

侵台颱風因台灣地形引起兩類邊界層現象分析 及其預報問題討論

王時鼎 謝信良 鄭明典 鄧仁星
中央氣象局

摘要

颱風侵台因台灣地形所產生之邊界層現象，不但由於其「風力之重分布」，影響各地(區)風力之預報，此與颱風因風力之放假密切相關；而更重要的某些邊界層中之現象，如背風面的旋生常可取代原颱風，而顯著影響颱風路徑與風、雨分布的預報。本文係將邊界層影響分為兩類，即：其一「分流型」——此時颱風氣流為來自東北方，如過一「瘦長體」(slender body)；另一為「阻擋型」——此時颱風氣流為來自東方，如過一鈍體(bluff body)。並于 1949-2002 年侵台颱風中挑選十次重要颱風個例作邊界層流場分析。發現藉此項分析，一般有關邊界層中之重要現象，如：「邊界層」、「尾流」、「噴流」、「滯留區」、「風切線」、「下坡流焚風」、「自由剪切層」、「氣流分離」及「背風旋生」等，均分別與此兩類「邊界層」密切關連。其初步關係經又作出。此處重點在「描述」其出現之「事實」，俾供進一步研究的應用與參考。又其預報問題亦經作討論。

一、前言

颱風侵台一項最重要的問題，就是由於台灣地形所造成對颱風流場的變形，它不但影響侵台颱風環流結構及其路徑的變化。另外更衝擊各地(區)風力預報的問題，因為颱風風力的放假就與颱風侵台各地因對地形影響的風力分布及變化息息相關。另外，風場的變形，也影響降雨。在過去有關台灣颱風研究的文獻中，雖然與台灣中央山脈所造成的邊界層內現象如副低壓、副渦旋的產生與發展曾做了很多觀測與分析，如王(1980, 1992)、蔡等(1992, 1993, 1995)、謝等(1996, 1997, 1998)等；以及做進一步診斷分析與數值模擬研究，如 Chang(1982)、Yeh and Elsberry(1993a、1993b)、Lin 等(1999)、簡(2000)等(僅引述少數)。但直接純以侵台颱風邊界層現象做為研究對象並不多。王(1980)研究侵台颱風副中心的生成，已曾就過山時路徑「連續」與「不連續」颱風的流場作了初步分析，並舉出了氣流進入角大小對侵台颱風流場變化的重要性。另外王等(1975)曾就有限個案作過颱風侵襲時台灣海島對風場分析。又我們這一研究小組(蔡等, 1995)在研究台灣颱風焚風問題時，已開始引入流制(型)(flow regime)觀念，而有「平行流」(parallel flow)、阻擋流(blocking flow)等的劃分。隨後我們這一小組(謝等, 1998)，因地形對颱風

環流影響不同而有明確引入颱風「內」、「外」圈觀念，所謂流制(型)等之應用基本上最限用於「外圈」環流。而後我們(謝等, 1997 中, P 47-62)有進一步作邊界層各種現象的分類(共 25 項)與統計(利用 1949-1994 年侵台颱風分類資料)。上述這些有關研究與調查均有正式寫成論文的必要，而使後繼者，能有系統了解我們這一小組對此一重要及其他有關問題研究上已曾作過的努力，並在已有的基礎上作更進一步的發揚光大。

本文有關台灣地形，包括中尺度山系及台灣海峽(見圖 1)，對侵台颱風流場的影響係歸納為兩類以討論。即：其一為颱風旋流過一瘦長體(slender body)(颱風氣流來自東北方)，及颱風氣流過一鈍體(bluff body)(颱風氣流來自東方)。前者之流場主要為「分流影響」(splitting effect)，而後者流場主要為「阻擋影響」(blocking effect)。此兩類流型之地形影響，一般經典流體力學書籍亦多有討論，例如：Batchelor(1967)、Schlichting(1966)、張等(1986)頗可供引伸並立論依據。本文將在我們數十年來，所蒐集並已作有系統分析之 1949-2002 年侵台颱風資料中，擷取最有代表性之侵台颱風資料，仿 R. Smith (1985)阿爾卑斯山實驗計劃所作「阿爾卑斯山中尺度山脈氣象學」一文，主要以「描述」(description)為主，就颱風侵台時，此兩類邊界層流場各種現象，完全以地面觀測資料，作一較有系統的初步

分析，期使侵台颱風研究及作業人士，能確認這些邊界層現象存在之事實，以爲進一步研究，包括數值模擬研究之主要基礎。本研究第二章爲資料分析法，第三章爲颱風氣流過一瘦長體(slender body)時邊界層流場——「分流型」流場討論，第四章爲颱風氣流過一鈍體(bluff body)時邊界層流場——「阻擋型」流場討論，第五章爲此兩類流場預報問題，第六章爲摘要與結論。

二、颱風侵台邊界層流場分析法及有關應用之參數

(一) 分析法

1. 專有名詞定義

(1) 邊界層(boundary layer)：可參見Batchelor(1967)，引之如下：「邊界層可認爲沿固體邊界(此處指山脈)處摩擦效應顯著之層，由於黏性擴散與平流，在該層內有最大的渦度變化」。實際而言，在該層內垂直於流動方向有最顯著的水平速度梯度。

(2) 尾流(wake)：根據張等(1986)的定義：「這裡的流動是邊界層內流動脫離物面以後的繼續。因此尾流中不再有固體壁面的滯阻作用，不能再產生渦度。」又本文特加之定義，其風須在 10kt 以下，風向不定，藉便於分析，其區域並以「點線區」表明。

(3) 自由剪切層(free shear layer)：參照Batchelor(1967 P.343)之定義，「自由剪切層」爲不同速度兩支氣流(本文專指尾流與噴流)間之「共同邊界」(common boundary)中間之「變易層」(transition layer)，而非爲「固體邊界」(solid wall)間顯著渦度梯度帶(the steep gradients of vorticity)。

(4) 氣流進入角(incident angle)：爲颱風進入氣流與中央山脈長軸方向間之角度大小以定義之。中央山脈之長軸方向爲北向東略爲 20°。

此四者在本文中爲較重要者，其他之專門名詞，文中均有說明，此處不贅述。

2. 風場分析

台灣區不但有與颱風尺度相若之中尺度山系，可發現在颱風侵襲時台灣海峽亦扮演重要角色。圖 2a-c 爲 1971 年 7 月 25 日 06 UTC Nadine 颱風接近時之風場資料、風場分析及等壓線分析。爲什麼用該時的圖來說明「沿山流型」或稱「分流型」時之流場分析代表呢？因該颱風接近時有最大的範圍，150/500km(30 與 50kt 風半徑)，有中心最大強度(120 kt)(各見圖中數字)，而且恰於「該時」我們除了氣象局與空軍共約

50 個地面測站資料外，並有民用測站於關鍵地點有 24 個測站資料。如此，可將颱風侵台時風場因地形影響所受之變形，一目了然。吾人可先看圖 2a 未經分析之風場圖，顯見此時颱風氣流爲沿著中央山脈長軸方向吹行，亦即所謂「沿山流型」。吾人可發現氣流進入處之東北角，亦即在山脈上風處，宜蘭一帶風力較小。另外，氣流在山脈之下風處之高雄、屏東、恆春一帶之風力亦爲較小，風向甚亂，有的甚至沒有風速。相反的在台灣西部沿海一帶有到 40-55kt 之風速，並向山脈方向減小，其風力分布可以說與颱風本身「流場關係」較之「地形關係」爲小。此時颱風中心距澎湖尚有 4 個緯度，即約 400 公里，但澎湖一帶之風已到 40-45kt，而高雄縣的東港一帶爲 0-5kt，可以說完全受中央山脈及海峽地形形勢所控制。

以上僅就各地之風資料來說。說到分析方法，在像中央山脈中尺度地形情形下，此處我們所作之風場分析係完全不同於一般受大尺度氣壓系統影響下之時。此處仍以圖 2a 時間之 Nadine 爲代表，參見圖 2b。同樣是作氣流線與等風速線分析，我們在本圖中，特別將 10 kt 之線加以強調，用「點線」代表作出，由圖可見其非爲「封閉」型式而係以「山脈」爲界。在山脈之上風面(基隆、宜蘭一帶)，此處稱之爲「滯留區」(stagnation zone, 簡寫爲 stagn.)。該處由氣流線(以附有箭頭的虛線代表)代表著氣流雖爲自東北而來，但因首遇中央山脈而造成「分流效應」(flow splitting effect)(見流線箭頭所示)。同樣在山脈的下風方向之點線區，風力均小於「10kt」，因恰好在氣流「下風面」之「尾流區」(wake zone)。而該「尾流區」乃由於在中央山脈尾端之「下風面」受山脈阻擋影響所造成。由氣流場分析，並可在台灣山脈西側靠彰化、雲林一帶可繪出一 50kt 之大風區，此亦即「噴流區」(jet)。這些都是地形影響所造成。因有風之觀測資料，我們才可作出 10kt 至 50kt 之等風速線(實線)分析。以上爲就風場分析之例，此爲發生於「沿山流型」(parallel flow)或「分流型」(splitting flow)之時。如颱風氣流爲東向西吹向之時，即氣流爲正對中央山脈之「長軸」(略爲自北向東 20° 方向)，即約 $110^\circ(20^\circ+90^\circ=110^\circ)$ 時，亦即爲「阻擋流」(blocking flow)型時，則遠爲複雜，此將在第 4 節中討論。在颱風侵台時，基本上只有上述兩種流型，其一爲氣流過一「瘦長體」(slender body)之流型，另一爲氣流經過「鈍體」(bluff body)之流型，均爲典型之例。所不同者，此處爲「颱風旋流」，而非爲一般平直均勻流動過一障體(barrier)而已。

3. 氣壓場分析

以上已就流場圖(圖 2b)分析作一討論,又圖 2c 為該颱風該時之等壓線(單位 hPa)圖分析,氣壓場可作為流場受山脈影響的動力場的反映。該圖為根據氣象局與空軍地面資料之氣壓值作出,例:"00"表 1000 hPa(百位數與千位數略去)之等壓線。該圖以 2 hPa 等壓線為間隔。由圖可見中央山脈之存在,使颱風流場變化分析以氣壓場表示,計可分為二個部份。第一部分,颱風之「內圈」環流,即未受山脈影響之氣旋式之「等壓線」形式部分。第二部分,為受山影響部分,稱之為「外圈」部分。由圖 2b 可見此時雖然地面氣流為因中央山脈影響為「沿山」而行,但颱風氣流為「三維」者,顯見由圖 2c 氣壓場分析,在山脈部分可見有「迎風脊」與「背風槽」,且可見在台灣西部尚可繪出 2 條封閉等壓線之低壓。實際代表該區一帶因氣流過山後下沉,氣溫普遍都在 30°C 以上,並有到達 34°C 者,故該中尺度低壓實際係與「焚風」效應有關。另外,並可見該處雖分析出有「副低壓」,但類此中尺度低壓,並無「氣旋式」之風場配合,而可見其風係直接穿過中尺度低壓中心者,亦即屬「非地轉流」(ageostrophic flow)。凡此均須借助等壓線分析方可見出。另外,由該圖因其半徑甚大,達 500 公里,故可見颱風環流受山脈影響的僅是「中間」部分。我們發現更外圈之 1000 與 1002hPa 等壓線已甚少受「山脈」之影響。

以上為簡單介紹我們的侵台颱風之「流場」與「氣壓場」的分析方法。而本文主要是討論流場之特徵,及其對台灣颱風預報的重要性,但為了供參考,我們亦有將氣壓場分析作出。

(二) 侵台颱風流場之分析參數

就侵台颱風而言,我們所定參數分為二部分。其一為有關地形參數,以「無因次數」表出;其一為有關颱風之參數。以下茲分論之:

1. 地形參數

此處所作之參數就颱風時而言有:

(1) 氣流進入角, α (incident angle)

此為本研究最重要之參數,就台灣地形而言,颱風進入氣流基本上可為兩種模式(mode),其一為「沿山流型」,另一為「阻擋流型」。此在台灣狹長之地形下特為真實。即侵台颱風進入台灣氣流為「東北向」或「西南向」時為「沿山流」模式,或稱「模式一」(mode I)。但如颱風氣流正對台灣中央山脈長軸方向,即與長軸方向呈 90°交角,亦即 $110^\circ(90^\circ+20^\circ=110^\circ)$,則基本上稱「阻擋流」模式,或稱模式二(mode II)。以上兩者亦即為颱風旋流遇一「瘦長體」(Slender body)及遇一「鈍體」(bluff body)典型之例。

(2) 雷諾數, Re (Reynolds number)

上述之「沿山流」時,雷諾數特顯其重要。雷諾數表如 $Re=UL/\nu$,即慣性力與摩擦力之比。式中 U 可定義為進入角處一帶未受摩擦影響之自由氣流線處之流速, L 為山脈特性長度, ν 為空氣之運動摩擦係數。式中 ν 與 L 均可視為常數,故 Re 隨 U 之大小而變。

(3) 夫如數, Fr (Froude number)

此在「阻擋流」時特為重要。夫如數表如 $Fr=V/NH$,即慣性力與重力之比。式中 V 為山脈上風面的特性風速, N 為 Brunt-Vaisalla 頻率, H 為局地山脈高度,隨各地地形而不同。式中 N 與 H 可視為常數,一般 N 可採 10^{-2} 秒⁻¹, H 在台灣各地情形略在 2 至 3 公里之間。故 Fr 係隨 V 之大小而變。

2. 有關颱風之參數

因此處所討論之問題,率因颱風遇山氣流而引起。而颱風為一旋流,颱風流場變化決定了上述之「地形參數」,故此處 1、2 兩者均有其同樣重要性。而通常颱風氣流受山脈影響之時間尺度約為一天,一前一後,氣流進入角可能完全改變,故上述地形參數係受制於颱風。可發現,就颱風本身有關參數而言,可有三者:

(1) 颱風之位置。以所在經、緯度表出,或以相對於台灣之位置表示。

(2) 颱風之強度。以近中心最大風速表出。

(3) 颱風之範圍。此處以 30 與 50kt 風之半徑表出。

通常可發現當颱風接近時,台灣任一地(包括外島)風速到達 20 kt 時已可稱受影響。我們且可定義受台灣地形效應影響部分之颱風環流為颱風「外圈環流」,該外圈環流之曲率與風切均小。而「內圈」則有較大之曲率,此處可認定凡距中心在 1 個緯度(略相當中央山脈的寬度)為準,此兩者所受台灣地形效應為完全不同,以後各節再行討論。

又上面已指出颱風侵襲時台灣山脈對其之影響,基本上即可分為兩類,其一為 slender body 情形,另一為 bluff body 情形,前者可逕稱之為「分流效應」(splitting effect)型,後者可逕稱之為「阻擋效應」(blocking effect)型,係直接決定於氣流進入角" α ",並由各「颱風之參數」所支配。

三、颱風氣流過一瘦長體(slender body)時邊界層流場——「分流型」或稱「沿山流型」流場

(一) 「分流型」邊界層現象之典型特徵

此項最佳典型之例，即為上已述及圖 2 之 1971 年 Nadine 颱風之例。因已增加民用測站資料，故可對此型侵台颱風邊界層現象作一甚佳之描述，即，在此情形下山脈西側邊界層之特徵有三：

1. 普通之「摩擦邊界層」(frictional boundary layer)或稱「邊界層」(boundary layer)。其邊界層出現範圍略自台灣北部迄至台南。由圖 2b 可見風均係沿中央山脈邊界吹行，其風速並向外增大。我們亦曾有作渦度分析，將在後面再行討論。就地形影響而言，筆者等(謝等，2000)文中，將台灣颱風環流分為「外圈」與「內圈」兩部分。並可發現「內」、「外」圈所受台灣山脈影響完全不同。颱風「內圈」因氣流曲率大，風速大，其範圍筆者等(謝等，2000)認為凡距颱風中心約 1 個緯度(略相當中央山脈的「寬度」)以內即可逕認為颱風之「內圈」。而本文所討論之「邊界層」現象，主要係限颱風之「外圈」。該部份氣流線曲率小，渦度亦小，而且流場較為穩定，故邊界層發生現象亦可明顯的加以辨認，這也就是本文所討論的主要範圍。

2. 尾流(wake)

有關於此，可藉圖 2b 之 1971 年 Nadine 颱風之流場分析圖以討論。該圖颱風中心約在玉山(此處之地標，均以玉山為參考)東南 300 公里之處，故自台灣區 24°N 以南出現有一「三角狀尾流」(triangular wake)。因此時氣流遇山「氣流進入角」略為 70°(此處以彭佳嶼之風為代表其風向為 90°， $90^\circ - 20^\circ = 70^\circ$)。為什麼會出現「三角狀尾流」呢？因此時颱風遇山部分之環流可分為兩部分，「外圈」氣流係繞山脈西側而行，而出現有 (1)摩擦層，(2)尾流，(3)噴流。在下游「尾流」區中(以點線區標出)，由圖可見風力均在 10kt 以下，而且風向不定，此亦為本文特加之「尾流區」之定義。上述造成「邊界層現象」之「外圈」氣流，仍將在下風面與颱風「內圈」氣流會合，故此處之「尾流」均呈「三角狀」(見圖 2a 與 b)。

3. 噴流(jet)

台灣中央山脈長約 300 公里。寬約 100 公里，而有若紡錘狀之分布(圖 1)。其尺度大小略與颱風相若，而且其西隔台灣海峽與大陸福建之丘陵地形相對。故颱風侵襲台灣時另一項特徵為，甚易在台灣海峽出現大風區，而使山脈西側之邊界層現象更見向西延伸至噴流中心。例如本圖 Nadine 颱風情形(圖 2b)可分析出至少有一風速中心在雲林之西之海峽中，並可繪出一 50kt 之等風速線之噴流中心。該中心向東之水平風切較向西之風切均略大過一倍以上。此海峽中之噴

流或稱「渠流」(channel flow)至少由台灣海峽中有三測站(澎湖、馬公、東吉島)以及金門、馬祖、彭佳嶼及台灣西部等各測站對其作出相當確定之決定。海峽噴流的成因基本上為，「分流型」流場之颱風氣流在山脈西側經過山脈摩擦層作用與陸海分界處之摩擦作用，而使海峽中線靠台灣一側造成甚強水平風切，兼之台灣海峽可造成「渠流」效應也為有關。故此時海峽噴流靠台灣一側有最大水平風切。另由圖 2c 可見並獲該處局部氣壓梯度之支持。

4. 上風面氣流之「分流」(flow splitting)與「滯留區」(stagnation zone)

此亦屬颱風旋流遭遇中央山系所發生之現象。由圖 2a-b 在颱風進入氣流之上游方向也可見出有一「弱風」區。例如宜蘭兩測站之風均僅有 5kt。緣在此時之流場，颱風進入氣流因山脈之阻擋而分為兩支氣流，亦即「外圈」與「內圈」氣流，此時之分流點(splitting point)即在宜蘭東北方海上。而宜蘭一帶即在分流區之弱風區內，此亦即所謂氣流上風面之「滯留區」(stagnation zone)。

以上所述為 1971 年 7 月 25 日 06 UTC Nadine 颱風極為標準，當颱風「氣流進入角」小，有若氣流過一「瘦長體」(slender body)之典型之例，類此情形之邊界層中之各種主要現象均有出現。因一般流力典型書籍(如 Batchelor, 1967, Schlichting, 1966 及張等, 1984)主要僅有論及平直氣流過一障體(barrier)之例，故就 Nadine 颱風旋流邊界層流場作上述之強調討論。(二)颱風中心所在位置對「分流型」邊界層型式之影響

在第二節已論及颱風本身之參數，即中心位置、強度、半徑範圍等可直接影響邊界層流場的分布。為與 1971 年 Nadine 颱風中心作一比較，此處特以圖 3 近似同樣強烈颱風 1953 年 7 月 3 日 10 UTC Kit 颱風以為例。該颱風中心為玉山東南約 200 公里，中心已在台東緯度(見圖 3)。由圖可見邊界層現象的基本型式均為與圖 2b 之 Nadine 颱風者相若。惟該「三角尾流」已發生於與颱風中心同側之東部，同時已向北擴展至台東，而西部全區已完全在摩擦邊界層控制下。就此處(一)中所述全部邊界層現象，包括邊界層、尾流、噴流、上游分流等均可見之。所不同者，隨颱風中心位置不同，發生位置因而有不同而已。另外，由圖 3 可見在「外圈」流場中已可分析出蘭嶼一帶之噴流中心，與颱風「內圈」氣流間存在有一「風切線」(shear line)，此亦為「內」、「外」圈交互作用最重要現象之一。詳可參見圖 4 流場數值模擬圖(簡國基，2000)，及水

工模擬圖(圖 5)。

(三) 颱風半徑範圍大小對「分流型」邊界層之影響

我們均知，以論侵台颱風環流之「邊界層」影響，在預報與分析時必須特別考慮颱風風力之半徑。此處特別延用 1956 年 Wanda 颱風之例。該颱風與 1971 年之 Nadine 颱風相同(圖 2)，同樣具有最大之風力半徑(見圖中颱風之參數值)。圖 6 為 Wanda 颱風 1956 年 7 月 31 日 11 UTC 中心猶在玉山東方約 500 公里(5 個緯度)海上時流場與氣壓場分布圖。由氣壓場(圖 6 中之附圖)已可分析出 992 等壓線已至台灣海峽。由流場可見台灣西側全區已普遍達 20kt 以上之風速，並可見台灣山脈西側均屬「邊界層」流型。而颱風「三角狀尾流」區係出現在台灣東側(與颱風中心同向)，由圖可見台灣東側之風大部為出現 0 kt。該「大」三角狀尾流區，除了與颱風半徑大小有關外，同時並與颱風位置偏北有關。因本圖比較圖 2 與圖 3 颱風，其中心位置已近 24°N(參見颱風逐時路徑圖，謝等，1998)。

(四) 颱風中心在山脈西側之「分流型」邊界層之例

以上所分析之「分流型」邊界層之各颱風，其颱風中心均為在台灣中央山脈之「東側」者。此處茲舉一例，係其中心乃在山脈之「西側」。所用之例為 1959 年 8 月 30 日 02 UTC 之 Joan 颱風之圖，見圖 7。該颱風亦屬特強颱風，就 1949-2002 年之例，造成氣象局各測站最大風速達 8 級風及以上之「次多」之颱風(氣象局颱風網站資料)。而上述 Kit 颱風則排行第五。由圖可見該颱風過山後，中心已接近金門，但台灣仍在「分流型」流場控制下，宜蘭空軍站有出現 80kt 風速。但由圖可見山脈兩側均屬極強「沿山流」。「三角狀尾流」係出現在靠颱風中心之一側(西側)，「尾流」(見網線區，係包括新竹、桃園一帶)中可分析出「分離點」(separation point)及「重點」(reattachment point)等(見圖中符號)。此時分流點(splitting point)在台灣南方海上，山脈兩側均見有噴流。其一為在蘭嶼一帶者，另一為在台灣西南方海上。

四、侵台颱風「阻擋流型」時邊界層流場

(一) 「阻擋流型」影響型式之一——1996 年經過台灣北方近海西行之 Nina 颱風之例

侵台颱風在「阻擋流」情況邊界層流場為最複雜並有興趣者，又可分為氣流上游影響(upstream influences)與下游影響(downstream

influences)以討論之。

1. 上游影響

討論到颱風侵台流場的上游影響，最佳之例為經過台灣北方近海西行之颱風。此處茲以圖 8 之 1953 年 8 月 16 日 11 UTC 時 Nina 颱風為例。因此時台灣西部在氣流的上風面，地面資料甚多，易於分析。由圖可見此時如無台灣中央山脈，其上游方向之氣流應為來自西向。但由於山脈之存在變成極為複雜。計在 25°N 附近出現有颱風「內圈」氣流與「外圈」氣流間之「風切線」(粗斷線)，由台灣北部新竹至桃園之風向均來自西南(「外圈」環流)，反之基隆、彭佳嶼之風即來自西北(「內圈」環流)。同時在山脈上游之「外圈流場」中，氣流因受山阻擋出現有「氣流分流」(flow splitting)，計澎湖兩測站均為偏南風，而台灣南部為西風，表示氣流分支為二。同時因上游氣流之阻擋作用，嘉義與台中等中部一帶風速均小，係在上游「滯留區」(stagnation zone)中。

2. 下游影響

可發現在山脈的東部背風面，亦即「下游」方向，出現了極明顯的「遮蔽作用」(sheltering effect)。花蓮與宜蘭一帶均為無風，亦即「尾流區」，因該區恰位於中央山脈主峰的背風面之故。反之台東與成功則為甚強(≥ 30 kt)之偏南風，因該處一帶山脈較低(圖 1)，颱風氣流仍可越山。同時發現因「阻擋」作用所造成之「尾流區」係略呈「三角狀」，此可自石垣、宮古島有在尾流區外之甚大風速(≥ 35 kt)見出。

本圖為颱風中心在東北方近海之台灣西風氣流所造成「阻擋流」下極標準之情況。山脈上游有「滯留區」，下游方向有「尾流區」，但另一情形可出現「焚風下坡流」，此又屬另一種「流制」(flow regime)，將另討論。

3. 氣壓場分析

有關該一時間之氣壓場分析可參見圖 8 中之附圖。由圖可見，山脈上、下風面極明顯有因氣流過山效應所造成之「迎風脊」與「背風槽」。在槽中並可分析出與背風「尾流區」相一致之微弱低壓。我們亦可見「迎風脊」中靠台灣西部台中「滯留區」一帶，氣壓梯度亦較弱。並可見中央山脈兩側一帶風均非與等壓線平行，而均為風穿過等壓線向低壓方向吹送，亦即有「非地轉風分力」(ageostrophic component)。同時可分析出「迎風脊」的「上游方向」，另可見一「中尺度槽」。類此情形，此「地形性擾動」(orographic disturbance)之波長約為 2.5 個緯度，而呈「兩槽一脊」的形勢。其「波」之寬度則與山脈「長軸」長度相若，約 3 個緯度。此地形擾動之北，即為颱風「內圈」之「氣旋式之環流」。反言之，此

項「地形性擾動」，限出現於「颱風環流的『外圈』部分」(outer portion)。類此情形，在其他熱帶氣旋活躍地區，似均未有論及。

4. 該颱風「上游影響」隨時間演變

此可參見圖 9 Nina 颱風 2 小時後之地面流場圖。由圖可見此時颱風中心仍在彭佳嶼北北東方近海。台中、嘉義一帶已不見「滯留區」，而出現向北之「沿山流」，風速最大已達 20kt(空軍台中站)，而山脈東側之「三角狀尾流」(triangular wake)仍同圖 8。同時可見玉山之風向，由西南偏南 25kt，轉為向東 30kt(西風)，與未受地形影響之颱風環流方向相同(因在山頂上，流場地形影響不著)。但該圖中包括台灣海峽各測站及金門均為偏南之風，此想與台灣海峽之渠流(channel flow)效應有關(因海峽兩側均有山脈，見圖 9)。由此可見台灣區之地形效應不但有「山脈效應」，且有「渠流效應」。

(二)「阻擋流型」影響型式之二——1990 年台灣北方西行中型中度颱風 Abe 之例

此處為 1990 年 8 月 30 日 06 UTC Abe 颱風之例，其流場圖見圖 10。該颱風中心位置略同圖 8 之 Nina 颱風。惟中心之強度為中度(90kt，前者為強烈 110kt)，範圍亦略小，100/300 公里(30 與 50kt 風半徑，前者為 150/400 公里，見圖 8)。由圖 10 可見此中型中度之 Abe 颱風，亦同圖 8 之 Nina 颱風山脈西側之「上游」有「滯留區」，東側之「下游」方向有「三角尾流區」。但兩颱風有一最大之不同點，即此「中型中度」颱風不若「大型強烈」颱風，海峽區未出現如圖 8 之 Nina 颱風之南來「地形性」渠流。至其「氣流分流點」卻遠在海峽中段金門一帶(見「分流氣流線」)。由圖 10 可見海峽三測站(馬公、澎湖、東吉島)之風略均為西北偏西，與台灣南部一帶之風相同，係由於颱風旋流遇山「阻擋效應」之結果。至於下游形勢，圖 8 與 10 者均略同，以「三角狀尾流區」為其特徵。另外，圖 8 與 10 相同者，由於氣流之「繞山」效應，在高雄西南方海上及蘭嶼一帶均出現兩支「噴流」。

(三)「阻擋流型」影響型式之三——1994 年 Doug 颱風焚風下坡流之例

圖 11 為 1994 年 8 月 7 日 19 UTC 之 Doug 颱風之例，該時中心風速 90kt，半徑 120/300 公里，屬中型中度颱風。本類颱風基本上同上述圖 8 至圖 10 三圖，氣流之上風面均為山脈西側。但本次颱風屬另一類氣流流制(flow regime)「爬山流制」或稱「非阻擋型流制」(unblocking regime)，即氣流遇山有能力可以爬山。此在其所反映的動力作用可以看出，即在迎風面有最著之地形雨(可參見該颱風之網頁)，背風面因全面

有下坡流，山脈東側各測站均有焚風(見圖 11 中之細虛線所代表之等溫線)。其中成功於 8 月 8 日 00 時 26 分最高溫度達 39.1°C，創該地區歷史上最高紀錄(蔡等，1995)。因上已述此屬氣流可以爬山之流制，有關本類型式詳細討論非本文範圍。

(四)「阻擋流型」影響型式之四——經過台灣山脈南段西行之 1975 年 Betty 颱風之例

以上三例均屬「山脈上風面」在「山脈西側」之邊界層流場變化個例。而此處所述為山脈西側屬「氣流下風面」時邊界層中流場變化之例，係以 1975 年 9 月 22 日 18 UTC 及 21 UTC 之 Betty 地面流場為代表，各見圖 12a、b。本次為一「中型中度」颱風，中心係經過中央山脈南段而為「自由過山」(即颱風過山時中心路徑連續之例)之例。由圖 12a 之 18 UTC 之地面流場圖可見，上游之氣流方向普遍來自東南，略與山脈長軸呈 100°之交角，為標準之山脈東側屬「上坡流」之流場。其邊界層流場變化最著在山脈西側之背風面，計其型式有四。其一，台灣海峽之「渠流」或稱「噴流」(jet)。其二，山脈西側緊沿山脈區有「三角狀尾流」。其三為高雄之西海峽內有一颱風渦旋。其四，海峽「噴流」與颱風「渦旋」間存在有一「風切線」。整體而言，該颱風「渦旋」屬「內圈」氣流。其他「海峽渠流」與「三角尾流」均屬「外圈」氣流之現象，係受台灣中央山脈及台灣海峽效應影響之表徵。「風切線」即為「內」、「外」圈流場間之「界線」。特別有興趣的是該「三角尾流」乃係由颱風中心過山後颱風「外圈」來自東南向之氣流遭受山脈之「阻擋」影響所造成。另外圖 12b 為 21 UTC 之地面流場圖。與圖 12a 之 3 小時前之流場圖相較，最大不同為「颱風內圈環流」因與「外圈環流」交互作用而「增大」。「三角尾流區」並向西移動達 60 公里。原來馬公一帶有近 30kt 之東北風向之風，而後因已進入「三角尾流區」，風轉為僅有 5kt(比較圖 12a 與 b)。同時可見，類此「阻擋流型」的「尾流區」，均佔甚大之區域，為有別「分流型」之較狹窄之「尾流」，吾人茲以「巨形尾流」(broad wake)稱之。

(五)「阻擋流型」影響型式之五——經過台灣北部西行之 1996 年 Herb 之例

以上之(四)「阻擋流型」為經過台灣中央山脈南段之例。另外此處特給出中心經過台灣中央山脈北部之 1996 年 Herb 颱風之例，藉作比較。圖 13a 為該颱風 1996 年 7 月 31 日 06 UTC 之流場圖，由圖可見「上坡流」係在台灣西部，而「台灣東側」則為一廣大之「三角尾流區」(broad wake)，此與圖 12a、b 之 Betty 經過山脈南部西

行颱風完全相反。另外圖 13b 為 Herb 颱風過境山脈東側自北向南各測站之「平均風」與「最大陣風」逐時變化圖。圖中之等值線為最大陣風線。極為顯著，如此強大之颱風台灣東部於颱風來時，竟無風亦無雨。但深值注意的，當颱風中心接近，台灣東部出現南風時即伴隨有大風。故颱風中心位置預報是如何重要。

(六) 另外此處給出三例均與山脈「背風渦旋」(lee cyclogenesis)產生有關者

1. 1955 年 Iris 颱風之例

茲選擇 8 月 23 日 17 UTC、21 UTC 時間之流場圖(圖 14a、b)以作說明。內容重點為：

(1) 台灣海峽之噴流(jet)一向北退縮。顯見噴流中心自台灣海峽(圖 14a)，漸回退至台灣北方海上，並縮小範圍(圖 14b)。

(2) 摩擦邊界層(boundary layer)一限至台灣北部桃園、台北與宜蘭一帶(圖 14a)，此時宜蘭至桃園一帶略均為 20-30kt， 110° - 130° 之東南風，即 α 角($130^{\circ}-20^{\circ}=110^{\circ}$)約為 110° 。

(3) 尾流(wake)一台灣西部 10kt 線以內均為尾流區。由圖 14a，包含新竹、台中及嘉義。

(4) 自由剪切層(free shear layer)或稱「自由邊界層」(張等，1986)一由圖 14a 可見此「自由剪切層」(其定義參見第二章)係出現於「尾流」與「噴流」之間，存在有頗大之風切。至 4 小時後(圖 14b)，該「尾流低壓」已顯見移出其「源區」。及後並取代原在成功區之西的颱風中心。該颱風在接近台灣時，中心強度有達 110kt。此處僅作對自由剪切層之簡單討論，而未論及取代原颱風中心之過程。

2. 1971 年 Ofelia 颱風之例

本次颱風，參見圖 15a、b。山脈西側之「下游方向」出現有：(1)台灣海峽區之「噴流」，(2)台灣北部迄至新竹區之「摩擦邊界層」，(3)新竹以南均在「尾流」中，(4)「尾流」與台灣海峽之「噴流」間出現有「自由剪切層」。

本颱風演變過程基本上亦同 1955 年之 Iris，係副低壓環流取代原颱風，但其發生型式及過程卻完全不同。Iris 颱風取代原颱風後，其中心區相當大的範圍中仍保留為「尾流」型式，但 Ofelia 卻顯見在「自由剪切層」上出現渦旋。此可參見圖 15a 與 15b。由圖 15a，在尾流區已可分析出風速之「零值線」，而在其右邊已普遍出現南來之迴流(back flow)，顯見「氣流分離」現象已在進行中。而由圖 15b，可見在自由剪切層上已發展有一氣旋式渦旋。此處僅指出此項事實，詳細討論非本文範圍。

以上 1955 年之 Iris(圖 14a-b)與 1971 年之 Ofelia(圖 15a-b)為典型之兩次侵台颱風「背風旋

生」(lee cyclogenesis)之例，且均為背風之「渦旋」取代原颱風中心，其過程均深有興趣，本文討論略去。

3. 1953 年 Kit 颱風之例

此處給出一極典型、亦可說極特殊之例，與流體力學實驗中，流體過一明顯銳角(salient angle)障體所產生之背風渦旋極為相似(Batehlor 1967, Fig.6.7.2)。有關此實際例子可見圖 16 之 1953 年 7 月 3 日 21 UTC Kit 颱風。由圖中所附之等壓線之圖，颱風 Kit 中心已過山，並移至台中以南。但極有興趣的是，在新竹西北外海發生一極強之渦旋低壓(低壓處伴隨有氣旋式環流，風為穿過等壓線指向中心)。而在流場分析中，見有一自東南向西北可繪出 60kt 封閉等高線之「噴流」，則在山脈東北角一帶之近海中，顯為此時颱風旋流繞山流場重分布(redistribution)所造成。即由於此項流場，而使山脈背風角上靠新竹近海，出現有氣旋式渦旋。而且渦旋在該處滯留近十數小時，迄至 4 日 09 UTC 時仍可看出(圖略)。

五、預報問題討論

(一) 二類邊界層現象的關鍵參數——氣流進入角之分界點

由以上之討論，可發現就預報上而言，最關鍵的參數為「氣流進入角」 α 。何種情形下，遇山氣流為受「分流型」影響或為「阻擋型」影響，就機翼(airfoil)情況下調查，在平直均勻流動下，其分界點略為 15° ，如圖 17 所示。但就台灣中央山脈之情形，兩類流型 α 角之分界點，略為 70° ，見圖 18。此想因颱風為「旋流」，且台灣地形也非如圖 17 所示之「流線形」有關。

(二) 「邊界層」與「尾流」發生及其演變問題

由以上(三)(四)兩章討論，略可得：

1. 在「分流型」情況下

其弱風尾流區均在山脈之下風處，略在屏東、恆春一帶(如圖 2a、b)，此為牽涉颱風侵襲時安全區之預報，重要性不言而喻。其變化模式就西行颱風而言，隨颱風之趨近，其尾流區之位置演變有略如圖 19a 之模式，基本上均在颱風中心方向之同側。至於山脈西側「邊界層」發生(而非指「尾流」)則與進入颱風之移向與區域有若圖 19b 模式圖所示。意指：當颱風在該斷線區之範圍及所示之移向時，台灣西側均將在「邊界層」以內，即基本上均在「沿山流」控制下，西側均將有強風。注意，當颱風中心移至距山約一個緯度以內時，將進入颱風之「內圈」，又將是另一種「流型」。

2. 在「阻擋型」情況下

在「阻擋型」情況下，此兩類現象——「邊界層」及「尾流」遠為複雜。此時「邊界層」主要僅出現於山脈南北兩側，因台灣山脈南、北兩端較低，一般均在 2 千公尺以下(圖 1)。故有時氣流不但可沿山而行而且可以爬山，但此均可謂為「邊界層」氣流。而在中央山脈主幹，上游部分之氣流動態則極複雜，將另在下節討論。至於山脈背風面之「尾流」情形，在「阻擋型」時，則必將發生，而且佔極重要的地位。例如 1996 年 Herb 颱風之山脈東側情形，甚至所佔區域極大，而且極為穩定(見圖 13b)。而當颱風在山脈南段西移過山時，下風面之「尾流區」即在台灣西部，亦極穩定，隨颱風過山後中心向西北移動，「尾流區」亦是，係為向北移動，極見規則(見圖 20)。而且颱風時之背風面尾流是呈「三角狀」，且絕對為「封閉尾流」(closed wake)，而非為「開放尾流」(open wake)。

(三) 「阻擋流」時台灣山脈主幹部份之流型

此處所謂台灣山脈主幹則為其平均高度達 3 千公尺的部份(見圖 1)，此時迎風面遇山「颱風旋流」，即明顯受夫如數(Fr)所控制。關於此，我們曾做了極多颱風個案的研究(蔡等，1993，1995)。因上已述及夫如數($Fr=V/NH$)中之 N 、 H 就某一時段某一颱風之情形基本上可視為常數，而其大小完全端賴其上風面未受山脈影響之對向山脈之風力(V)大小而定。其氣流究為「繞山」，或「爬山」，我們調查是，當 $Fr > 0.5$ 時已可爬山(例： N 大小一般可認為 10^2 /秒，山高(H)為 2500m，風為 25kt，即 12.5m/s，即 $Fr=12.5/(10^2 \times 2500)=12.5/25=0.5$ ，可參見圖 11。)否則為繞山。繞山時之流場又各有不同，可分別如圖 8-10 所示。而爬山時之流場則可如 1994 年之 Doug 颱風之例，該例台灣東側全區均見有「焚風下坡流」(見圖 11)。 Fr 之大小直接有關氣流是否有能力爬山或山脈下風面之「焚風」強度。此牽涉到「阻擋流型(制)」(blocking flow regime)或「非阻擋流型(制)」(unblocking flow regime)之預報，詳細討論非本文範圍。

(四) 噴流之發生及預報問題

受山脈影響，因颱風風力重分佈(redistribution)造成「噴流」，均出現於台灣之外島一帶，致是並未造成台灣本島的重要風力災害。基本上，在「分流型」時，最著之噴流，係出現在台灣海峽中。另可見沿海岸一帶如梧棲此時也會出現強風，此乃因陸海摩擦作用不同有關(郭，2000)。另外在「阻擋流」時，最易出現異常噴流的是「蘭嶼」與「彭佳嶼」一帶。在該兩處由於強勁之水平風切常有發生「下風面」渦旋

事實，例見圖 16。又圖 21 為台灣各地颱風侵襲時(155 個案)平均風 ≥ 7 級或陣風 ≥ 11 級之個案次數及百分頻率分布，可充份表出此項事實——噴流出現區分布。圖中台中區發生頻率為特少，即由於「阻擋流」造成的「遮蔽作用」有關。

(五) 颱風侵台時山脈下風面之「背風旋生」(lee cyclogenesis)與「氣流分離」現象預報

此無異是本文所討論邊界層現象中的最重要部分，顯然，此為一甚重要的專題。因其亦為台灣邊界層之現象，故亦簡單的做一預報問題上的討論。在上述第四章中我們曾舉三類「背風旋生」之例(圖 14、15、16)。此必須在「阻擋流型」(而非「分流型」)下方可發生。氣流進入角，必須 $> 70^\circ$ 。且原颱風需要在一定區域。此可參見我們的網站「颱風」中「專業查詢」部分查到，個案極多。但因該網頁中未談及此處所提出之「自由剪切層」(free shear layer)(圖 15a、b)及在該層上誘生「渦旋」，而先決條件即需先有「氣流分離」(flow separation)(見如圖 15a)。又該兩例(圖 14、15)背風面之副渦旋(secondary vortex)均有能力取代原來颱風的生命，詳細討論非本文範圍。

又此處有討論另一類「背風旋生」(lee cyclogenesis)，即 1953 年 Kit 之例，見圖 16。此亦必須在特定條件下產生。由該圖形勢，靠基隆、彭佳嶼一帶有最著之噴流帶，新竹區恰在下風處之角落上(如圖 16 中之附圖)，故致有形成如此顯著角偶下風處之「渦旋」。該渦旋雖持續達約 10 小時，但卻無力取代原颱風。

(六) 自西向東侵台颱風邊界層厚度及渦度產生(vorticity production)與「背風旋生」問題

我們過去研究的一部分工作中(例如：蔡、王，1994)曾經就 1949-1990 年間，選擇了多個重要颱風，做了很多地面層、探空、各地自記紀錄及各颱風各階段之渦度收支等分析。而此處所討論為引述其渦度分析部份。圖 22a、b 即為 1971 年 7 月 25 日 17 UTC Nadine 颱風之流場客觀分析與渦度分析圖(可參見圖 2a-c)。上經述及(參見圖 2a-c)此為氣流進入角小，為「分流型」邊界層之例。由風場客觀分析圖(圖 22a)作出之渦度圖(圖 22b)，極有興趣的可見，假如由上述邊界層定義，可見此時之邊界層，亦即渦度集中區域的範圍，可自台灣山脈西緣延伸至台灣海峽「噴流」軸線之東，而且均為「切變」渦度(參見簡，2000)，無「曲率」渦度。此想此亦所以第一類(分流型)之邊界層，均無發生「背風旋生」之事實，而且類此「邊界層」型式實際均無「副中心」產生以取代原颱風。

六、摘要與結論

1. 侵台颱風之邊界層流型可分為兩類：即：其一「分流型」——此時颱風氣流為來自東北方，如過一「瘦長體」(slender body)；另一為「阻擋型」——此時颱風氣流為來自東方，如過一鈍體(bluff body)。兩類邊界層之分野略以氣流進入角 70° 為界。

2. 「分流型」邊界層，對西行遇山颱風而言其特徵有三。(1)邊界層：主要出現於山脈西側。其邊界層寬度可伸至台灣海峽中之噴流軸上，我們有做出個案之渦度場分析，主要為切變型渦度(圖 22b)。(2)三角狀尾流區：颱風來時在山脈之南端，隨颱風趨近將轉變為颱風中心同側之南方。(3)噴流主要發生於台灣海峽。此處給出四例，各見圖 2、3、4 及 7。

3. 「阻擋流型」邊界層又可分「上游影響」與「下游影響」兩部分。因其影響台灣山脈東、西兩側的廣大地區，故其重要性不言而喻。型式甚多，其中又依「夫如數」(Froude number)大小(就台灣情形略以 0.5 值為界)分為「阻擋流型(制)」(blocking flow regime)(圖 8-10)，與「非阻擋流(制)」(unblocking flow regime)(圖 11)。後者之例常與「焚風下坡流」伴生。

4. 「阻擋流型」邊界層略可分為南、北兩型。在台灣北部及北方近海西行颱風的「上風面」在台灣西部，最著特徵有氣流分流，沿山流，或爬山流。在台灣東部的「下風面」則均為出現「巨大」的「三角狀尾流」(broad wake)(參見圖 9、10、11、13)。在台灣南部及南方近海西行颱風情況即反是(參見圖 12)。

5. 「阻擋流型」邊界層特徵，最重要的是在山脈西側為「下風面」時，可生成「背風旋生」(lee cyclogenesis)，此處給出兩例，1955 之 Iris(圖 14a-c)與 1971 年之 Ofelia(圖 15a、b)，該兩例西側之副渦旋中心均有取代原中心，此處僅舉出事實，詳細討論非本文範圍。

6. 在「阻擋流型」時，在背風面之山角處新竹一帶，亦可產生明顯的「背風渦旋」(圖 16)。

7. 颱風邊界層中之「氣流分離」(flow separation)為「背風旋生」的必要條件，此處有給出在「自由剪切層」(free shear layer)(尾流與噴流間邊界上之變易層)上「氣流分離」而產生「背風渦旋」之例(圖 15a、b)，詳細討論非本文範圍。

8. 颱風「侵台」的「邊界層」現象發生的必要條件，必須颱風趨近台灣區的風速到達 20kt 以上，此與雷諾數(Re)有關。並發現除氣流進入角(α)、夫如數(Fr)外，颱風位置(含運動)、強度及

水平風力結構(此處以 30 與 50kt 風之半徑表出)均扮演重要角色，本文均有給出代表性之個例(例如圖 2、3、6、7)。

七、誌謝

本文在研究過程中，蒙陳泰然、李清勝、吳俊傑、黃清勇、郭鴻基諸教授及彭立、葉天降、洪景山、簡國基諸博士提供寶貴意見，撰寫時重蒙洪秀雄博士參加討論，提供卓見，又本文之完成蒙鍾孝林、謝維權先生、于茜與李金蓮小姐之協助，特在此一併致謝。

參考文獻

- 王時鼎、林則銘、俞家忠，1975：颱風侵襲時臺灣海島對風場分析與預報之影響。大氣科學，第二期，23-35。
- 王時鼎，1992：侵台颱風路徑、強度、結構及風雨整合研究。國科會防災科技研究報告 80-73 號，i-285。
- 張捷遷、章光華、陳允文，1986：真實流體力學。清華大學出版。
- 蔡清彥、王時鼎，1994：侵台「非分裂過山」颱風之研究——(II)觀測分析及進一步研究。NSC83-0202-M052-011。
- 、——、林民生，1993：台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究(II)侵台重要颱風電腦資料檔建立及分裂過山颱風之進一步研究。國科會專題研究報告 CWB82-1M-03，P. 1-263。
- 、——、鄭明典，1995：台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究(三)。中央氣象局專題研究報告 CWB83-1M-01，1-370。
- 簡國基，2000：台灣地形對侵台颱風之影響——TCM-90 個案之模擬與分析。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文。
- 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——侵台颱風路徑、強度、風力預報之應用研究(一)。中央氣象局，專題報告 CWB84-1M-01，P. 1-356。
- 、——、——、——，1997：台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究——侵台颱風路徑、強度、風力預報之應用研究(二)。中央氣象局，專題報告 CWB85-1M-01，P. 1-382。
- 、——、——、——，1998：百年

- 侵台颱風路徑圖集及其應用——台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究(六)。中央氣象局專題研究報告 CWB86-1M-01, P. 1-497。
- Batchelor, G. K., 1967: An Introduction to Fluid Mechanics. London, Cambridge University Press.
- Lin, Y. -L., J. Han, D. W. Hamilton and C.-y. Huang, 1999: Orographic influence on a drifting cyclone. *J. Atmos. Sci.*, 56, 534-562.
- Schlichting, H., 1968: Boundary-layer theory. 歐亞書局影印。
- Smith, R. B., 1985 : Mesoscale mountain meteorology. Report of the workshop on the results of the Alpine experiment(at the end of Volume II).
- Wang, S.-T., 1980: Prediction of the movement and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity. Res. Rep. 018. Taiwan National Science Council, Taipei, Taiwan. (in Chinese)
- 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.
- , 1993b: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II : Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*, 121,3213-3233.

Two Boundary Layer Modes Caused by Taiwan Terrain during Typhoon Invasions

SHIH-TING WANG SHINN-LIANG SHIEH
MING-DEAN CHENG JEN-HSIN TENG
Central Weather Bureau

Abstract

There are two modes of the boundary layers caused by Taiwan Terrain during Typhoon invasions. These are: (1) the splitting mode caused by typhoon flow generally from the northeast as it involves a slender body; (2) the blocking mode caused by typhoon flow from the east as it involves a bluff body. In this study observational analysis is made by 10 typhoon cases selected in the years of 1949-2002. It is found that the general boundary layer phenomena associated with the barrier include: the boundary layer, wake, jet, stagnation, up-sloping and down-sloping motions, shear line, Foehn wind, free shear layer, flow separation, lee cyclogenesis, etc. They are all witnessed in the boundary layer modes, respectively. In the paper we emphasize the description of observed facts instead of the further investigation. In addition forecast problems involved are also discussed.

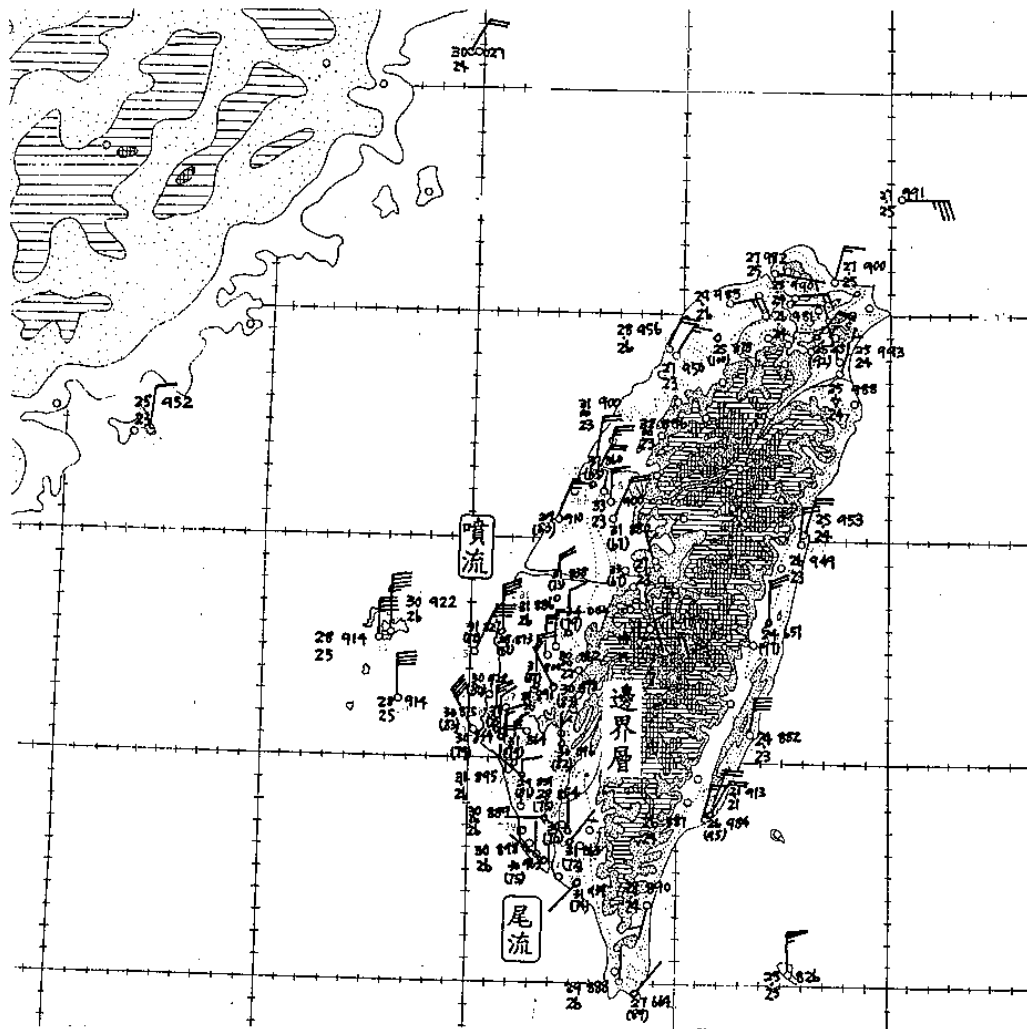


圖 2a 1971 年 7 月 25 日 06 UTC 之 Nadine 颱風未經分析地面流場資料，又圖中地面觀測資料包括：氣象局、空軍及民用測站。

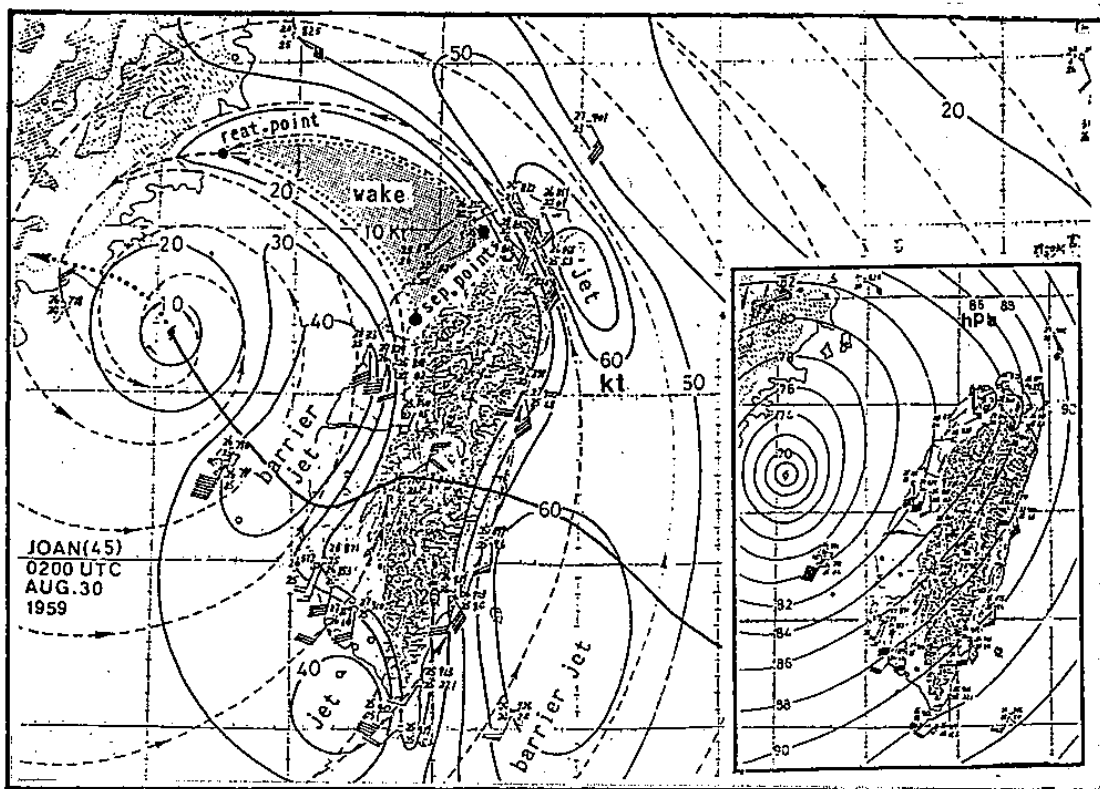


圖 7. 1959 年 8 月 30 日 02 UTC 之 Joan 颱風之流場圖及等壓線圖(見右方方框中)，亦為「分流型」邊界層之例，相對於山脈言，尾流均為與颱風中心在同一側。其他說明見圖 3a。

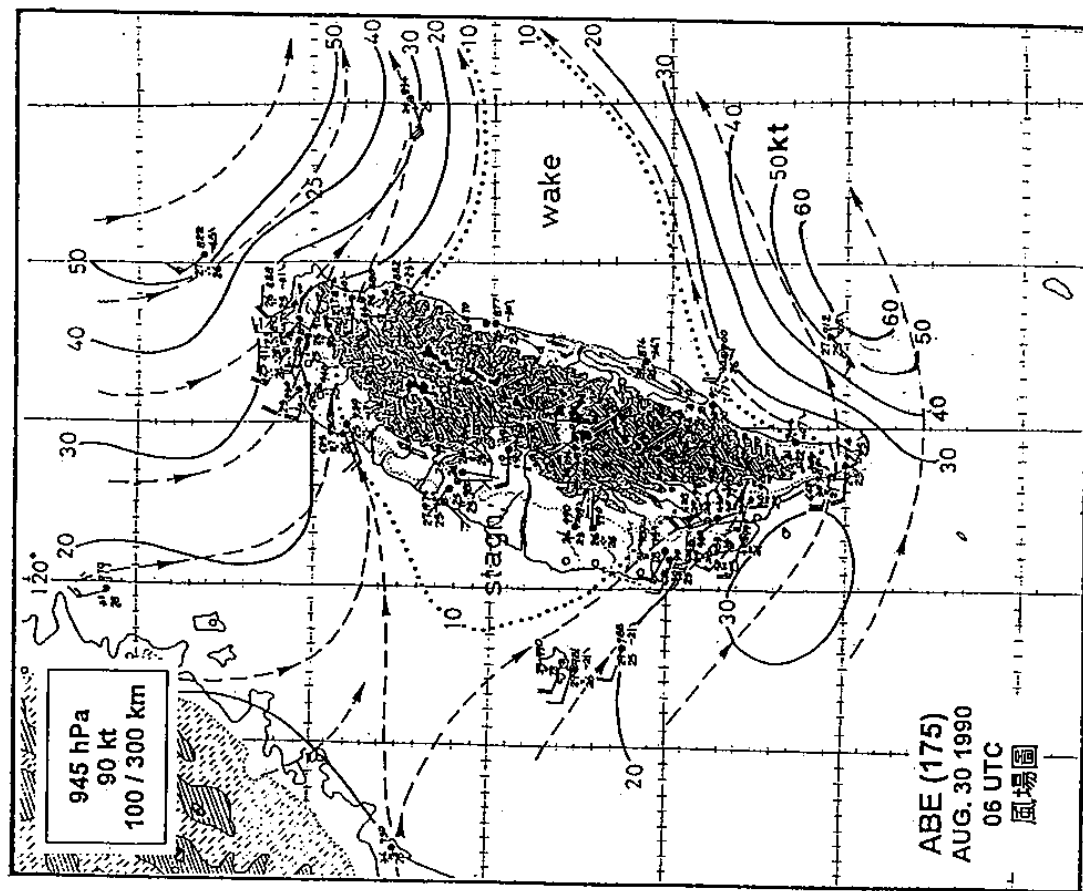


圖 10. 1990 年 8 月 30 日 06 UTC 之 Abe 颱風之流場圖。「阻擋流型」之
 例。上游西側之氣流遇山造成「分流」，山脈東側則出現廣大「三
 角尾流」，其南蘭嶼區出現有「自由噴流」。

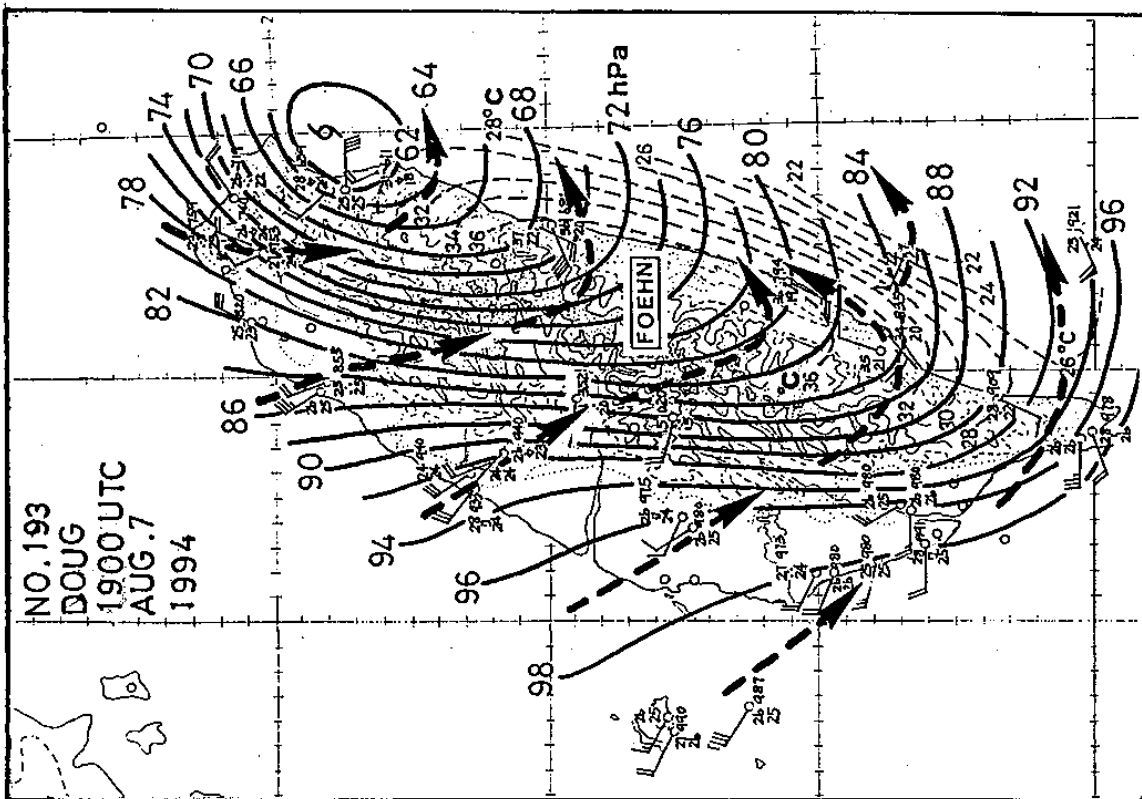


圖 11. 1994 年 8 月 7 日 1900 UTC 之 Doug 颱風之等壓線圖。圖中有附
 氣流線(附有箭頭之粗斷線)，及山脈東側之等溫線(虛線)，用
 以示颱風中之「焚風區」。本例氣流已可順利爬山。