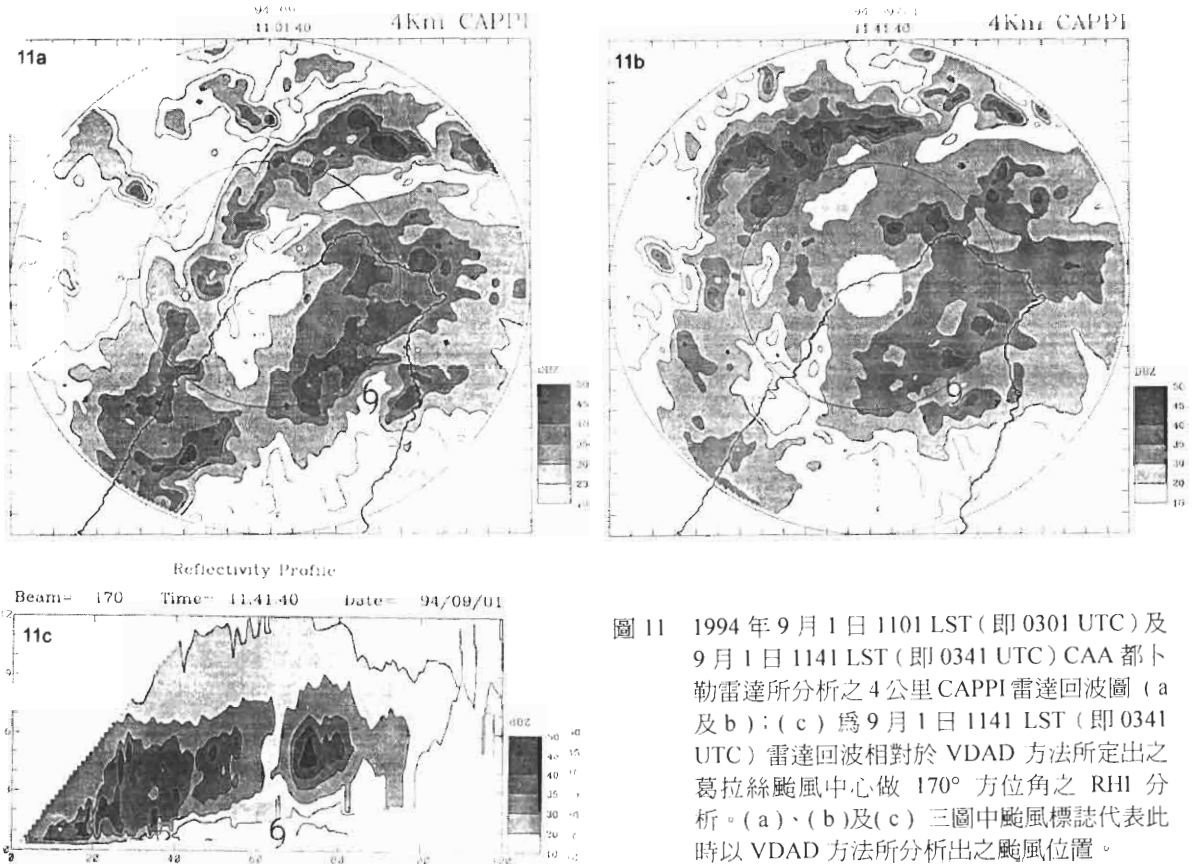


圖 11 1994 年 9 月 1 日 1101 LST (即 0301 UTC) 及 9 月 1 日 1141 LST (即 0341 UTC) CAA 都卜勒雷達所分析之 4 公里 CAPPI 雷達回波圖 (a 及 b); (c) 為 9 月 1 日 1141 LST (即 0341 UTC) 雷達回波相對於 VDAD 方法所定出之葛拉絲颱風中心做 170° 方位角之 RHI 分析。(a)、(b) 及 (c) 三圖中颱風標誌代表此時以 VDAD 方法所分析出之颱風位置。

絲颱風的對流發展結構已明顯受地形的破壞而減弱。

由 1101 LST 至 1201 LST 4 公里的 CAPPI 分析中可發現(圖未示),葛拉絲颱風眼牆的強對流雖受到台灣地形影響有明顯地減弱,但在台灣海峽上仍可看到有組織的對流系統,且此對流系統隨著葛拉絲颱風的西移亦有向西移的現象(和圖 11a,b 結果相似),因而可推知此時葛拉絲內部強度和對流雖已減弱,但其颱風環流仍然存在,且在海面上亦仍有完整的雨帶形式。

由 1301 LST 至 1341 LST 5 公里的 CAPPI 回波圖(圖未示)分析中我們發現在東北部山區大範圍的強回波區已開始減弱為胞狀對流結構和層狀降水區,可知雨帶的結構在一開始雖有受地形舉升加強,但因葛拉絲颱風受地形摩擦的影響其雨帶結構也逐漸減弱。

(3) 離開台灣後:(1401 LST 以後)

我們利用 1401 LST 和 1421 LST 5 公里的 CAPPI 回波分析圖(圖未示),可看出葛拉絲颱風在剛出海時,整個結構都已受到嚴重的破壞,其回波結構已為大範圍的層狀降水區和零星的胞狀結構;但當葛拉絲颱風移至海面上其對流有明顯的加強,但葛拉絲颱風很快地又於福建省湄州灣登陸,因此強度並沒有因對流的加強而恢復。

(4) 雷達反求風場分析

張和周(1996)使用 CAA 都卜勒雷達之徑向風場資料,透過 VDAD 之方法,以速度距離乘積方位展示反演出葛拉絲颱風平均切向風場之分佈。我們可看到 9 月 1 日 1041 LST 至 1141 LST 每 20 分鐘一張的風速分佈序列,由於颱風

距雷達之位置較近,因雷達的仰角造成分析所繪的風速會在地形下面。在 1041 LST 此時為葛拉絲颱風登陸前 10 分鐘,由雷達回波之分析中我們得知此時葛拉絲颱風強度雖受台灣地形之影響而減弱,但仍保有完整之颱風結構特徵;若比較此切向風速之分佈,我們可看出葛拉絲颱風之最大風速發生在高度 3 公里(或以下)處,最大風速發生之水平範圍應局限在圖中 15-30 公里之位置,所反演之切向風速可達 46 公尺/秒;由反演風場中最大風速的水平範圍我們認為葛拉絲颱風之最大暴風半徑應只有 15-20 公里。隨著時間之演變,我們可看出其最大風速的垂直發展高度和水平發展範圍都有減小之趨勢,而最大風速在一小時後(1141 LST)已減小至約 36 公尺/秒,減弱約四分之一;這顯示出葛拉絲颱風在登陸台灣這一段期間其強度已受到台灣地形影響而快速破壞。

四、結 語

由第三節觀測資料分析顯示,葛拉絲颱風運動主要是沿著大尺度天氣系統外緣移動。葛拉絲颱風在 8 月 24 日 06 UTC 達到熱帶風暴強度,至 8 月 30 日這一段期間是沿太平洋高壓外緣向西移動,其強度雖略增強或減弱,但並無顯著變化。在 8 月 30 日以後,葛拉絲颱風強度開始增強,並於 9 月 1 日 00 UTC 時達到強度最強之階段。葛拉絲颱風在 9 月 1 日 03 UTC 時於台灣蘇澳附近登陸,並於 9 月 1 日 06 UTC 時於台灣新竹附近出海,當葛拉絲颱風離開台灣時,其強度已明顯地減弱。葛拉絲颱風在移經台灣地形時,是以西北西的方向沿著東海高壓外緣移動,而非呈理想數值模擬所顯示(如 Chang, 1982)氣旋式的軌跡運動。

由台灣各地測站之觀測資料顯示，葛拉絲颱風對台灣主要的影響侷限於台灣中部以北、東部及山區。在葛拉絲颱風侵台這一段期間中，根據中央氣象局所做之海平面氣壓分析，顯示在台灣西側中部平原一直有局部低壓的現象；而在台灣的東南部，只有當葛拉絲颱風環流接近台灣及登陸時，才可分析出局部低壓之現象。若分析在台灣東南部局部低壓生成時當地之氣溫及露點溫度，我們發現當台灣東南部局部低壓生成時，在台灣東南部為一高溫（溫度可達 33°C；此時台灣其它地區之溫度因受葛拉絲颱風影響只有 25°C ~ 28°C）、低相對濕度（露點溫度差最大為 10°）的天氣。因此我們認為在台灣東南部之局部低壓是因颱風環流過山在台灣東南部造成下沉氣流絕熱增溫，引發焚風現象所導致。

由雷達回波資料分析中顯示，葛拉絲颱風為一結構十分密實的颱風，其最大暴風半徑較小，也因此葛拉絲颱風並沒有對台灣全省帶來太大的損失，主要影響為台灣中部以北、東部及山區。當葛拉絲颱風尚未登陸台灣時，其結構仍相當完整，由衛星雲圖中我們可清楚看出葛拉絲颱風具有一颱風眼的結構（圖 3 d,e）；若由雷達回波之分析中，也可看出葛拉絲在尚未登陸台灣時其眼牆的結構亦可發展至 7 公里的高度（圖 9 b）。但當葛拉絲颱風登陸台灣以後，其颱風眼及眼牆因受台灣地形影響結構開始受到破壞，當葛拉絲颱風離開台灣時，其強度已明顯地減弱，致使葛拉絲颱風再度回到海面上仍無法恢復。台灣地形除造成葛拉絲颱風強度及結構受到嚴重破壞外，由雷達回波資料的分析中顯示，葛拉絲颱風的雨帶因受台灣地形影響，在迎風面的區域造成舉昇作用加強對流，使得在台灣東北部及山區產生較大的降水。

由張和周（1996）以 VDAD 的方法反求葛拉絲颱風的平均切向風場的分佈顯示，葛拉絲颱風的最大暴風半徑相當的小，約只有 15-20 公里，而颱風最大風速發生的高度則為 3 公里(或以下)。當葛拉絲颱風在尚未登陸台灣前（1041 LST）該分析顯示葛拉絲颱風之最大風速可達 46 公尺/秒，但當葛拉絲颱風登陸後（1141 LST）其最大風速則減弱為 36 公尺/秒，其強度約在一小時內減弱四分之一，由此更可看出台灣地形對颱風強度之劇烈影響。

本文是此研究之第一部份，我們希望藉由對葛拉絲颱風的觀測分析，能對此颱風的運動、強度及結構之演化與其受到台灣地形影響之中尺度天氣特徵有進一步的了解，並以此做為第二部份（吳等 1999）的數值模擬之比較基礎，以探討模式結果各現象生成之原因與真實大氣現象發生之原因是否一致，以及瞭解台灣地形對颱風及環境流場之影響，以期能使我們對於地形對颱風的作用有更進一步的認識。

致 謝

本文作者感謝李清勝，周仲島，郭鴻基教授，葉天降博士及兩位審查者之寶貴建議，以及顏自雄先生的校正協助，對於本文之精進，嘉惠良多。本文是在國科會計畫編號 NSC86-2111-M-009-AP1 及 NSC87-2111-M-002-004-AP1 的支持下完成。

參考文獻

Brand, S., and J. W. Blelloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.

- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.
- Chang, S. W.-J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.
- Chopra, K. P., 1973: Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands. *Advances in Geophysics*, Vol. 16, Academic Press, 297-421.
- Etling, D., 1989: On atmospheric vortex streets in the wake of large islands. *Meteor. Atmos. Phys.*, **41**, 157-164.
- Huang, C. Y., Y.-L. Lin, 1997: The Evolution of Mesoscale Vortex Impinging on Symmetric Topography. *Proc. Nat'l Sci. Counc. ROC(A)*, Vol. **21**, NO **4**, 285-309.
- Lee, C.-S., 1993: The effects of Taiwan topography on landfall typhoons. Proc. Int'l Workshop on Mesoscale Research and TAMEX Program Review, 138-143, 26-30 April, Taipei, Taiwan.
- Lin, Y.-L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather system over Taiwan. *TAO*, Vol. **4**, No. **4**, 381-420.
- Lin, Y.-L., D.J. Han, W. Hamilton, and C.-Y. Huang, 1997: Influence of orography on propagating cyclones. *Mon. Wea. Rev.* (in press).
- Smith, R. B., 1989: Comment on "Low Froude-number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices." *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3611-3613.
- Smith, R. B. and V. Grubisic, 1993: Aerial Observations of Hawaii's Wake. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3728-3750.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989: Low Froude-number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164.
- Wang, T.-A., C.-C. Wu, and Y.-L. Lin, 1997: An idealized numerical study of the effects of Taiwan topography on Typhoons. Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan, 190-198.
- Wang, T. C., G. Y. Leu, H. M. Chen, 1997: Structure changes during the landfall of Yancy and Gladys through Doppler radar analysis. Proc., 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology., 88-89.
- Wu, C.-C., and Y. Kurihara, 1996: A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2264-2282.
- _____, Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan: Current understanding and future challenges. *Bulletin of American Meteorological Society*, **80**, 67-80.
- Yeh, T.-C., and R. L. Elsberry, 1993a: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.
- _____, and _____, 1993b: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II: Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3213-3233.
- 王時鼎, 1980: 台灣近海颱風運動及強度預報法, 國科會研究報告 018 號, 100pp。
- 陳怡良, 1995: 地形對渦旋路徑影響之探討。國立台灣大學大氣科學研究所, 碩士論文, 150pp。
- 黃麗君, 1995: 葛拉絲颱風之中尺度分析。國立台灣大學大氣科學研究所, 碩士論文, 116pp。
- 張保亮, 周仲島, 1996: 侵台颱風鄰近中心環流結構之分析。天氣分析與預報暨海象測報研討會, 中央氣象局, 台灣, 台北, 330-337。

- 吳俊傑，卓瑜甄，顏自雄,1999：葛拉絲颱風（1994）及其受到台灣地形影響之研究。第二部份：數值模擬。**大氣科學**，**27**，29-59。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降,1996：台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究，第二階段：侵台颱風路徑、強度、風力預報之應用研究(一)。中央氣象局氣象科技研究中心，專題研究報告 CWB84-1M-01，356pp。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降,1997：台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究，第二階段：侵台颱風路徑、強度、風力預報之應用研究(二)。中央氣象局氣象科技研究中心，專題研究報告 CWB85-1M-01，382pp。

The Effect of Taiwan Terrain on Typhoon Gladys (1994)

Part I: Observational Study

Chun-Chieh Wu¹ Yu-Tseng Cho¹ Shih-Ding Wang²

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

(Manuscript received 11 June 1998 ; in final form 18 Januar8 1999)

ABSTRACT

Due to the existence of the complicated terrain and the elevated Central Mountain Range (CMR) in Taiwan, significant variations of track and intensity of typhoon occur as typhoons approached the island. The interaction of a typhoon with CMR also produces significant mesoscale variations in terms of wind and precipitation over Taiwan. In this paper an observational study of Typhoon Gladys (1994) is carried out to understand the effect of Taiwan Terrain on Gladys. Numerical studies are also performed in the follow-up paper (Part II).

Gladys made landfall near northeastern Taiwan (Sue-Au) at 0250 UTC on 1 September and left Taiwan near Hsin-Chu at 0600 UTC on the same day. A local low, induced by the interaction between the environmental mean flow and CMR, was analyzed to the west of CMR when Gladys crossed Taiwan. Another local low was found at southeastern Taiwan, which did not form until Gladys's main circulation reached the east coast of Taiwan. It appears that this local low was induced by the so-called föhn when the flow associated with Gladys crossed over the mountain near the eastern Taiwan and resulted in the subsidence warming of the air.

The heavy precipitation associated with Gladys mainly occurred at the upwind mountain area in the northern and northeastern Taiwan. The radar echo and the retrieved wind showed that Gladys has a small eye, and the eyewall structure was changed due to the effect of Taiwan topography, thus Gladys's intensity was greatly reduced after landfall.

Key words: Typhoon, Local low, CMR, Föhn